



Гоков О. М.

**ЗБУРЕННЯ В НИЗЬКОТЕМПЕРАТУРНІЙ ПЛАЗМІ  
СЕРЕДНЬОШИРОТНОЇ НИЖНЬОЇ ІОНОСФЕРИ,  
ОБУМОВЛЕНІ ПРИРОДНИМИ ДЖЕРЕЛАМИ**



м о н о г р а ф і я

*Гоков О. М.*

**ЗБУРЕННЯ В НИЗЬКОТЕМПЕРАТУРНІЙ ПЛАЗМІ  
СЕРЕДНЬОШИРОТНЬОЇ НИЖНЬОЇ ІОНОСФЕРИ,  
ОБУМОВЛЕНІ ПРИРОДНИМИ ДЖЕРЕЛАМИ**

**Монографія**

Харків, Вид. ХНЕУ, 2010

УДК 533.9  
ББК 22.338  
Г59

Рецензенти: докт. техн. наук, професор кафедри експериментальної фізики Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна *Лойба В. П.*; канд. фіз.-мат. наук, ст. науковий співробітник, зав. лабораторії космічної радіофізики Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна *Лоднос В. А.*; канд. фіз.-мат. наук, ст. науковий співробітник Інституту сцинтиляційних матеріалів НАН України *Калтрунов К. О.*

Рекомендовано до видання рішенням вченої ради Харківського національного економічного університету.

Протокол № 4 від 01.02.2010 р.

Гоков О. М.

Г59 Збурення в низькотемпературній плазмі середньоширотної нижньої іоносфери, обумовлені природними джерелами : монографія / О. М. Гоков. – Харків : Вид. ХНЕУ, 2010. – 176 с. (Укр. мов.)

Наведено основні результати експериментальних досліджень впливу основних джерел природного походження на іоносферну плазму у регіональній середньоширотній D-області іоносфери на основі регулярних спостережень варіацій іоносферних параметрів за допомогою радіофізичного методу дистанційного радіозондування іоносфери – методу часткових відбиттів.

Установлено та проаналізовано основні особливості відгуків регіональної середньоширотної D-області, виконано оцінки й розрахунки параметрів збурювань, характеристик потоків заряджених частинок, які висилаються із магнітосфери в періоди збурень.

ISBN 978-966-676-363-2

УДК 533.9  
ББК 22.338

© Гоков О. М.  
2010

## ВСТУП

Різні збурення в іоносферній плазмі, які викликаються джерелами антропогенного чи природного походження, є невід'ємною частиною процесів у навколоземному просторі і значно впливають на роботу наземних і космічних високотехнологічних систем зв'язку та навігації.

Основною особливістю фізичних процесів під час іоносферних збурень є наявність одночасно декількох механізмів з відповідними шляхами надходження енергії від різних джерел як зверху (космічна погода), так і знизу (процеси в атмосфері і літосфері). Кожний з цих процесів не завжди можна розглядати окремо, оскільки дія декількох окремих чинників може призводити до нелінійного посилення ефекту, який перевищує арифметичну суму дії окремих причин. Зокрема, іоносферні збурення під впливом акустико-гравітаційних хвиль часто є більш помітними під час регулярно виникаючих збурень під дією сонячного термінатору.

Локальні атмосферні впливи часто стають більш помітними на фоні іоносферних збурень космічного походження. Значне ускладнення проблеми полягає в тому, що іоносферні збурення розвиваються як невід'ємна ланка природних збурень, що охоплюють магнітосферу і усі шари атмосфери. В інших випадках впливи окремих чинників можуть "конкурувати" між собою. Так, зв'язок між параметрами іоносфери і атмосфери у певних випадках стає більш помітним у спокійних геомагнітних умовах.

На практиці для вирішення цих питань використовують два основні підходи. Перший полягає в використанні тривалих рядів спостережень основних іоносферних параметрів, що дозволяє статистично надійно виділити основні особливості явища чи процесу. Однак, особливості дії і взаємодії декількох процесів при цьому виділяються слабко чи не виділяються взагалі. Інший підхід полягає в детальному вивченні процесів під час окремих, часто унікальних, явищ з використанням максимально повного набору характеристик іоносфери, космічної погоди і інших шарів атмосфери. Надійність результатів досягається за рахунок використання результатів тривалих спостережень і порівнянні експериментом і теоретичних розрахунків. Ці два підходи значною мірою доповнюють один одного.

За нашого часу, основні механізми впливу на іоносферу встановлені, однак, кількісні розрахунки варіацій іоносферних параметрів під час іоносферних збурень часто є незадовільними і потребують подальших

досліджень. В даний час достатньо надійно встановлено що збурення в іоносферній плазмі, які викликаються джерелами антропогенного та природного походження, мають багато загальних характерних особливостей. Проте особливості їх проявів в різних областях іоносфери вивчені ще недостатньо. Відзначимо, що переважна частина публікацій присвячена дослідженням збурень у верхній іоносфері (на висотах  $z > 150 - 200$  км.).

Відгук середньоширотній D-області ( $z < 100$  км) на дію джерел збурень різного походження вивчений слабо через різноманіття і складність фізико-хімічних процесів, що протікають в ній, і труднощів проведення тривалих безперервних спостережень.

У роботі наводяться основні результати експериментальних досліджень впливу ряду основних джерел природного походження (сонячні спалахи, геомагнітні бури, сонячний термінатор, затьмарення сонця, сильні грози та великі пожежі) на іоносферну плазму у регіональній середньоширотній D-області іоносфери, представлені в основних наукових статтях публікаціях автора та його колег [29–37, 39–44, 47–52, 61, 105, 106, 164–166, 204–206, 167–172, 174–175, 177–182]. Виконано аналіз отриманих результатів. На основі порівняння іоносферних параметрів і характеристик відбитих від іоносферної плазми радіосигналів і шумів на частотах 2 - 4 МГц, отриманих у незбурені періоди й під час дії джерел збурень природного походження, установлені й проаналізовані основні особливості відгуку регіональній середньоширотній D-області, виконані оцінки й розрахунки параметрів збурювань, характеристик потоків заряджених часток, які висипаються із магнітосфери в періоди збурювань.

Для досліджень використано банк даних спостережень на радіофізичній обсерваторії Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна [211], що включає як систематичні фонові спостереження, так і спостереження під час окремих іоносферних явищ з використання методу дистанційного радіозондування D-області іоносфери – методу часткових відбиттів [147, 149]. Використані також дані глобальної мережі геофізичних спостережень за станом космічної погоди, у тому числі з використанням вимірювань in-situ на супутниках. Використання для досліджень радіофізичних комплексів, які внесені до Державного реєстру об'єктів, що становлять національне надбання України, підвищують надійність досліджень, що проводяться.

Робота виконана на базі фундаментальних НДР, об'єднаних зага-

льною назвою "Дослідження динаміки іоносфери на середніх широтах під час збурень", основною метою яких є розробка іоносферних моделей з урахуванням особливостей розвитку іоносферних збурень під впливом природних чинників.

Ця робота присвячена експериментальним дослідженням регіональній середньоширотній D-області іоносфери на основі регулярних спостережень варіацій іоносферних параметрів. Робота є проміжною і подальшою метою роботи є розробка іоносферних моделей з урахуванням особливостей розвитку іоносферних збурень під впливом природних чинників. В подальшому це дозволить уточнити і вивчити основні особливості фізичних процесів в іоносфері під впливом збурень природного походження; оцінити роль процесів, що розглядаються, в загальному ланцюгу процесів у навколосемному просторі; виділити екологічно значущі процеси, розробити рекомендації щодо вдосконалення системи сповіщення про збурення та розробити заходи щодо попередження несприятливого впливу довкілля на людину і на технічні засоби зв'язку і навігації.

Слід відзначити, що дослідження закономірностей розвитку іоносферних збурень проводяться у регіоні, в якому зараз кількість спостережень значно менше, ніж в американському секторі. Тому ці дослідження сприяють дослідженню збурень у цілому, оскільки значна частина збурень у верхній атмосфері розвиваються у планетарному масштабі.

Автор виражає глибоку вдячність співробітникам кафедри космічної радіофізики Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна канд. физ.-мат. наук, професору Тирнову О. Ф., канд. физ.-мат., старшому науковому співробітнику Подносу В. А., канд. физ.-мат., старшому науковому співробітнику Гармашу К. П., науковому співробітнику Гритчину А. І. за допомогу у організації та проведенні експериментальних вимірювань за допомогою радіофізичного комплексу часткових відбиттів та постійний інтерес до цих досліджень.

## Список основних позначень

$N$  – концентрація електронів;  
 $\nu$  – частоти зіткнень електронів з молекулами;  
 $v$  – швидкість;  
 $F$  – частота зондування іоносфери;  
 $\tau$  – тривалість зондувальних імпульсів;  
 $f$  – частота;  
 $z$  – висота;  
 $t$  – час;  
 $T_e$  – температура електронів;  
 $T_i$  – температура іонів;  
 $E_z$  – вертикальна складова електричного поля;  
 $\Pi$  – густина потоку потужності;  
 $P$  – потужність;  
 $\lambda$  – довжина хвиль;  
 $\varepsilon_p$  – енергія протонів;  
 $\rho$  – щільність повітря;  
 $\Delta z$  – товщина шару;  
 $m$  – маса;  
 $\vec{k}$  – хвильовий вектор;  
 $\vec{B}$  – вектор магнітної індукції;  
 $\Delta\varepsilon$  – зміни питомої внутрішньої енергії;  
 $C$  – питома теплоємність повітря;  
 $A(t)$  – ступінь покриття Сонця диском Місяця;  
 $\Pi_T$  – середній потік тепла;  
 $\Pi_P$  – середній потік потужності;  
 $\varepsilon_T$  – питома теплота згоряння горючих матеріалів;  
 $g$  – прискорення вільного падіння;  
 $H_a \approx 8$  км – наведена висота атмосфери;  
 $\gamma_a$  – показник адіабати;  
 $T_a$  – температура атмосфери;  
 $L$  – ширина області термінатора  
 $\omega_a, \omega_b$  – власні частоти атмосфери;  
 $f_B$  – гірочастота електронів;

$\gamma_a = 1.4$  – відношення питомих теплоємностей (показник адіабати);  
 $H_T = -T_a dz/dT_a$  – масштаб зміни температури атмосфери  $T_a$ ;  
 $\alpha_0$  й  $\alpha$  – коефіцієнти рекомбінації в незбурених і збурених умовах;  
 $W_s$  – густина сейсмічної енергії;  
 $\langle A_{so,x} \rangle(z,t)$  – висотно-часові залежності середніх амплітуд суміші ЧВ сигналу і радіошуму;  
 $\langle A_{o,x} \rangle(z,t)$  – висотно-часові залежності середніх амплітуд ЧВ сигналу;  
 $\langle A_{по,пх} \rangle(t)$  – часові залежності середніх амплітуд шуму;  
 $\langle A_{o,x}^2 \rangle$ ,  $\langle A_{по,пх}^2 \rangle$  – оцінки середніх величин квадратів амплітуд ЧВ сигналу і шумів;  
 $K_{x,o}$  – інтегральний коефіцієнт поглинання ЧВ-сигналу  $x$ - і  $o$ -поляризацій (магнітоіонних компонент);  
 $\sigma_R^2$  – дисперсія значення  $R$ ;  
 $\langle \Delta N^2 \rangle$  – інтенсивність флуктуацій  $N$ ;  
 $\sigma_{x,o}^2$  – дисперсія інтенсивностей ЧВ сигналу;  
 $\chi$  – зенітний кут Сонця;  
 $V_A$  – альвенівська швидкість;  
 $\langle M \rangle(x,y,z)$  – розподіл об'ємного заряду аерозолі;  
 $\rho(x,y,z)$  – розподіл щільності об'ємного заряду;  
 $Q$  – продуктивність безперервного точкового джерела;  
 $K_u$  – коефіцієнт використання в генераторі аерозолі;  
 $N_{\pm}, \mu_{\pm}, E_{\pm}$  – концентрації, рухливості й напруженості електричного поля позитивних і негативних іонів відповідно;  
 $\alpha_{\pm}$  – коефіцієнт рекомбінації іонів;  
 $D_{\pm}$  – коефіцієнти дифузії;  
 $N_{\alpha}$  – концентрація аерозолів;  
 $K_T$  – коефіцієнт турбулентної дифузії;  
 $D_M$  – коефіцієнт молекулярної дифузії;  
 $N_{\pm}$  – концентрації аероіонів;  
 $R$  – опір;  
 $\vec{J}$  – електричний струм;  
 $\nu_{en}$  – частота зіткнень із нейтралами електронів;  
 $\nu_{in}$  – частота зіткнень із нейтралами іонів;



$\omega_{Be}$  – гірочастота електронів;

$\omega_{Bi}$  – гірочастота іонів;

$\vec{k}$  – хвильовий вектор;

$P_\alpha$  – зміна тиску для часток сорту  $\alpha$ , викликана інфразвуковою хвилею;

$\lambda_1$  – довжина хвилі інфразвуку;

$f_1$  – частота інфразвукової хвилі;

$f_3$  – частоти низькочастотних вістлерів;

$v_1$  – швидкість інфразвуку;

$\theta_1$  – кут між вертикаллю й напрямком поширення інфразвукової хвилі;

$\vec{k}\vec{B} = \theta$  – кут;

$\sigma_H$  – холловська провідність;

$\sigma_P$  – педерсенівська провідність;

$f_d$  – доплерівське зрушення частоти.

# **1. Характеристика результатів досліджень і відомості про основні джерела збурень**

## **1.1. Коротка характеристика результатів досліджень середньоширотній D-області іоносфери**

### **Сонячні спалахи**

Число явищ, що виникають на Сонці й роблять помітний вплив на приземну плазму досить велико. Більша частина з них вимагає більш детального, чим відомо в цей час, вивчення. Найменш вивченими залишаються питання впливу явищ на Сонці на саму нижню частину іоносфери Землі – D-область. Сонячні спалахи важливі для геофізиків, тому що вони є індикатором процесів, що впливають на магнітні поля й стан навколоземної плазми. Існують три основних види сонячного випромінювання, які особливо впливають на процеси у верхній атмосфері й приводять до виникнення різних явищ: рентгенівське випромінювання, протони з енергією 1 – 100 MeV і низькоенергійна плазма [185]. Вивченню впливу цих явищ на D-область іоносфери присвячена велика література (див., наприклад, [31, 36, 64–65, 74, 77, 81, 153, 162, 173, 175, 177, 185–186, 214]). Однак основна частина досліджень присвячена впливу сонячних спалахів на високоширотну D-область (див., наприклад, результати, обговорювані в [81]). Вплив рентгенівських і оптичних спалахів на середньоширотну D-область вивчено недостатньо. Є результати лише епізодичних експериментальних досліджень. Цих результатів недостатньо для рішення завдань прогнозування й моделювання проявів космічної погоди в нижній іоносфері. У зв'язку із цим існує необхідність у продовженні експериментальних досліджень і накопиченні відомостей для вивчення реакції середньоширотній іоносфері на рентгенівські й оптичні спалахи з метою рішення практичних завдань радіозв'язку, радіонавігації й ін. В останні роки подібні процеси успішно досліджуються в рамках міжнародних і національних програм типу Interball, Global Change Research Programs, CEDAR, Living with a Star і т.п.

### **Магнітні бури**

Сонячні спалахи, що супроводжуються зростанням інтенсивності оптичного, рентгенівського й корпускулярного випромінювань, і викиди

корональної маси, формують стан космічної погоди. Звичайно вони обумовлюють магнітні бури (МБ) [77, 81, 185–186]. Відомо, що прихід сонячного ударного фронту, який супроводжують, як правило, раптові геомагнітні початки SSC, викликає в перший момент посилення висипання магнітосферних заряджених часток, які після SSC швидко перемішуються із магнітосферною плазмою, що вторгається з міжпланетного простору. Ця сонячна плазмова хмара потім є причиною другої фази геомагнітної бури, під час якої можливе поширення аномальних явищ іоносферної іонізації до середніх широт. У цей час уже не викликає сумнівів, що під час магнітних бур і протягом приблизно 5 – 14 днів після них енергійні електрони з енергією  $\varepsilon \geq 40$  кеВ, які висипаються із радіаційних поясів, є джерелом додаткової іонізації середньоширотної D-області до широт  $\sim 45 - 60^\circ$  (див., наприклад, [48–50, 52, 64–65, 74, 181]). У цей період істотну роль як джерело іонізації в середніх широтах грають також високоенергійні протони. Роль корпускулярної іонізації середньоширотної D-області підтверджена експериментально (див., наприклад, [30, 39, 48–51, 64–65, 74, 77, 81, 152–153, 158, 162, 166, 171, 173, 182, 193, 214]). Електрони й протони можуть відігравати помітну роль в іонізації нижньої іоносфери на висотах 50 – 100 км уночі й у періоди збурювань різної природи природного (сонячні спалахи, магнітні бури, грози, сонячний термінатор, сильні землетруси й т.д.) [30, 39, 48–51, 64–65, 74, 77, 81, 152–153, 158, 162, 166, 171, 173, 182, 193, 214] і антропогенного характеру (потужні вибухи, старту ракет, робота потужних нагрівних стендів у радіочастотному діапазоні, випромінювання високовольтних ліній електропередач і т.д.) [27, 105–106, 127, 179, 199, 201, 204–205].

Дослідження впливу магнітних бур на навколоземну плазму є актуальними через їх велике наукове й прикладне значення. Кожна магнітна буря є унікальною й супроводжується комплексом явищ у навколоземній плазмі. Крім загальних закономірностей, кожна буря має особливості, які, у свою чергу, викликають відповідні характерні зміни іоносферних параметрів. Відгук середньоширотної D-області іоносфери на магнітні бури носить складний і неоднозначний характер. Відомі результати експериментів поки не дозволяють виявити багато особливостей відгуку. Тому існує необхідність у продовженні експериментальних досліджень і накопичуванні відомостей для вивчення цього питання.

У розділі 3 данної роботи на основі [31, 36, 175, 177] приводиться виклад результатів експериментальних досліджень методом ЧВ впливу

спалахів рентгенівського випромінювання (XRA) і слабких оптичних спалахів (FLA, які спостерігаються по зміні випромінювання  $H_a$ ), раптових геомагнітних початків (ssc) при виникненні сонячного ударного фронту під час спалахів на Сонці й висипань високоенергійних протонів (solar proton event (spe)) під час геомагнітних бур (ГБ) на характеристики радіошумів і ЧВ радіосигналів, а також на параметри регіональної середньоширотної D-області. Розглянуто відгук D-області на початок і закінчення бури.

### **Сонячний термінатор**

Сонячний термінатор (СТ) становить собою область різких змін рівноважного стану атмосфери, яка рухається зі швидкістю обертання Землі, тому логічно очікувати, що він є потужним природним джерелом різних збурювань в атмосфері й іоносфері Землі. Вивченню таких явищ присвячений ряд робіт (див., напр., [4, 9, 44, 49, 81, 91, 107, 115–117, 143, 160, 170, 178]). Одні з перших робіт, у яких експериментально були виявлені ефекти, обумовлені термінатором, – це роботи [9, 91 107, 143]. У них на основі аналізу даних про доплерівський зсув частоти низькочастотного передавача під час проходження термінатора через трасу поширення радіохвиль установлено, що термінатор обумовлює квазіперіодичну структуру електронної концентрації, яка рухається слідом за ним в іоносфері. Наступні роботи присвячені, в основному, вивченню параметрів хвильових збурювань в E и F областях іоносфери й генерації турбулентності атмосфери (див. огляди в [115–117] ). Найменш вивчено вплив термінатора на параметри нижньої частини іоносфери – D-області, що обумовлено, як ми вже відзначали, труднощами проведення тривалих безперервних (години – доби) систематичних вимірювань. Серед інших ефектів нами в [32, 44] було виявлено збільшення концентрації електронів  $N$  в D-області при проходженні термінатора. У розділі 3 наведені результати експериментальних досліджень змін концентрації електронів у регіональній середньоширотній D-області, характеристик частково відбитих сигналів і радіошумів під час проходження ранкового й вечірнього сонячного термінатора в необурених умовах і в період магнітної бури (що дуже важливо), отримані на основі вимірювань, виконаних за допомогою методу часткових відбиттів. Розглянуто можливість висипання електронів з магнітосфери, стимульованого ранковим термінатором.

## **Затьмарення Сонця.**

Відомо, що затьмарення Сонця (ЗС) бувають порівняно рідко. Із цієї причини спостереження ЗС дозволяють одержати дуже важливі знання про динаміку навколоземного середовища й уточнити супутні фізичні процеси. Характеристики динамічних процесів і їхньої особливості при конкретному затьмаренні залежать від геофізичної обстановки, характеру й ступеня збуреності Сонця й навколоземного середовища. Ефектам, що супроводжують ЗС, присвячено порівняно багато публікацій (див., напр., [5, 10–11, 42, 51, 66–69, 89, 94–95, 113, 133, 154–155, 160, 182, 210]). Настання ЗС супроводжується рядом фізичних процесів в атмосфері. Їхня енергетика – велика: енергія, потужність і їхні питомі значення атмосферних процесів, викликаних затьмаренням Сонця, мають значну величину, порівнянну з параметрами, які характерні для потужних шквалів і ураганів (тайфунів), хоча енерговиділення останніх пов'язане з рухом мас повітря, а не з його охолодженням. Тому є підстави вважати, що ЗС може викликати збурення в атмосфері не тільки в області тіні або півтіні, але й далеко за їхніми межами [42]. Було встановлено, зокрема, що ЗС викликає складний комплекс фізичних і хімічних процесів в атмосфері, іоносфері й геомагнітному полі. Серед них відзначимо: охолодження атмосферного газу, генерація ударної хвилі щільності (у результаті чого генеруються акустико-гравітаційні хвилі (АГХ)) в атмосфері, зменшення концентрації електронів  $N$  в іоносфері, зменшення температур електронів  $T_e$  і іонів  $T_i$  у зовнішній іоносфері, варіації геомагнітного поля й ін. Однак через складність процесів і їхнє різноманіття вивчення всієї картини далеко до завершення. Варто додати, що повні сонячні затьмарення в середніх широтах бувають відносно рідко, а реакція середньоширотної іоносфери на ЗС маскується впливом аврорального овалу [10, 11]. Тому задача дослідження ефектів ЗС в іоносфері залишається актуальною. Становить інтерес подальше вивчення вже виявлених ефектів і пошук інших проявів ЗС в атмосфері, особливо на висотах нижньої іоносфери. Відзначимо, що основна частина публікацій присвячена дослідженням ефектів ЗС у верхній іоносфері (на висотах більше 200 км). Відгук середньоширотної D-області на ЗС вивчений мало через різноманіття й складність фізико-хімічних процесів, що протікають у ній і труднощів проведення тривалих безперервних спостережень. Зокрема, вивчення реакції D-області досліджувалося в роботах [42, 51, 95, 182].

## Грози.

В останні роки істотно зріс інтерес до вивчення впливу сильних гроз в атмосфері на вище розташовані області атмосфери й іоносфери, що важливо для рішення як наукових проблем, так і цілого ряду прикладних задач. Особливий інтерес представляє можливий прояв грозової активності в D-області іоносфери, найбільш близької до джерела й найменш вивченої. Вивченню цього питання присвячений ряд робіт. В [73, 87] показано, що електромагнітне випромінювання грозових розрядів проникає в нижню іоносферу, напруженість електричного поля може досягати там декількох мВ/м. За оцінками [73] середній горизонтальний грозовий розряд здійснює нагрівання електронів у нижній іоносфері майже у два рази більше, ніж вертикальний. Для потужних грозових розрядів розміри розігріву можуть досягати сотень кілометрів. В [122, 189, 207] досліджується нагрівання іоносфери ОНЧ хвилями під час гроз. Показано, зокрема, що виявлений експериментально нагрів плазми в D-області, можна пояснити поглинанням енергії хвилі в результаті різкого підвищення на 30% частот зіткнень електронів на висоті  $z = 85$  км. Спостереження з використанням супутників [190] і ракет [213] висипаючихся з магнітосфери високоенергійних електронів, пов'язаних із блискавкою, сконцентрували увагу на механізмах передачі енергії в іоносфері й магнітосфері, особливо тому, що такі події спостерігається в денний час, коли поширення радіохвиль через іоносферу сильно утрудняється втратами в іоносферній D-області через збільшену електричну провідність.

Висипання високоенергійних електронів за певних умов можуть привести до зміни фонові іонізації в D-області, утворенню шарів з підвищеною іонізацією [30, 39, 159, 166]. Виміри [191, 192] електричного поля показали, що електричний імпульс у відповідних ударах блискавки іоносфери набагато довше за тривалістю, чим передвіщений теоріями електромагнітного випромінювання або «relaxation time theory».

В [184, 191–192, 212] приведено аналітичне моделювання проникнення електричного поля грозової хмари в іоносферну плазму. Моделювання показало, що часові зміни струму, який індуктується в іоносфері, глобальний круговий струм і відповідний поворотний струм, що тече у землі, залежать від профілю провідності середньої атмосфери [192]. В [58, 187] показано також, що сильні грози можуть викликати хвильові збурення в D-області з вертикальними швидкостями  $V \sim 300$  м/с.

Важливим як у науковому плані, так і для рішення практичних задач є вивчення варіацій частоти зіткнень електронів з молекулами  $\nu(z)$  в D-області. Ця проблема ще далека від рішення як для умов незбуреної D-області, так і при наявності різних збурень природного й штучного походження. У літературі широко дискутується питання про можливі зміни частоти зіткнень електронів з молекулами в нижній частині D-області, обумовлених сильними грозами в атмосфері (див., напр., [190, 207]).

### **Сильні віддалені землетруси**

Землетруси достатньої інтенсивності можуть бути фіксованим у просторі й часі джерелом хвильових збурювань в іоносфері й пов'язаних з ними варіацій геомагнітного поля. Це ставиться як до стадії підготовки землетрусу [145], так і до моменту сейсмічного поштовху [96], оскільки сейсмічне вогнище є джерелом, з одного боку, інтенсивних великомасштабних електричних полів і радіовипромінювання (на стадії підготовки землетрусу), з іншого боку – потужного акустичного імпульсу (у момент сейсмічного поштовху). Існують два напрямку досліджень: вивчення короткострокових (десятки секунд – десятки хвилин) і довгострокових (години – доби) провісників землетрусів і вивчення впливу самого землетрусу на параметри іоносфери, що важливо для цілей радіозв'язку, радіонавігації й т.д. В обох напрямках в останні два десятиліття ведуться інтенсивні теоретичні й експериментальні дослідження. Неодноразово спостерігалися й аналізувалися ефекти збурювань природного електромагнітного поля Землі в періоди землетрусів. Серед таких ефектів: світіння атмосфери [145]; квазістаціонарні збурення атмосферного електричного потенціалу [12]; збільшення інтенсивності електромагнітного випромінювання на відстанях до тисяч кілометрів від епіцентру [57]; зміни критичних частот і висотних профілів щільності електронів  $N$  в E і F-областях іоносфери [75, 146]. Відома також реакція іоносфери на вплив акустико-гравітаційних хвиль, що виникають при землетрусах [61, 146]. Широко вивчається проникнення низькочастотних і дуже низькочастотних електромагнітних полів від сейсмічних джерел в іоносферу й магнітосферу [85]. В [61, 33–35, 37, 165, 167] на основі даних, отриманих методом ЧВ під час більше 180 землетрусів різної інтенсивності вперше виявлено збільшення в кілька разів інтенсивності радіошумів на частотах  $f = 2 - 4$  МГц під час (протягом приблизно 3 – 5 хвилин) ряду сильних віддалених землетрусів, досліджена реакція D-області іоносфери на такі

події, вивчено зміни радіошумів у зазначеному діапазоні й характеристики збурювань, які генерируються або посилюються у D-області іоносфери в ці періоди. В [43, 169] досліджувались варіації щільності електронів у середньоширотній D-області поблизу моменту землетрусів. Важливим завданням є вивчення зв'язку великомасштабних іоносферних збурень, які викликаються віддаленими землетрусами, з виникненням і варіаціями потужних мезосферних електричних полей [72, 206].

### **Сильні пожежі.**

Великі пожежі різного походження (пожежі лісових масивів, торфовищ, нафтових і газових комплексів і ін.) часто мають місце на нашій планеті, охоплюють великі площі (сотні-тисячі кв. кілометрів) і часові інтервали (десятки днів). Вони приносять не тільки величезну екологічну шкоду, але й сильно модифікують приземну атмосферу, істотно змінюють її електричні характеристики, викликають ряд хвильових процесів (хвильові збурення в атмосфері під час великих пожеж розглянуті, наприклад, в [18, 55, 90]). Це ставиться як до самої плазми (часто цю частину пожеж називають «терміком» (див., наприклад, [13])), так і димовому шлейфу (хмарі). Хвильові збурення, у свою чергу, викликають помітні й характерні зміни в іоносферній електриці на висотах 50 – 80 км, що приводить до модифікації іоносферної плазми на цих висотах (і, імовірно, на висотах в E-області іоносфери [1, 6, 45, 83, 102]), порушенню радіозв'язку й ряду інших проблем. У результаті пожеж в атмосферу падає величезна кількість попелу й інших часток. Попіл впливає на електричне поле приземної атмосфери, оскільки в результаті прилипання малих іонів, дисперсії й тертя ці частки здобувають електричний заряд і над поверхнею Землі утвориться великий і щільний шар з великим не скомпенсованим зарядом, який може істотно змінювати градієнт потенціалу приземного електричного поля, що приводить до формування іонізованого шару над поверхнею Землі на площах у десятки квадратних кілометрів товщиною в десятки-сотні метрів і більше [45].

У розділі 3 роботи розглянуті основні характеристики великих пожеж, на основі попередньої моделі об'ємного розподілу середньої масової концентрації димового аерозолю наведені формули для оцінки збурювань електричних характеристик приземного шару атмосфери. Наведено можливу модель атмосферно-іоносферної взаємодії, коротко про-



аналізовані основні механізми передачі збурювань із нижньої атмосфери в іоносферу й магнітосферу, розглянуті ймовірні екологічні ефекти [123].

### **Електрика мегаполіса.**

Вивчення питань виникнення й просторово-часової динаміки атмосферних електричних полів в останні роки стало актуальним з ряду причин, пов'язаних, наприклад з радіоактивним забрудненням навколишнього середовища, великими пожежами (як лісовими, так і на нафтовому й газовому видобувному комплексах), різного роду аваріями на хімічних і інших підприємствах і т.д. У цьому зв'язку в літературі широко вивчаються процеси, що впливають на зміну градієнта потенціалу електричного поля в тропосфері (дивися, наприклад, [7–8, 70]). Виділяють природні й антропогенні фактори, механізми впливу яких на приземну атмосферу мають багато загальних характерних рис. Серед природних факторів звичайно виділяють два комплекси джерел: 1) тропосферні процеси; 2) процеси, що відбуваються в літосфері й на поверхні Землі. До першого класу відносяться, наприклад, пилові й піщані бури; вулканічна діяльність; радіоактивні забруднення й ін. До другого: землетруси, процеси на поверхні й під водою в океані (на морі) й такі як, наприклад, морські й океанічні течії, різного роду катаклізми (цунамі, тайфуни й т.д.) , випари з поверхні океану (моря) і т.д. У літературі практично не досліджене питання про формування електричного поля в і над мегаполісами, які займають досить велику площу  $S$  на поверхні Землі (наприклад для Харкова  $S > 250 \text{ км}^2$ ). У зв'язку із цим залишається практично не дослідженим питання про вплив електричного поля (градієнтів електричного потенціалу й провідності) у мегаполісі на здоров'я людей і тварин.

Слід зазначити, що в районах мегаполісів і великих енергетичних об'єктів техногенне забруднення приземної атмосфери, висхідні теплові потоки й інфразвукові коливання, як показують оцінки, можуть привести до нестационарності в процесах формування об'ємного заряду атмосфери й помітних відхилень від природної величини не скомпенсованого заряду.

Питанням проникнення електричних полів в іоносферу присвячено багато літератури (див., наприклад, [63, 196, 200, 206]). Зокрема в [63, 200] вирішується завдання про проникнення електричного поля із тропосфери в іоносферу, а в [196, 206] моделюються можливі зміни основних параметрів D-області. Задача взаємозв'язку атмосферно-іоносферної електрики в лі-

тературі вирішується, як правило, двома способами: перший з них містить побудову моделі й розрахунок проникаючих з атмосфери в іоносферу електричних полів  $E$  (звичайно для вертикальної складової  $E_z$  [63, 200]); другий – заснований на гіпотезі про те, що система Земля - іоносфера є глобальним просторовим конденсатором, у якому однією з обкладок є поверхня Землі (і приземна атмосфера), а іншою, - нижня границя іоносфери (висоти  $z \sim 60 - 65$  км удень і  $z \sim 80 - 90$  км уночі) [150, 196–197].

## 1.2. Короткі відомості про основні джерела збурень

### Загальні відомості

В останні роки, зокрема, у роботах [134–135, 138, 140], показано, що системі Земля – атмосфера – іоносфера – магнітосфера (ЗАІМ) необхідно розглядати як єдине ціле, як складну, відкриту, динамічну, нелінійну систему, із властивими їй нетривіальними якостями. Ця система є відкритою, оскільки "зверху" у неї поступає енергія від Сонця, а також з далекого космосу, (електромагнітне й корпускулярне випромінювання Сонця, потоки сонячного вітру) і «знизу» (грозова й сейсмічна активності, вулканізм, старту й польоти космічних апаратів і ін.). Збурення в системі викликаються джерелами природного або антропогенного характеру. Деякі з їх перераховані в табл. 1.1 і 1.2 [105, 106, 128, 204–205]. На-ведені в них значення потужності (енергії) близькі до граничних. Важливо, що енергетика антропогенних джерел і природних процесів сумірна (див. також роботи [130, 132]). Це означає, зокрема, що стан космічної погоди вже стає залежним від енерговиділення антропогенного походження. Роль останнього, однак, вивчена недостатньо.

Таблиця 1.1.

### Параметри природних процесів

Джерела	Енергія, Дж	Потужність, Вт	Тривалість впливу, с	Примітка
1	2	3	4	5
Оптичне випромінювання Сонця	$10^{22}$	$10^{17}$	$10^5$	Енергія впродовж доби біля орбіти Землі
Спокійний сонячний вітер	$10^{17}$	$10^{12}$	$10^5$	Теж саме

Закінчення таблиці 1.1.

1	2	3	4	5
Спалах на Сонці	$10^{16}$	$10^{13}-10^{14}$	$10^2-10^3$	У орбіти Землі
Магнітосферна буря	$10^{16}$	$10^{12}$	$10^4$	
Глобальні вітри:				Впродовж доби
D-область	$10^{17}-10^{18}$	$10^{12}-10^{13}$	$10^5$	
E-область	$10^{15}-10^{16}$	$10^{10}-10^{11}$	$10^5$	
F-область	$10^{14}-10^{15}$	$10^9-10^{10}$	$10^5$	
Термінатор:				
D-область	$10^{15}-10^{17}$	$10^{13}-10^{15}$	$10^2$	
E-область	$10^{13}-10^{15}$	$10^{11}-10^{13}$	$10^2$	
F-область	$10^{13}-10^{14}$	$10^{10}-10^{11}$	$10^3$	
Висипання часток:				Середні (високі) широти
D-область	$10^{10} (10^{13})$	$10^7 (10^{10})$	$10^3$	
E-область	$10^8 (10^{11})$	$10^5 (10^6)$	$10^3$	
F-область	$10^7 (10^{10})$	$10^4 (10^7)$	$10^3$	
Тунгуський феномен	$10^{16}$	$10^{15}-10^{16}$	1-10	
Блискавка	$10^{10}-10^{12}$	$10^{10}-10^{12}$	1	
Циклон	$10^{19}-10^{21}$	$2 \cdot 10^{13}-2 \cdot 10^{15}$	$5 \cdot 10^5$	Впродовж 5 діб
Ураган	$10^{18}-10^{20}$	$10^{13}-10^{15}$	$10^5$	Впродовж доби
Торнадо	$10^{11}-10^{13}$	$10^8-10^{10}$	$10^3$	
Вулкан	$10^{20}-10^{21}$	$10^{15}-10^{19}$	$10^2-10^5$	
Землетрус	$10^{19}-10^{20}$	$10^{17}-10^{18}$	$10^2$	
Цунамі	$10^{18}-10^{20}$	$10^{16}-10^{19}$	$10-10^2$	

Таблиця 1.2.

### Параметри антропогенних джерел

Джерела	Енергія , Дж	Потужність, Вт	Тривалість дії, с	Примітки
1	2	3	4	5
Ядерний вибух	$2 \cdot 10^{17}$	$2 \cdot 10^{24}$	$10^{-7}$	Еквівалент 50 Мт ТНТ
Промисловий вибух	$10^{11}-10^{12}$	$10^{14}-10^{15}$	$10^{-3}$	Маса заряду 25- 250 т ТНТ
Аварії на АЕС	$10^{18}$	$10^{13}-10^{14}$	$10^4-10^5$	Маса пального 100 т
Вибух великої ракети	$10^{11}-10^{15}$	$10^{12}-10^{14}$	0,1-10	Маса пального 1000 т

Закінчення таблиці 1.2.

1	2	3	4	5
Стартуюча велика ракета	$10^{12}-10^{14}$	$10^{10}-10^{11}$	$10^2-10^3$	Те ж саме
Вмикання корегуючого двигуна в космосі	$10^7-10^9$	$10^7-10^8$	1-10	
Падіння великого космічного апарату	$10^{12}-10^{13}$	$10^9-10^{11}$	$10^2-10^3$	Маса 100 т
ЛЕП	$10^{14}-10^{15}$	$10^9-10^{10}$	$10^5$	В продовж доби
Випромінювання радіосистем	$10^{12}-10^{13}$	$10^7-10^8$	$10^5$	Те ж саме
Метеотрон	$10^{11}-10^{15}$	$10^8-10^{10}$	$10^3-10^5$	Призначений для керування метеоумовами
Електростанція	$10^{14}-10^{15}$	$10^9-10^{10}$	$10^5$	В продовж доби
Інжектор: плазми електронів протонів	$10^7-10^8$ $10^5$ $10^7$	$10^{10}-10^{11}$ 1. $10^{11}$ 2. $10^{13}$	$10^{-3}$ 1. $10^{-6}$ 2. $10^{-6}$	Маса 100 кг Струм $10^4$ А, енергія частинок $10^2$ кеВ Струм $10^4$ А, енергія частинок 10 МеВ

Таблиця 1.3.

### Енергетичні характеристики потоків “зверху”

Переносник	$I$ , Вт/м <sup>2</sup>	Площа, м <sup>2</sup>	$P$ , Вт	Тривалість, с	Примітка
1	2	3	4	5	6
Випромінювання спокійного Сонця: оптичне ультрафіолетове і м'яке рентгенівське жорстке рентгенівське	1400 $\sim 2 \cdot 10^2$ $\sim 10^{-8}$	$1,3 \cdot 10^{14}$ $1,3 \cdot 10^{14}$ $1,3 \cdot 10^{14}$	$1,8 \cdot 10^{17}$ $\sim 3 \cdot 10^{16}$ $\sim 10^6$	Безперервно	Довжина хвилі $\lambda \approx$ 0,4 – 0,8 мкм 1 нм–0,4 мкм 0,5–1 нм

Закінчення таблиці 1.3.

1	2	3	4	5	6
Випромінювання збуреного Сонця: оптичне ультрафіолетове і м'яке рентгенівське жорстке рентгенівське	1400 $\sim 2 \cdot 10^2$ $\sim 5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{14}$ $1,3 \cdot 10^{14}$ $1,3 \cdot 10^{14}$	$1,8 \cdot 10^{17}$ $\sim 3 \cdot 10^{16}$ $\sim 6,5 \cdot 10^{10}$	$\sim 10^2$ $\sim 10^2$ $\sim 10^2$	$\lambda \approx 0,4-$ 0,8 мкм 1 нм–0,4 мкм 0,5–1 нм
Сонячні протони: спокійні умови збурені умови	0,1 2–3	$10^{16}$ $10^{16}$	$10^{15}$ (2 – 3) $10^{16}$	$10^2-10^5$	Енергія протонів 10–100 МэВ Густина потоку $10^{11}-10^9 \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ Густина потоку (2–3) $10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$
Сонячний вітер: спокійний збурений	$6 \cdot 10^{-5}$ $5 \cdot 10^{-2}$	$10^{16}$ $10^{16}$	$6 \cdot 10^{11}$ $5 \cdot 10^{14}$	$4 \cdot 10^4-$ $3 \cdot 10^5$	$N_p \approx 5 \cdot 10^6 \text{ м}^{-3}$ , $v_p \approx 400 \text{ км/с}$ $N_p \approx 10^8 \text{ м}^{-3}$ , $v_p \approx 1000 \text{ км/с}$
Галактичні космічні промені	$10^{-6}$	$\sim 10^{14}$	$10^8$		Густина потоку $10^4 \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ , енергія протонів $\varepsilon_p=1 \text{ ГэВ}$
Метеорні потоки: фон найсильніший дощ	$5 \cdot 10^{-7}$ $5 \cdot 10^{-2}$	$\sim 10^{14}$ $\sim 10^{14}$	$\sim 5 \cdot 10^7$ $\sim 5 \cdot 10^{12}$	$10^3-10^4$	Маси часток $m \geq 10^{-10} \text{ кг}$ Те ж
Високоенергічні частинки, що висипаються: спокійні умови збурені умови	$10^{-4}$ 1	$\sim 10^{13}$ $\sim 10^{13}$	$10^9$ $\sim 10^{13}$	$10^2-10^4$ $10^2-10^4$	Високі широти Те ж
Інфрачервоне випромінювання термосфери: спокійні умови збурені умови	$10^{-3}-10^{-2}$ 0,1–1	$5 \cdot 10^{14}$ $5 \cdot 10^{14}$	$5 \cdot 10^{11} -$ $5 \cdot 10^{12}$ $5 \cdot 10^{14} -$ $5 \cdot 10^{15}$	$10^2-10^4$	$\lambda = 2-10 \text{ мкм}$  Сильніше у високих широтах

## Загальні відомості про вплив Сонця

Сонце – головне джерело енергії в Сонячній системі, воно, в основному, визначає процеси в геокосмосі. До Землі від Сонця енергія надходить у вигляді електромагнітного й корпускулярного випромінювань і сонячного вітру [124], який являє собою потік плазми, “зануреної” у магнітне поле сонячного походження. Електромагнітне випромінювання Сонця спостерігається в діапазоні довжин хвиль  $\lambda$  від  $\sim 10^{-10}$  до 10 м. Максимум енергії випромінювання припадає на  $\lambda \approx 5 \cdot 10^{-7}$  м.

Повна потужність  $P_s$  його випромінювання складає біля  $4 \cdot 10^{26}$  Вт [124]. Приблизно  $4 \cdot 10^{17}$  Вт “перехоплюється” нашою планетою. Цій величині  $P_s$  відповідає потік  $\sim 1,4 \cdot 10^3$  Вт/м<sup>2</sup>. Більша частина  $P_s$  припадає на оптичний діапазон (в незбурених умовах біля  $3 \cdot 10^{17}$  Вт), а на ультрафіолетовий діапазон –  $4 \cdot 10^{16}$  Вт. Лише біля  $10^{-4}$  частини останньої затрачується на іонізацію атмосфери. Потужність рентгенівського випромінювання  $\sim 10^6$  Вт; цього досить для забезпечення іонізації основи іоносфери (тут в денний час концентрація електронів  $N \sim 10^8$  м<sup>-3</sup>).

Вплив електромагнітного й корпускулярного випромінювань Сонця й сонячного вітру викликає складний комплекс процесів на Землі, які вивчені в цей час недостатно. Нестационарні процеси на Сонці служать причиною більшості явищ у міжпланетному середовищі, магнітосфері, іоносфері, атмосфері й усередині Землі, вони приводять до метеорологічних і біологічних ефектів.

Параметри електромагнітного й корпускулярного випромінювань Сонця змінюються під час сонячних спалахів, які викликають цілий комплекс первинних і вторинних процесів на Землі. До первинних процесів відносяться ріст електронної концентрації в іоносфері, додаткове нагрівання геокосмосфери, зміна прозорості атмосфери на висотах, де ефективно поглинаються сонячні космічні промені, і ін. Перелік вторинних процесів набагато ширше. Серед них генерація періодичних і аперіодичних варіацій геомагнітного й геоелектричного (магнітосферного, іоносферного і атмосферного) полів, збільшення поглинання космічних радіошумів, ефект Форбуша, генерація АГХ і т.п. [134–135, 138, 140]

Викиди корональної маси викликають посилення інтенсивності й швидкості сонячного вітру, “бомбардування” геокосмоса магнітними хмарами й плазмоїдами сонячного походження. Вплив цих факторів триває від 10 до 70 год. У результаті чого помітно деформується магнітосфера й

до 1 – 2% змінюється індукція геомагнітного поля (наступає магнітна буря), нагрівається іоносфера, у ній в 2 – 10 разів зменшується або істотно збільшується концентрація заряджених часток, змінюється швидкість хімічних реакцій і т.д. Подібні процеси в іоносфері йменуються іоносферними бурями. Енергія збуреного сонячного вітру й магнітних хмар з магнітосфери по силових лініях проникає в атмосферу у вигляді електричних полів, потоків часток, плазми й, в остаточному підсумку, тепла. Джоулева дисипація магнітосферних електричних полів і гальмування високоенергійних часток приводять до нагрівання атмосфери, збуренню системи термосферних вітрів, генерації збурень хвильової природи, перебудові хімічних реакцій, варіаціям атмосферного електричного поля й т.п. Сукупність цих процесів, які мають значну енергетику, називають атмосферними бурями. Збурення параметрів геоелектричного поля можуть бути настільки істотними, що в цьому випадку має сенс говорити про електричну бурю 128, [134–135, 138, 140]. Магнітна, іоносферна, атмосферна й електрична бури являють собою прояв єдиного процесу - геокосмічної бури.

Таблиця 1.4.

### Енергетичні характеристики складових сонячного спалаху біля орбіти Землі

Переносчик	Енергія, Дж	Потужність, Вт
Випромінювання м'яке рентгенівське і ультрафіолетове оптичне жорстке рентгенівське гамма радіо	$(3-5) \cdot 10^{15}$ $(1-3) \cdot 10^{15}$ $(3-5) \cdot 10^{10}$ $(1-3) \cdot 10^9$ $10^8$	$(3-5) \cdot 10^{12}$ $(1-3) \cdot 10^{12}$ $(3-5) \cdot 10^7$ $(1-3) \cdot 10^6$ $10^5$
Корпускули електрони ( $\varepsilon_e \geq 20$ кеВ) протони ( $\varepsilon_p \geq 20$ МеВ)	$(3-5) \cdot 10^{17}$ $(1-3) \cdot 10^{17}$	$(3-5) \cdot 10^{14}$ $(1-3) \cdot 10^{14}$
Міжпланетні викиди і ударні хвилі	$(1-3) \cdot 10^{18}$	$10^{15}$

Важливими для фізики навколосезонного космосу є нестационарні процеси на Сонці. Вони викликаються спалахами та викидами корональної маси – самими могутніми виявами сонячної активності. Їх енергія досягає  $\sim 10^{25}$  Дж, а потужність –  $10^{22}$  Вт. На орбіті Землі їм відповідають значення  $\sim 10^{16}$  Дж,  $\sim 10^{13}$  Вт (для площі перетину Землі  $\approx 2 \cdot 10^{14}$  м<sup>2</sup>) і  $\sim 10^{18}$  Дж,  $10^{15}$  Вт (для площі перетину магнітосфери характерним розміром  $\sim 10R_e$  ( $R_e$  – радіус Землі)).

Складові цих енергетичних характеристик для сильного спалаху наведені в табл. 1.4 [124]. Для слабого спалаху (або субспалаху) ці параметри на 2 – 3 порядки менше. У збуреному сонячному вітрі  $N \approx 10^7$  м<sup>3</sup>, швидкість  $v \approx 10^6$  м/с, енергія протонів  $\varepsilon_p \approx 10^{-15}$  Дж. Тривалість цього процесу  $\Delta t \approx 10$  год. При цьому потужність  $P \approx 10^{14}$  Вт, енергія  $E \approx 4 \cdot 10^{18}$  Дж. В екстремальних умовах  $N \approx 10^8$  м<sup>3</sup>,  $v \approx 1,5 \cdot 10^6$  м/с,  $\Delta t \approx 70$  год і  $P \approx 1,5 \cdot 10^{15}$  Вт,  $E \approx 4 \cdot 10^{20}$  Дж.

### Загальні відомості про сонячний термінатор

Слід зазначити, що оптична ширина термінатора, обумовлена інтервалом часу появи над горизонтом повного диска Сонця в оптичному діапазоні,  $\sim 100$  км, тому характерний період проходження оптичного термінатора становить  $\sim 5$  хв. Перехідні процеси в області термінатора, які визначають зміну температури атмосфери, мають більший період, що обумовлено характером висотного розподілу поглинаючих сонячну енергію компонентів атмосфери й тому ширина області термінатора  $L$  буде помітно більше ( $L \sim 1000$  км) і характерний час проходження становить у приекваторіальній області  $\Delta t \sim 30$  хв [117].

У ранкові часи через швидке зростання потоку сонячної радіації проходження термінатора супроводжується рядом фізичних процесів в атмосфері. Їхня енергетика досить велика. Подібно тому, як це зроблено в [42] для затьмарення Сонця оцінимо зміну внутрішньої енергії атмосферного газу об'ємом  $V$  і масою  $m$ :

$$\Delta E = Cm\Delta T = C\rho V\Delta T = \frac{\pi}{4}C\rho d^2\Delta z\Delta T, \quad (1.1)$$

де  $\rho$  – щільність повітря,  $\Delta z$  – товщина слоя повітря, який нагрівається,  $C$  – питома теплоємність повітря. Думаючи, що над поверхнею Землі



$\rho \approx 1,3 \text{ кг/м}^3$ ,  $d \approx 1000 \text{ км}$ ,  $C \approx 10^3 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$ ,  $\Delta z \approx H \approx 8 \text{ км}$  ( $H$  – наведена висота атмосфери),  $\Delta T \approx 5 \text{ К}$ , одержимо, що  $\Delta E \approx 4,1 \cdot 10^{18} \text{ Дж}$ . Будемо думати, що збільшення температури має місце протягом часу  $\Delta t$  не менш 30 хв. При цьому середня потужність  $P = \Delta E / \Delta t$  становить величину близько  $2,3 \cdot 10^{15} \text{ Вт}$ . Отримана оцінка  $\Delta E$  перевищує енергію 200-мегатонної термоядерної бомби, а оцінка потужності  $P$ , більш, ніж на порядок перевищуюча потужність, споживану людством в 2000 р. Як видно із цих порівнянь, енергія й потужність теплового джерела збурень, які викликаються ранковим термінатором, досить значні. Тому в період і після проходження ранкового термінатора варто очікувати ряд характерних змін в іоносферній плазмі (хвильові збурення різних періодів і тривалістей, зміни вітрового режиму, динаміки концентрації електронів і т.д.), які, у залежності від умов в іоносфері, атмосфері й магнітосфері Землі, будуть у цілому повторюватися від дня до дня, виявляючи при цьому нові характерні риси, зумовлювані іншими факторами (наприклад, циклічні й спорадичні зміни геомагнітної й сонячної активностей, сонячні спалахи, магнітні бури й ін).

Оцінки змін питомої внутрішньої енергії  $\Delta \varepsilon$  й питомої потужності  $\rho$  цього джерела дають  $\Delta \varepsilon = \Delta E / V \approx 4,5 \cdot 10^3 \text{ Дж/м}^3$  і  $\rho = P / V \approx 2,5 \text{ Вт/м}^3$ . Приблизно такі питомі характеристики мають потужні шквали й урагани (тайфуни), хоча їхнє енерговиділення пов'язане з рухом мас повітря.

Наведені оцінки відносяться до приєкваторіальній області. У середніх широтах розмір області, яка збурюється термінатором, більше [115–117] внаслідок нахилу осі обертання Землі. Існує також залежність параметрів термінатора від сезону: згідно [115] на певній широті ширина області термінатора міняється на  $\sim 10\%$  від літа до зими. Тому що розходження температур по обох сторін поверхонь термінатора, тобто в освітленій і затемненій областях, залежать від сезону, амплітуда збурення і його інші характеристики також повинні помітно мінятися протягом року.

З огляду на те, що тривалість  $\Delta t$  збільшення температури повітря близько 30 – 60 хв, подовжній розмір збуреної області атмосфери становить  $L \approx V \Delta t$ . Думаючи, що в середніх широтах швидкість термінатора  $V \approx 350 \text{ м/с}$ , одержимо  $L \approx 1300 \text{ км}$ . Нехай поперечний розмір цієї області того ж порядку. Тоді зміна внутрішньої енергії в області атмосфери радіусом  $L/2 \approx 700 \text{ км}$  при середнім значенні  $\Delta T \approx 5 \text{ К}$  становить  $2 \cdot 10^{19} \text{ Дж}$ . Йому відповідає середня потужність  $6 \cdot 10^{15} \text{ Вт}$ . Приблизно таку ж енергію

має найбільший циклон [131], а його потужність близько  $3 \cdot 10^{14}$  Вт, що більш, ніж на порядок менше наведеної вище потужності. Зі збільшенням висоти  $z$  енергетичні характеристики зменшуються пропорційно щільності газу  $\rho \propto \exp(-z/H)$ . Так, наприклад, в озоносфері ( $\sim 45$  км)  $\rho$  зменшується на три порядки. При тих же  $\Delta T$  і  $H$  енергетичні характеристики процесу, пов'язаного з термінатором, зменшаться теж на три порядки.

Таким чином, енергія, потужність і їхні питомі значення атмосферних процесів, викликаних ранковим термінатором, мають велику величину. Тому є підстави вважати, що термінатор може викликати збурення в атмосфері не тільки в області тіні або півтіні, але й далеко за їхніми межами. Оскільки в області широт  $\pm 45^\circ$  швидкість термінатора більше звуковий, то при цьому генерується ударна хвиля щільності. Крім того, при проходженні термінатора варто очікувати прояву (або посилення) атмосферно-іоносферно-плазмосферних зв'язків.

Не менш цікава картина має місце при проходженні вечірнього термінатора. У вечірні часи через швидке зменшення потоку сонячної радіації проходження термінатора супроводжується рядом фізичних процесів в атмосфері. Їхня енергетика досить велика, вона порівнянна з енергетикою процесів під час проходження ранкового термінатора. З огляду на те, що тривалість  $\Delta t$  зменшення температури повітря (як і в ранковий час) близько 30 – 60 хв, то зменшення внутрішньої енергії в області атмосфери й середня потужність джерела будуть приблизно однаковими з ранковими по величині. При цьому при проходженні термінатора й після нього варто очікувати прояву (посилення або ослаблення) атмосферно-іоносферно-плазмосферних зв'язків.

### **Загальні відомості про затьмарення Сонця**

Кутові розміри Сонця й Місяця для земного спостерігача, як відомо, близькі між собою. Ця обставина приводить до повних затьмарень Сонця (ЗС), які у географічній місцевості, яка розглядається у роботі, трапляються рідко. Найчастіше спостерігаються часткові ЗС.

При повному ЗС тривалість процесу на земній кулі становить близько 3,5 ч, при частковому – до 5,5 год. Зрозуміло, що для нерухомого спостерігача тривалість повного затьмарення не перевищує 2 – 2,5 хв (залежно від місця спостереження). Тривалість часткового затьмарення – близько 2 – 2,5 год. Максимальна ширина смуги становить 270 км.

При покритті диском Місяця сонячного диска поверхня Землі й нижня частина її атмосфери (принаймні, до озоносфери) охолоджується.

Настання ЗС супроводжується рядом фізичних процесів в атмосфері. Їхня енергетика – велика. Оцінімо, наприклад, зміну внутрішньої енергії атмосферного газу об'ємом  $V$  і масою  $m$  [42]:

$$\Delta E = Cm\Delta T = C\rho V\Delta T = \frac{\pi}{4}C\rho d^2\Delta z\Delta T$$
, де  $\Delta z$  – товщина охолодженого шару повітря,  $C$  – питома теплоємність повітря. Думаючи, що над поверхнею Землі  $\rho \approx 1,3 \text{ кг/м}^3$ ,  $d \approx 110 \text{ км}$ ,  $C \approx 10^3 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$ ,  $\Delta z \approx H \approx 8 \text{ км}$ ,  $\Delta T \approx 10 \text{ К}$ , одержимо  $\Delta E \approx 9,4 \cdot 10^{17} \text{ Дж}$ .

Зменшення температури під час розглянутих у роботі ЗС мало місце протягом часу  $\Delta t \approx 80 - 90 \text{ хв}$ . При цьому середня потужність  $P \approx E/\Delta t$  склала величину близько  $1,7 \cdot 10^{14} \text{ Вт}$ . Отримана оцінка  $\Delta E$  відповідає енергії 200-мегатонної термоядерної бомби, а оцінка  $P$  – потужності, яка на порядок перевищує потужність, споживану людством в 2000 р. [42]. Як видно із цих порівнянь, енергія й потужність теплового джерела збурень, викликаних ЗС, досить значні.

Оцінімо питомі характеристики цього джерела. Зміна питомої внутрішньої енергії  $\Delta \varepsilon$  й питома потужність  $p$  рівні:  $\Delta \varepsilon = C\rho\Delta T$ ,  $p = \frac{\Delta \varepsilon}{\Delta t}$ . Оці-

нки дають  $\Delta \varepsilon \approx 1,3 \cdot 10^4 \text{ Дж/м}^3$  і  $p \approx 2,4 \text{ Вт/м}^3$  [42]. Приблизно такі питомі характеристики мають потужні шквали й урагани, хоча їхнє енерговиділення пов'язане з рухом мас повітря, а не з його охолодженням.

Наведені оцінки відносяться до області повного затьмарення. Розмір області часткового затьмарення значно більше. З огляду на, що тривалість  $\Delta t$  зменшення температури повітря близько 1,5 год, подовжній розмір збуреної області атмосфери  $L \approx v_1\Delta t$ . Полагаючи, що в середніх широтах  $v_1 \approx 750 \text{ м/с}$ , одержимо  $L \approx 4000 \text{ км}$ . Нехай поперечний розмір цієї області того ж порядку (це відповідає значенню ступеня покриття Сонця диском Місяця  $A(t)$  близько 0,6). Тоді зміна внутрішньої енергії в області атмосфери радіусом  $L/2 \approx 2000 \text{ км}$  при середнім значенні  $\Delta T \approx 1,5 - 5 \text{ К}$  становить близько  $10^{20} \text{ Дж}$ . Йому відповідає середня потужність  $3 \cdot 10^{16} \text{ Вт}$ . Таку енергію має найбільший циклон, а його потужність близько  $3 \cdot 10^{14} \text{ Вт}$ , що на два порядки менше оціненої вище потужності. Зі збільшенням висоти  $z$  енергетичні характеристики зменшуються пропорційно  $\rho \propto \exp(-z/H)$ . Так, наприклад, в озоносфері (середня висота 45

км)  $\rho$  зменшується на три порядки. При тих же  $\Delta T$  й  $H$  енергетичні характеристики процесу, пов'язаного зі ЗС, зменшаться теж на три порядки.

Таким чином, енергія, потужність і їхні питомі значення атмосферних процесів, викликаних затмаренням Сонця, мають значну величину. Тому є підстави вважати, що ЗС може викликати збурення в атмосфері не тільки в області тіні або півтіні, але й далеко за їхніми межами.

### Загальні відомості про пожежі

Параметри пожежі залежать від його площі, типу горючих матеріалів (лісовий масив, будівлі, торф, нафтові й газові свердловини, розливи нафтового палива на поверхні Землі або моря й ін.), їхньої насиченості, рельєфу місцевості, пори року, метеорологічних умов.

Типова велика лісова пожежа охоплює площу  $S \approx 2000 - 5000$  га й триває  $\Delta t \sim 1 - 10$  доби (помітимо, що подальші міркування й оцінки застосовні й до пожеж іншого походження). Питома маса горючих матеріалів таких пожеж  $\tilde{m} \approx 20 - 40$  кг/м<sup>2</sup> [103]. Середній потік тепла  $\Pi_T$  й середній потік потужності  $\Pi_P = \Pi_T / \Delta t$  становлять [141]  $\Pi_T = \varepsilon_T \tilde{m}$ ,  $\Pi_P = \frac{\Pi_T}{\Delta t}$ . При середній тривалості горіння  $\Delta t = 10$  доби, питомій теплоті згорання горючих матеріалів  $\varepsilon_T = 4 \cdot 10^7$  Дж/кг одержимо  $\Pi_T \approx 1,6 \cdot 10^9$  Дж/м<sup>2</sup> і середньодобове значення  $\Pi_P = 1,6 \cdot 10^4$  Вт/м<sup>2</sup>.

Отримані оцінки значень  $\Pi_P$  дозволяють укласти, що подібні пожежі можуть породжувати у поверхні Землі інтенсивну атмосферну конвекцію продуктів згорання й вогненних смерчів, які розвиваються при  $\Pi_P > \Pi_{P_{\min}} \approx 10^4$  Вт/м<sup>2</sup> [103], підйом диму, сажі й пилу на значні висоти. Енергія й потужність пожежі можуть бути оцінені як  $E = \varepsilon_T m$ ,  $P = E / \Delta t$  (тут  $m$  – маса згорілої речовини). При тривалості пожежі близько 10 днів і оцінній масі згорілої речовини  $m \approx 15000$  т значення  $E$  і  $P$  складуть близько 600 ТДж і 7 ГВт. Кількість тепла, що виділилося, при цьому становить  $Q \approx 500$  ТДж.

Помітимо, що маса диму при пожежі звичайно визначається як  $m_d = 0,1 \cdot m$  і для розглянутого випадку становить 1500 т. Інтенсивне горіння на значних площах, як правило, супроводжується повільним і часто змінюється тлінням. Це сприяє виділенню великої кількості сажі  $C$  і чадного газу  $CO$ . Можна полагати, що маса  $CO$  становить близько 10% маси

згорілої речовини [103], тобто близько 1500 т. Маса сажі при цьому близька до 5% від маси горючих матеріалів [103] і складе близько 750 т.

Відомо, що великі пожежі супроводжуються генерацією акустичного випромінювання в широкому діапазоні частот [83, 103, 136, 198]. Потужність такого випромінювання визначається часткою потужності  $\eta_a$ , яка переутворюється у потужність акустичного випромінювання  $P_a$ . Звичайно на підставі спостережень [83, 103, 136, 198] полагають  $\eta_a \approx 0.3\%$ . При  $P = 7$  ГВт маємо  $P_a \approx 0.2$  ГВт.

Пульсуючі вогненні факели в районі пожежі генерують шумове електромагнітне випромінювання в широкому діапазоні частот  $\sim 1$  Гц – 100 МГц із сильно нерівномірним шумоподібним спектром, у якому є також виділені спектральні складові. До них ставляться власні частоти атмосфери:

$$\omega_a = \sqrt{(1 - H_a/H_T) \gamma_a g / 4H_a},$$

$$\omega_b = \sqrt{((\gamma_a - 1)/\gamma_a - H_a/H_T) g / H_a},$$

де  $g$  – прискорення вільного падіння,  $H_a \approx 8$  км – наведена висота атмосфери,  $\gamma_a = 1.4$  – відношення питомих теплоємностей (показник адіабати),  $H_T = -T_a dz/dT_a$  – масштаб зміни температури атмосфери  $T_a$ . Оцінки дають  $\omega_a \approx 1.9 \cdot 10^{-2}$  з,  $\omega_b = 1.2 \cdot 10^{-2}$  с. При цьому  $f_a = \omega_a/2\pi \approx 3 \cdot 10^{-3}$  Гц,  $f_b = \omega_b/2\pi \approx 1.9 \cdot 10^{-3}$  Гц [136].

Крім цього, при пожежах можлива генерація коливань, викликаних обтіканням вітру поверхні факела полум'я або терміка із частотами [55, 136]  $f_r = \frac{V}{d} St^{-1} \approx 0.21 \frac{V}{d}$ , де  $St$  – число Струхала,  $V$  – швидкість вітру,  $d$  – умовний діаметр факела (терміка). Наприклад, для окремого факела при  $d = 100$  м,  $v = 1 - 10$  м/с маємо  $f_r \approx 0.002 - 0.02$  Гц. У межах факела або терміка має місце сильна турбулізація газу, що також сприяє випромінюванню акустичних хвиль із характерними частотами  $f_t \approx v_t/d \approx 0.1 - 1$  Гц [83], де  $v_t \approx 1 - 100$  м/с – середня швидкість турбулентного потоку, що залежить від величини й інтенсивності пожежі. Внаслідок перетворення енергії атмосферного електричного поля в енергію низькочастотного

електромагнітного випромінювання можливі також генерація або посилення випромінювання в низькочастотній частині радіодіапазону [198].

### **Землетруси**

В останні десятиліття значна увага приділяється дослідженню реакції атмосфери, іоносфери й магнітосфери на землетруси (ЗТ), які сталися і особливо, що готуються (див., наприклад, [145, 76, 100, 144, 161]). Однак механізми літосферно-атмосферної й літосферно-магнітосферної взаємодії залишаються маловивченими. Найбільш зрозумілим з них є механізм, передатною ланкою якого є інфразвук (ІЗ) [92–93, 97, 99, 129]. Суть механізму, як відомо, полягає в наступному. Переміщення тектонічних плит викликає коливання земної поверхні, яка як поршень впливає на атмосферу. У результаті над епіцентром ЗТ в атмосфері генеруються й поширюються ІЗ хвилі. Одночасно із цим від епіцентру в усі сторони розходяться сейсмічні хвилі, які на границі розділу зімля-повітря також генерують ІЗ хвилі, які поширюються в атмосферу приблизно під кутом  $85^\circ$  до поверхні Землі. Ці хвилі приводять до збурення параметрів атмосфери й іоносфери, які звичайно називають первинними збуреннями. Вони, у свою чергу, можуть генерувати вторинні збурення, які досягають магнітосфери й впливають на неї. Так опосередковано ІЗ впливає на іоносферу й магнітосферу.

Питанням моделювання процесів при підготовці ЗТ приділяється значне місце в геології й геофізиці (див., наприклад, [2–3, 52, 129]). Існуючі моделі відрізняються складністю, містять багато вхідних параметрів (такі моделі називають параметризованими). Механізми передачі енергії від ЗТ а атмосферу, іоносферу й магнітосферу й генерації хвильових і квазі хвильових збурень у цілому відомі (див. , наприклад, [2–3, 14–15, 19, 52, 76, 92–93, 97, 99–100, 129, 141, 144–145, 161]), але залишаються ще маловивченими. В [129] запропоновано просту, але адекватну модель, яка дозволяє оцінити основні параметри ЗТ по одному вхідному параметрі, у якості якого обрана енергія землетрусу  $W$ . Інші вхідні параметри ЗТ у моделі [129]: довжина  $L$  головної тріщини (максимальний, подовжній розмір вогнища); поперечні розміри  $L_1$  (ширина) і  $L_2$  (глибина); площа вогнища  $S = LL_1$ ; об'єм вогнища  $V = LL_1L_2$ ; мінімальна частота коливань ґрунту  $\omega_{min}$  або максимальний період  $T_{max}$  і амплітуда цих коливань  $A$ ; швидкість руху поверхні Землі  $V$ . Похідними параметрами можуть бути:  $q_w = W/S$ ,  $q_p = P/S$  і ін., де  $P = W/T_{max}$  – потужність землетрусу

(звичайно вважається, що тривалість головного поштовху приблизно порядку  $T_{\max}$ ). Можливими механізмами впливу інфразвуку на іоносферу є генерація варіацій геомагнітного поля, а також квазіпостійного електричного поля поляризації, яка володіє вихровою складовою.

Наведемо оцінки енергетики сейсмічних процесів (результати обчислень енергетичних характеристик полів сейсмічного походження наведені в табл. 1. 5.) [129].

Таблиця 1.5.

### Енергетичні характеристики полів сейсмічного походження

Поле	Енергія, Дж	Потужність, Вт	Тривалість, с	Примітка
Електромагнітне: $f \leq 10$ Гц $f = 10^3 - 10^4$ $f = 10^5 - 10^6$ Гц	$10^{10} - 10^{11}$ $10^{13} - 10^{14}$ $10^{15} - 10^{16}$	$10^8$ $10^{11}$ $10^{13}$	$10^2 - 10^3$ $10^2 - 10^3$ $10^2 - 10^3$	Досягає іоносфери і магнітосфери Те ж Сильно послабляється в літосфері
Електричне	$10^9$	$10^4 - 10^6$	$10^3 - 10^5$	Досягає іоносфери
Магнітне	$10^{10}$	$10^8$	$10^2$	Те ж
Інфразвукове	$10^{15} - 10^{16}$	$10^{13} - 10^{14}$	$10^2$	Досягає ~300 км

Енергія землетрусу визначається густиною сейсмічної енергії  $W_s$  і об'ємом вогнища землетрусу  $V_{eq}$ :  $W_{eq} = w_s V_{eq}$ . У середньому  $w_s \approx 10^3$  Дж/м<sup>3</sup>, а  $V_{eq}$  для найсильніших землетрусів  $\sim 10^{16}$  м<sup>3</sup>. При цьому  $W_{eq} \approx 10^{19}$  Дж. Їм відповідає магнітуда біля 10 одиниць. У доісторичні часи (про це свідчать розломи) могли мати місце землетрусу із  $V_{eq} \approx 10^{18}$  м<sup>3</sup> і  $W_{eq} \approx 10^{21}$  Дж. Потенційну сейсмічну і пружну енергії всієї літосфери оцінимо, виходячи з співвідношень  $W_{is} = w_s S_l h_l$ ,  $W_{ie} = \frac{\sigma_l^2}{K} S_e h_l$ , де  $S_l \approx 5 \cdot 10^{13}$  м<sup>2</sup> - площа всіх сейсмічно-активних районів Землі,  $h_l \approx 200$  км – товщина літосфери,  $\sigma_l = \rho_l g h_l \approx 5 \cdot 10^9$  м<sup>2</sup> – вертикальна напруга в літосфері,  $\rho_l$  - її середня густина,  $K \approx 10^{11}$  Н/м<sup>2</sup> – модуль всебічного стиснення для земних порід,  $g$  – прискорення вільного падіння. Обчислення приводилися до значень  $W_{is} \approx 10^{22}$  Дж,  $W_{ie} \approx 2,5 \cdot 10^{28}$  Дж.

## 2. Основні відомості про засоби, метод і методики досліджень

### 2.1. Техніка, методики проведення експериментальних досліджень й одержання параметрів іоносферної плазми

#### 2.1.1. Короткі відомості про комплекс часткових відбиттів

Експериментальні дослідження виконувалися за допомогою комплексу апаратури метода часткових відбиттів (ЧВ) на території Радіофізичної обсерваторії Харківського Національного університету імені В. Н. Каразіна поблизу м. Харкова (табл. 2.1) [120, 211].

Таблиця 2.1.

#### Координати радіофізичної обсерваторії ХНУ

	Географічні		Геомагнітні				
	Широта (N)	Довгота (E)	Широта	Довгота	Магнітне нахилення	Магнітне схилення, (W)	L
Підвищення над рівнем моря, (м)							
156	49° 38'	36° 20'	45.37°	118.7°	66° 36.8'	6° 19.6'	~2

Система часткових відбиттів (ЧВ) дозволяє проводити систематичні вимірювання основних параметрів та динамічного режиму нижньої іоносфери. Метод ЧВ базується на реєстраціях часткових відбиттів радіохвиль від неоднорідностей діелектричної проникності типу "різької межі" та зворотнього розсіяння радіохвиль на дрібномасштабних флуктуаціях електронної концентрації.

Висотний діапазон застосування метода ЧВ знаходиться в інтервалі від 50 до 95 км над поверхнею землі. Висотне розрізнення метода при дослідженнях регулярних параметрів визначається, в першу чергу, тривалістю імпульсу зондування. Оптимальним є 10 – 25 мксек, що відповідає висотному розрізненню 1,5 – 3,75 км.

Розділювальна здатність по горизонталі визначається звичайно шириною діаграми спрямованості антени і складає для діючих установок



від одиниць до декількох десятків кілометрів. Мінімальне часове розрізнення при визначенні висотних профілів електронної концентрації  $N(z)$  складає 1 – 5 хвилин, в залежності від використовуємої частоти і діапазону висот. Похибка визначення, як правило, не менше 20 – 30% .

Для проведення досліджень нижньої іоносфери в ХНУ були створені стаціонарна та пересувна системи ЧВ. Системи ХНУ, на відміну від інших, можуть працювати у широкому діапазоні частот з високою імпульсною потужністю. Наявність рухомої та стаціонарної систем дає змогу вивчати просторові зміни параметрів нижньої іоносфери. Основні характеристики комплексів наведені у табл. 2.2.

Таблиця 2.2.

**Технічні характеристики стаціонарної та пересувної систем для дослідження нижньої іоносфери методом часткових відбиттів**

Параметри пристроїв	Стаціонарна система	Пересувна система
Передавач:		
Імпульсна потужність, кВт	300 (при $f=1 - 4,5$ МГц)	300 (при $f=1 - 4,5$ МГц)
Потужність у безперервному режимі, кВт	100 (при $f=1 - 15$ МГц)	–
Діапазон робочих частот, МГц	1 – 15	1 – 10
Тривалість зондуючих імпульсів, мкс	25 – 500	20 – 100
Максимальна частота висилань імпульсів, Гц	100	100
Приймальна система:		
Чутливість по антенному входу, мкВ	0,3	0,3
Ширина смуги пропускання, кГц	50	50
Діапазон робочих частот, МГц	1 – 15	1 – 27,5 (лінійна поляризація) 1 – 10 (кругова поляризація)

Хоча метод ЧВ є основним методом системи ЧВ, вона має значно більш широкі можливості і дозволяє організувати дослідження методами вертикального зондування, крос-модуляції, резонансного розсіювання, а

також виконувати різні варіанти багаточастотного зондування, зондування зі змінною потужністю і т.п.

До складу системи входить автоматична іоносферна станція АІС-3, яка дозволяє одержувати дані для оцінки загальної іоносферної обстановки в ході виконання досліджень різними радіофізичними методами.

При проведенні вимірів методом часткових відбиттів система працює в такий спосіб. Радіопередаюча система з антенно-фідерною системою забезпечують випромінювання вертикально вгору зондувальних імпульсів. Радіоприймальна система з антенно-фідерною системою забезпечують прийом і виділення сигналів обох кругових поляризацій. З виходу радіоприймальної системи сигнал на проміжній частоті надходить у систему обробки, реєстрації і керування, де він детектується, оцифровується і реєструється на носії даних. Сигнали керування системою ЧВ виробляються системою синхронізації. Процес зондування складається з циклів. У циклі зондування має місце випромінювання двох радіоімпульсів. Після випромінювання першого імпульсу здійснюється прийом і обробка сигналу однієї поляризації, а після випромінювання другого імпульсу – прийом і обробка сигналу іншої поляризації. Крім того, у циклі зондування перед випромінюванням кожного зондувального імпульсу відбувається оцифровка і реєстрація амплітуди сигналу завади на частоті зондування для оцінки статистичних характеристик шуму.

Радіопередаюча система містить у собі передавальні пристрої імпульсного та безперервного режимів випромінювання, вихідні каскади яких являють собою двохканальні широкосмугові підсилювачі потужності, замкнені у початковому стані. Наявність двох каналів у передавачах дозволяє при роботі на ортогональні антени випромінювати радіохвилі з круговою поляризацією.

Антенно-фідерна система комплексу являє собою передавальні та приймальні антенні ґратки, які складаються із широкосмугових антен типу "вертикальний ромб".

Радіоприймальна система створена на базі модернізованого приймача Р-250М2 і, крім власне приймача, містить у собі ряд пристроїв, у тому числі широкосмугову (1 – 10 МГц) схему виділення поляризацій. При використанні ортогональних антен ця схема забезпечує одночасне виділення сигналів обох кругових поляризацій. На час випромінювання зондувального імпульсу вхід приймача відключається від антени за допомогою схеми захисту від перевантажень.

Система обробки і реєстрації, виконана на базі ПЕОМ типу IBM PC/AT. Одна з ПЕОМ використовується для реєстрації даних у реальному часі під час проведення вимірювань. Уведення даних до ПЕОМ здійснюється через пристрій буферної оперативної пам'яті. Її призначення полягає в узгодженні високої миттєвої швидкості потоку реєструємих даних, що надходять від аналого-цифрового перетворювача в системі синхронізації та керування, з порівняно малою і нерівномірною швидкістю зчитування їх ПЕОМ. Програма, під управлінням якої функціонує комп'ютер, здійснює перевірку структури прийнятих даних згідно з службовими бітами, формує фрейми циклів зондування та зберігає їх послідовність на жорсткому диску. До ПЕОМ також підключено цифровий вихід приймача системи GPS типу GM-305. Він призначений для точної прив'язки часу початку і кінця реєстрації, які вказуються у заголовку файлу реєстрації.

Інша ПЕОМ використовується для обробки файлів реєстрації з метою отримання інформації про висотні профілі різноманітних фізичних параметрів нижньої іоносфери та їх часову динаміку, а також представленні їх у графічному вигляді. На її жорсткому диску також міститься одна з копій архіву банку зондування, що виконані системою часткових відбиттів протягом майже трьох десятиріч.

Сигнал, що надходить з виходу радіоприймальної системи, детектується і оцифровується. Крок дискретизації сигналу по висоті та інтервал висот, з яких відбувається реєстрація, задаються системою синхронізації. Уведення даних від аналого-цифрового перетворювача до ПЕОМ здійснюється через пристрій буферної оперативної пам'яті.

Послідовність роботи пристроїв, що входять до складу системи ЧВ, задається системою синхронізації, основу якої складають лічильники Ф5093. Ця система забезпечує високу стабільність формуємих часових інтервалів і можливість оперативної зміни параметрів зондування.

### **2.1.2. Методики вимірювань і обробки даних**

У спостереженнях методом ЧВ на магнітний носій реєструвалися висотно-часові залежності амплітуд суміші  $\langle A_{so,x} \rangle(z,t)$  ЧВ сигналу  $\langle A_{o,x} \rangle(z,t)$  і радіошуму  $\langle A_{no,пх} \rangle(t)$  (де  $t$  – час,  $z$  – висота над поверхнею Землі, індекси "о" і "х" відповідають звичайної й незвичайної магнітоіонним поляризаціям) з 22 – 24 висотних рівнів, починаючи с 45 або 60 км через  $\Delta z = 3$  км. Виміри  $\langle A_{so,x} \rangle(z,t)$  і  $\langle A_{no,пх} \rangle(t)$  виконувалися безперерв-

ними сеансами тривалістю одиниці – десятки годин – доби. Сеанси спостережень містили в собі як періоди розглянутих збурень, так і контрольні періоди протягом 1 – 3 доби до й після збуень. Для виділення амплітуд ЧВ сигналів  $\langle A_{o,x} \rangle(z,t)$  записувалися також амплітуди радіошуму  $\langle A_{по,пх} \rangle(t)$  (2 – 6 вибірок у смузі частот 50 кгц), у моменти часу, що попередні випромінюванню зондувального імпульсу. У періоди проведення спостережень для зондування іоносфери використалися робочі частоти  $f = 2,2 – 2,4$  МГц, тривалість зондувальних імпульсів  $\tau = 25$  мкс із частотою повторення  $F = 1 – 10$  Гц,

Аналізувалися висотно-часові варіації  $\langle A_{o,x}^2 \rangle(z,t)$ ,  $\langle A_{по,пх}^2 \rangle(t)$ . Для цього виконувалися оцінки середніх величин квадратів амплітуд ЧВ сигналу  $\langle A_{o,x}^2 \rangle$  і шумів  $\langle A_{по,пх}^2 \rangle$  на інтервалі часу 60 с. Статистична погрішність цих оцінок не перевищувала 10%. Обчислювалися висотно-часові залежності  $\langle A_{o,x}^2 \rangle(z,t)$  і  $\langle A_{по,пх}^2 \rangle(t)$ . Для аналізу додатково застосовувалося їхнє згладжування методом змінного середнього на інтервалах 10 – 30 хв зі зрушенням 1 – 5 хв.

По отриманим  $\langle A_{o,x}^2 \rangle(z,t)$  на фіксованих висотах із кроком  $\Delta z = 3$  км на інтервалі усереднення  $\Delta t = 10$  хв обчислювалося їхнє відношення  $R_{o,x}(z,t) = \langle A_x^2 \rangle / \langle A_o^2 \rangle$ , використовуване далі для обчислення профілів електронної концентрації  $N(z,t)$  за методикою диференціального поглинання [147, 149] із застосуванням алгоритму регуляризації [24]: для одержання висотних профілів  $N(z)$  використається відомий з теорії методу ЧВ зв'язок:

$$R = (\langle A_x^2 \rangle / \langle A_o^2 \rangle) = \left\{ (\Omega_+^2 + \nu^2) / (\Omega_-^2 + \nu^2) \right\} \times \exp\{-4(K_x - K_o)\}, \quad \text{де}$$

$\Omega_{\pm} = \omega \pm \omega_L$ ,  $\omega_L = 2\pi f_L$ ,  $f_L = f_B \cos \alpha \approx 1,3$  МГц,  $f_B$  – гірочастота електронів,  $\alpha$  – кут між вертикаллю й вектором індукції геомагнітного поля,  $\nu$  – частота зіткнень електронів з нейтралами,  $K_{x,o}$  – інтегральний коефіцієнт поглинання ЧВ-сигнала  $x$ - і  $o$ -поляризацій, який залежить від концентрації електронів  $N$ . Погрішність обчислень профілів  $N(z)$  не перевищувала 30 – 50%. Уточнення  $N(z)$  профілів проводилося за методикою [28, 176]: залежності  $R_{o,x}(z)$  обчислювалися на інтервалах усереднення  $\Delta t = 5$  і 10 хв, після чого проводилося їхнє висотне згладжування по трьох точках. Отримані в такий спосіб залежності  $\langle R(z) \rangle$  використовувалися для одержання профілів  $N(z)$ .

Для аналізу даних для всіх експериментів обчислювалися усереднені за 60 із залежності  $R_{o,x}(z,t) = \langle A_x^2 \rangle / \langle A_o^2 \rangle$  і відношення ЧВ сиг-

нал/шум  $s_{o,x}(z,t) = \langle A_{o,x}^2 \rangle / \langle A_{no,x}^2 \rangle$  і аналізувалися їхні висотно-часові варіації  $s(z,t)$ .

Для оцінки періодів досить повільних варіацій  $\langle A_{o,x}^2 \rangle(z,t)$  або концентрації електронів  $N(z)$  використовувався алгоритм швидкого перетворення Фур'є на інтервалі часу 64 або 128 хв.

## **2.2. Короткі відомості про заряджені частки, які висипаються з магнітосфери і методика оцінки їхніх параметрів**

### **2.2.1. Відомості про заряджені частки, які висипаються з магнітосфери**

У цей час добре відомо, що взаємодія між магнітосферою й іоносферою відбувається по двох каналах: 1) корпускулярний, пов'язаний із вторгненням енергійних частинок, 2) хвильовий, здійснюючий передачу електричних полів і поздовжніх струмів. Коротко розглянемо деякі особливості першого.

Деяка кількість протонів і електронів, захоплених на силовій лінії геомагнітного поля, будуть мати дзеркальні точки в атмосфері на висоті не менш 100 км. Проникаючи в атмосферу частки зіштовхуються з атомами й молекулами атмосфери й поступово віддають свою енергію нейтральним атомам і молекулам. Головним стоком енергійних заряджених частинок магнітосфери є атмосфера, принаймні, в області, що характеризується високими значеннями  $L$  (наприклад,  $L > 5$ ). Заряджені частки при вторгненні зазнають ряд пружних і непружних зіткнень із атомами й молекулами атмосфери. Вони поступово витрачають свою енергію: а) на іонізацію й збудження нейтральних частинок повітря й б) на випромінювання енергії при прискоренні у кулоновському полі атомних ядер (гальмове рентгенівське випромінювання). Для частинок низьких енергій (тобто електронів з енергіями  $< 1$  МеВ) другий процес втрати енергії неістотний, але його ефект досить важливий, оскільки при цьому процесі генеруються рентгенівські промені, які можна використати для непрямих досліджень енергійних частинок.

Наслідки процесу іонізації й збудження у верхній атмосфері можна досліджувати по змінах діелектричної постійної верхньої атмосфери й оптичних випромінювань із цих областей. Для кількісного дослідження вплив зіткнень частинок на різні явища у верхній атмосфері, необхідно

знати, як відбувається у верхній атмосфері дисипація енергії частинок. Крім того, детальний вплив морфології нерегулярної, викликаної частками іонізації у верхній атмосфері, може сприяти кращому розумінню часових варіацій потоків частинок.

Зразкова глибина проникнення протонів і електронів різних енергій представлена на рис. 2.1. [77], оскільки висипання частинок – процес статистичний, фактична глибина проникнення не постійна для всіх частинок з однаковими початковими умовами. Значення, наведені на рис. 2.1., варто розглядати як середні висоти на яких більша частина енергії поглинається при непружних зіткненнях у припущенні, що частки проникають в атмосферу вертикально.

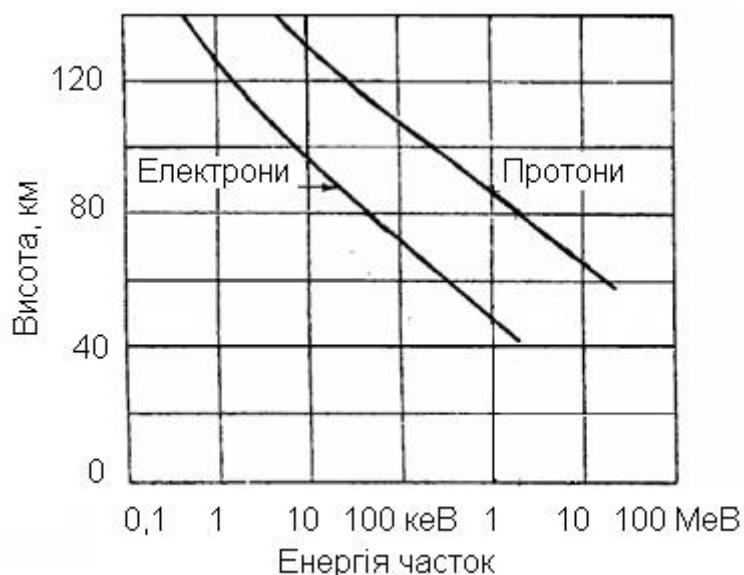


Рис. 2.1. Глибина проникнення частинок при вертикальному входженні в атмосферу Землі.

Оскільки глибина проникнення в значній мірі залежить від енергії, різні ділянки енергетичного спектра частинок впливають на різні шари атмосфери. Тільки електрони й протони з енергіями більше 10 і 200 кеВ відповідно можуть проникнути нижче 100 км і іонізувати область D, а іонізація області F може викликатися тільки частками з енергіями сотні еВ.

Статистично енергетичний спектр електронів і протонів зі зростанням широти стає м'якше. Тому варто очікувати, що внесок частинок, що вторгаються, в іонізацію має місце в полярних областях на більшій висоті, чим у середніх широтах. Висипання частинок у середніх широтах

впливає, очевидно, тільки на область D. У зоні полярних сьйв іонізація областей D і F певною мірою підтримується частками, тоді як усередині полярних шапок частки, що вторгаються, у нормальних умовах, очевидно, іонізують тільки верхню частину іоносфери. Спорадична іонізація може змінювати цю картину, особливо в полярних областях, де високоенергійні протони сонячного походження часом викликають значне посилення іонізація в нижній частині області D.

Енергійний електрон, що проникає у верхню атмосферу, у результаті непружних зіткнень із молекулами повітря поступово втрачає свою енергію  $W$ . Середня втрата енергії на одне непружне зіткнення становить для енергійних електронів (тобто  $W > 500$  еВ) близько 90 еВ. Ця енергія передається зв'язаному електрону, який відірветься від вихідного атома з енергією, досить високою, щоб іонізувати ще два атоми. Процес триває доти, поки: а) первинний електрон не витратить всю свою енергію або; б) електрон не піде з атмосфери як електрон альбеда.

Електрони альбеда не дають істотного внеску в іонізацію верхньої атмосфери, тому для кількісного зіставлення іоносферних процесів і потоків частинок над атмосферою важливо знати, яка частина електронів, що вторгаються, відбивається атмосферою. Коефіцієнт відбиття не залежить істотно від енергії. Залежність висотних профілів втрати енергії електронів з енергією 50 кеВ від кута падіння показана на рис. 2.2 [77].

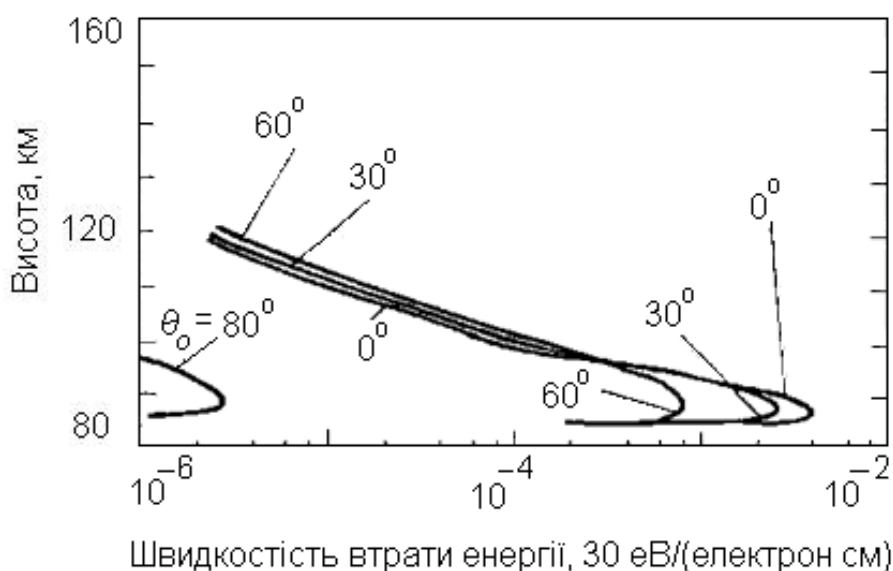


Рис. 2.2. Швидкості втрати енергії для електронів з  $W = 50$  кеВ.

Електрони, які перетинають атмосферу в майже вертикальному напрямку, створюють максимум іонізації, що в 100 – 1000 разів більше максимуму, викликаного електронами, які входять в атмосферу під більшими зенітними кутами. Сильна залежність від зенітного кута пояснюється почасти тим, що енергія швидкого електрона, який рухається під більшим зенітним кутом, буде розподілятися по горизонтальній площі, що пропорційна секансу зенітного кута. Однак більше істотні значні варіації потоку електронів альbedo залежно від пітч-кутів. Енергетичний спектр спочатку паралельного й моноенергетичного пучка електронів, що розсіявся й поглинувся в атмосфері, має дуже складні пітч-кутовий й висотний розподіли. Ізотропні потоки електронів спостерігаються тільки при найнижчих енергіях майже наприкінці траєкторії приблизно між 80 і 85 км. В утворенні іонізації на більших висотах найбільш ефективні електрони, що входять в атмосферу під зенітним кутом  $60^{\circ}$ . Максимальний внесок в іонізацію нижнього шару D іоносфери, дають електрони, що входять в атмосферу у вертикальному напрямку.

Вторгнення енергійних протонів викликає іонізацію й порушення у верхніх шарах атмосфери в основному тим же шляхом, що й вторгнення електронів. Однак, маючи велику масу, вони майже не зазнають помітних відхилень при зіткненні з атомами атмосфери. Тому, у першому наближенні можна думати, що кут між вектором локального магнітного поля й вектором швидкості протона залишається постійним у середовищі, що розсіює, у міру того як швидкість протона поступово зменшується. У міру проникнення в зовнішню область атмосфери протони вибивають зв'язані електрони з атомів. Ефективні перетини перезарядження водню й кисню майже однакові, але друга більш важлива, тому що зміст кисню на кілька порядків величини перевершує зміст водню. Основний ефект процесу перезарядження полягає в тім, що протони, які вторгаються, розподіляються по великій горизонтальній площі. Спочатку вузький пучок протонів може бути «розмазаний» унаслідок процесів перезарядки по великому інтервалу широт. Глибина проникнення в атмосферу протонів різних енергій показана на рис. 2.3. [77].

Оскільки пружні зіткнення несуттєві для протонів середніх енергій, глибина проникнення змінюється залежно від кута входження в атмосферу, на противагу тому, що відбувається з енергійними електронами.

Протон, що входить вертикально в атмосферу, проникає приблизно на 20 км глибше, ніж протон із зенітним кутом  $80^{\circ}$ .



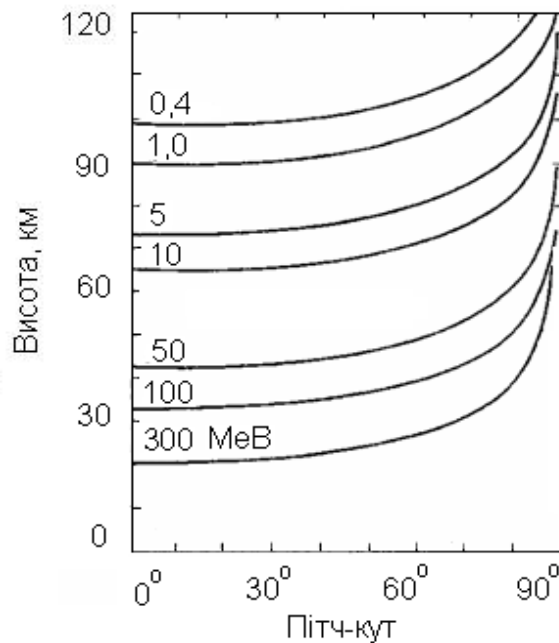


Рис. 2.3. Глибина проникнення протонів в атмосферу

Внаслідок існування градієнта щільності в атмосфері «товщина» профілів втрати енергії протонів зменшується зі зростанням енергії протонів, і до того ж максимум у профілі різко зростає. При зміні енергії протонів від 1 до 1000 кеВ максимальні втрати енергії збільшуються приблизно в 60 000 разів. Електрони й протони по-різному поведуться, проникаючи в іоносферу. Електрони, після невеликого числа зіткнень, «забувають» про свій первісний напрямок. Протони ж, у процесі перезарядження, проникають набагато глибше, тому що нейтральний атом не зазнає кулонівського розсіювання.

Хвильовий канал, що здійснює передачу електричних полів і поздовжніх струмів, тісно зв'язує елементи магнітосферно-іоносферної системи й можна говорити про єдине електричне коло, у якому майже будь-який процес є спільним продуктом магнітосфери й іоносфери. Деякі з висипань, зокрема дискретні дуги полярних сьайв, управляються з іоносфери. Зворотний зв'язок здійснюється за допомогою хвильового каналу. Потік заряджених частинок, що вторгається, міняє провідність іоносфери. У присутності зовнішнього електричного поля область мінливої провідності генерує гідромагнітну хвилю, спрямовану геомагнітним полем. Поширюючись у магнітосферу, гідромагнітна хвиля взаємодіє із частками, змушуючи їх при деяких умовах висипатися, (поки не відомий конкретний механізм взаємодій гідромагнітної хвилі із частками). Можна запропонувати два варіанти передачі цієї енергії часткам. У першому варіанті хви-

ля міняє магнітне поле в силевій трубці, модулюючи потік енергійних частинок. У другому – відбувається прискорення «холодних» частинок у поздовжнім електричному полі хвилі. У порівнянні із хвильовою корпускулярна взаємодія дає більш вагомий внесок в іонізацію нижніх шарів іоносфери, тому що в цьому випадку частинки висипаються із радіаційного пояса під кутом близьким до  $0^\circ$  (даючи максимальну іонізацію), а в першому випадку частинки модулюються з різних шарів іоносфери під різними кутами не маючи яркої залежності від кута входження в атмосферу.

Глибина проникнення частинок в іоносферу в значній мірі залежить від їхньої енергії. Як видно з рис. 2.1. [77], різні ділянки енергетичного спектра частинок впливають на різні шари атмосфери. Тільки електрони й протони з енергіями більше 10 кеВ і 200 кеВ відповідно можуть проникнути нижче 100 км і іонізувати область D.

### 2.2.2. Відомості про методику оцінки параметрів заряджених частинок, які висипаються

У середніх і особливо високих широтах під час збурень істотні висипання заряджених частинок в атмосферу з магнітосфери. Для оцінки параметрів потоків високоенергійних електронів і протонів для розглянутих експериментів зручно скористатися методикою [153]. По величині електронної концентрації в незбурених  $N_0$  і обурених  $N$  умовах оцінюються швидкості іонізації  $q_0 = \alpha_0 N_0^2$ ,  $q = \alpha N^2$ , де  $\alpha_0$  й  $\alpha$  – відповідні коефіцієнти рекомбінації. Далі за методикою [153] оцінки параметрів потоку частинок зводяться до обчислення величини  $\Delta q = q - q_0$ , потім – щільності потоку потужності  $\Pi$ , потоку  $p$ , потужності й енергії частинок  $P$  і  $E$ . Якщо зневажити розподілом частинок, які висипаються, по енергіях, що при наземних спостереженнях невідомо, то щільність потоку потужності частинок  $\Pi \approx 2\varepsilon_i \Delta z \Delta q$ , де  $\Delta q = q - q_0$ ,  $\varepsilon_i \approx 35$  еВ – енергія, що витрачається на один акт іонізації молекули корпускулою,  $\Delta z$  - діапазон висот, де ефективно поглинається потік частинок даної енергії  $\varepsilon$ . Можна полагати, що  $\Delta z \approx 10$  км. З іншого боку, параметр  $\Pi$  пов'язаний з потоком частинок  $p$ :  $\Pi = \varepsilon p$ . Маючи  $\Pi$ , можна оцінити потужність і енергію частинок, що висипаються на площі  $S$ :  $P = \Pi S$ ,  $E = P \Delta T$ , де  $\Delta T$  – тривалість висипань. При розрахунках надалі ми полагали, що  $S = 10^{14}$  м<sup>2</sup>,  $\Delta t = (1,2 - 2,4) \cdot 10^3$  с, енергія високоенергійних електронів, які висипаються,  $\varepsilon = 40$  еВ.

### 3. Результати експериментальних досліджень

#### 3.1. Збурення, обумовлені варіаціями сонячної й геомагнітної активності (процесами на Сонці)

##### 3.1.1. Експериментальні дослідження реакції середньоширотної D-області іоносфери на рентгенівські й оптичні спалахи

У даному пункті наведено виклад основних результатів експериментальних досліджень методом ЧВ впливу спалахів рентгенівського випромінювання (XRA) і слабких оптичних спалахів (FLA) на характеристики радіошумів і ЧВ радіосигналів, а також на параметри регіональної середньоширотної D-області іоносфери. Для аналізу з банку експериментальних даних ХНУ були відібрані реєстрації ЧВ сигналів, отримані в період 11 спалахів рентгенівського випромінювання (XRA) і 9 оптичних спалахів (FLA). Розглянуто події, коли рентгенівські спалахи не супроводжувалися оптичними. Дані про спалахи отримані по мережі Internet в WDC-A і по URL: [www.solar.sec.noaa.gov](http://www.solar.sec.noaa.gov). Відомості про експерименти й проаналізовані спалахи наведені в табл. 3.1.

Таблиця 3.1

#### Відомості про експерименти й спалахи

№	Дата	Тип	Час спалаху, UT	Час спостережень, UT
1	2	3	4	5
XRA				
1	21.02.97	B1.3	10.15 – 10.19 (max) - 10.29	06.10.00 – 13.00.00
2	18.03.98	M1.0	10.50 – 11.12 (max) - 11.44	07.20.00 – 14.08.00
3	25.03.98	31.2	11.45 – 11.49 (max) -11.54	08.34.00 – 13.40.00
4		35.3	12.31 – 12.35 (max) -12.44	
5	23.12.98	M1.1	08.13 – 08.16 (max) - 08.21	08.07.00 – 10.15.00
6		C5.0	11.57 – 12.06 (max) - 12.13	11.22.00 – 14.25.00
7	13.01.99	B4.6	08.32 – 08.35 (max) - 08.37	08.00.00 – 14.48.00
8		C1.0	12.38 – 12.49 (max) - 12.52	
9	12.02.99	C1.7	09.52 – 09.56 (max) -10.13	09.07.00 – 14.03.00
10		32.0	10.44 – 10.49 (max) -10.53	
11	18.04.01	C1.2	18.13 – 18.21 (max) - 18.27	07.04.00 – 23.55.00

1	2	3	4	5
FLA				
1	25.03.98	SF	11.46 – 11.48 (max) - 11.51	08.34.00 – 13.40.00
2	13.11.98	SF	08.12 – 08.19 (max) - 08.26	08.28.00 – 10.36.00
3	14.01.99	SN	09.55 – 10.15 (max) - 11.17	08.00.00 – 14.00.48
4	15.01.99	SF	10.41 – 11.15 (max) - 11.20	08.24.00 – 14.22.00
5	10.02.99	SF	13.37 – 13.43 (max) - 14.00	10.03.00 – 14.30.00
6	12.02.99	SF	12.17 – 12.23 (max) - 12.32	09.07.00 – 14.03.00
7		SF	12.42 – 12.44 (max) - 12.51	
8	08–	ERU	02.13 - 02.14(max) - 02.23	20.39.00(08) -
9	09.06.01	ERU	07.57 - 07.58(max) - 08.04	04.06.00(09) 07.07.00 - 10.33.00(09)

### Результати спостережень

Аналіз експериментальних даних показав, що для обох типів розглянутих подій у більшості експериментів мають місце характерні риси як у поведженні ЧВ сигналів і радішумів, так і у висотно-часових варіаціях концентрації електронів. Опишемо їх докладніше, використовуючи дані, отримані в декількох характерних експериментах.

#### *Рентгенівські спалахи.*

Розглянемо результати спостережень, виконаних 13.01.1999, 21.02.1997, 25.03.1998 і 18.03.1998 під час спалахів рентгенівського випромінювання. На рис. 3.1 – 3.2 наведені приклади спостережуваних висотно-часових варіацій  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ ,  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$ ,  $R(z,t)$  і  $N(z)$ . У першому експерименті приблизно через 24 хв. після початку ХРА майже у всій D-області ( $z = 72 - 87$  км) інтенсивності  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  збільшилися в одиниці-десятки разів. Тривалість процесу склала близько 10 – 12 хв. Зростання в 5 – 9 разів мало місце й у тимчасовій залежності інтенсивності радішумів  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$  із запізнюванням на 15 – 17 хв. щодо збільшення  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ . Тривалість процесу приблизно така ж, як і в першому випадку. У висотно-часових залежностях  $R(z,t)$  у цей період мало місце збільшення значень  $R$  в 3 – 7 разів такої ж тривалості. Електронна концентрація на висоті 84 км у цей період протягом приблизно 10 хв. зросла на 40 – 50 % з наступним різким зменшенням протягом приблизно 30 хв. Нижче 84 км мало місце тільки відзначене вище зменшення значень концентрації електронів  $N$ .

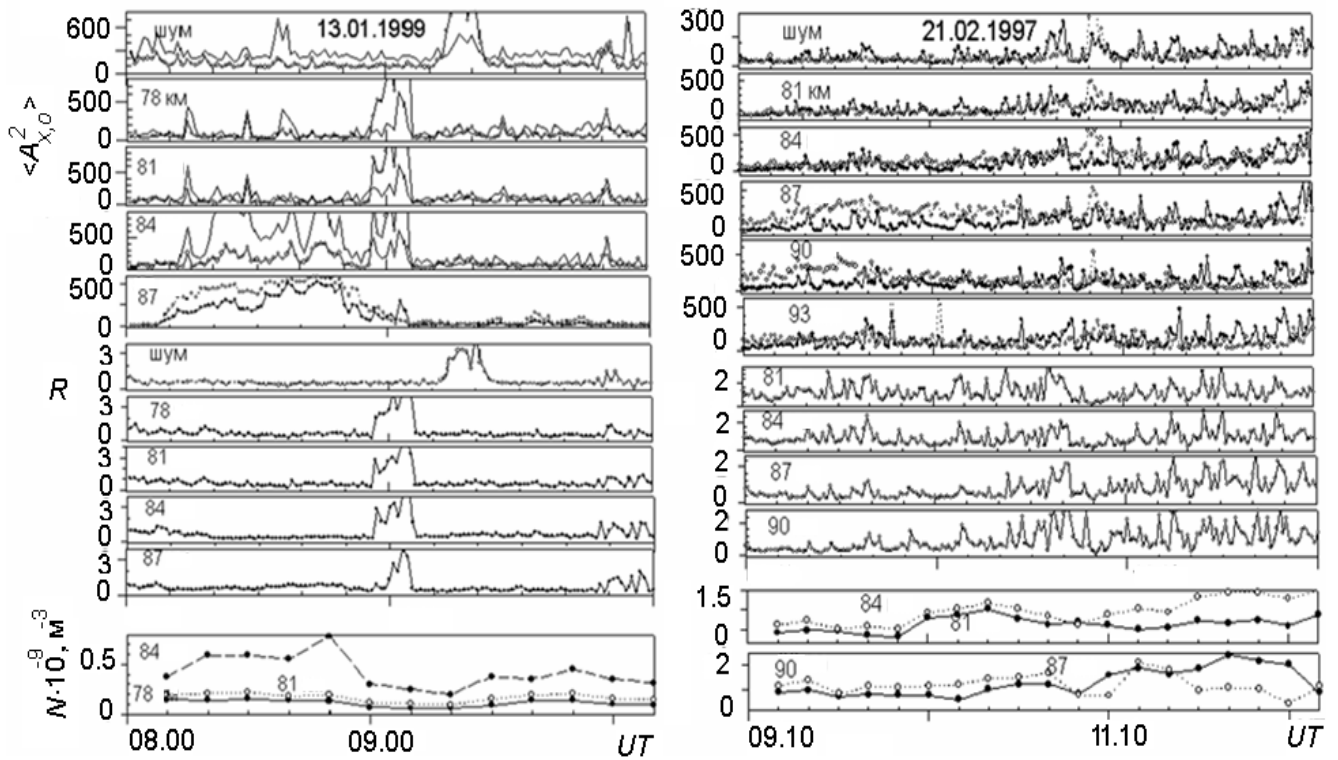


Рис. 3.1. Висотно-часові залежності  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ ,  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$ ,  $R(z,t)$  і  $N(z)$ , отримані в експериментах 13.01.1999 і 21.02.1997 у період спалахів рентгенівського випромінювання

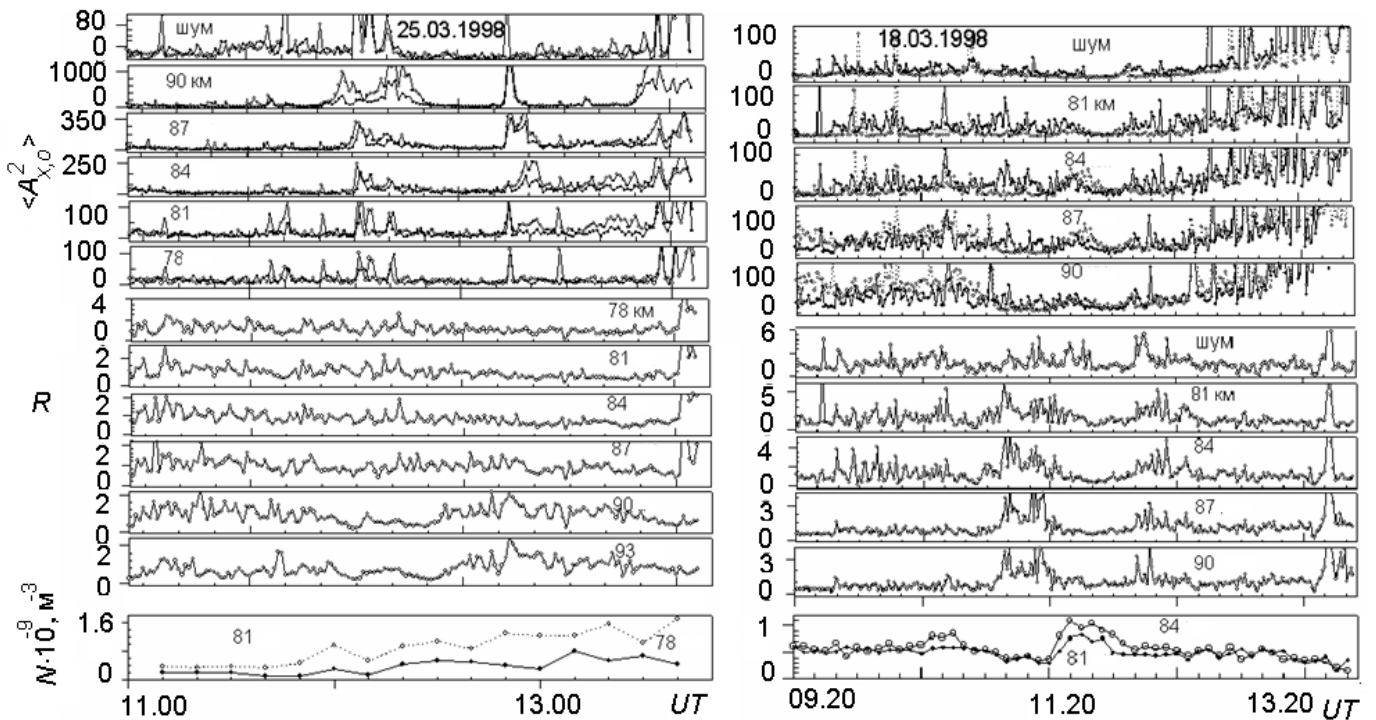


Рис. 3.2. Висотно-часові залежності  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ ,  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$ ,  $R(z,t)$  і  $N(z)$ , отримані в експериментах 25.03.1998 і 18.03.1998 у період спалахів рентгенівського випромінювання

В експерименті 21.02.1997 виразних змін  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ ,  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$ , пов'язаних з XRA, не виявлено, за винятком невеликого зростання значень  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  на висотах 81 – 84 км через 20 – 22 хв. після початку XRA тривалістю 15 – 20 хв. Більш виразне зростання  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$  тривалістю  $\sim 10$  хв. із запізнюванням на  $\sim 10$  хв. щодо зростання  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  мало місце в часовій залежності інтенсивностей радішумів. У цей же проміжок часу спостерігалось збільшення в 1,5 – 3,5 рази значень  $R$ . Концентрація електронів  $N$  в інтервалі висот 81 – 90 км зросла на 50 – 100 % приблизно через 10 – 20 хв. після початку XRA. Збурення  $N$  тривало приблизно 30 – 40 хв. У третьому експерименті приблизно через 17 – 18 хв. після XRA  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  в інтервалі висот 81 – 90 км збільшувалися в 20 – 30 разів протягом 10 – 15 хв., після чого на висотах 81 – 87 км інтенсивності  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  стали в 2 – 3 рази більше, ніж до збурення. Для  $R(z,t)$  в інтервалі висот 81 – 90 км характерно плавне зменшення значень протягом приблизно 40 хв., що наступало через 15 – 18 хв. після XRA. Через 10 – 20 хв. після події на висотах 81 – 78 км мало місце збільшення значень концентрації електронів більш, ніж на 100 % тривалістю близько півгодини. На інших висотах відновити значення  $N$  не вдалося. Для даних, отриманих в експерименті 18.03.1998, відзначимо наступні особливості. Приблизно через 45 хв. після XRA на висотах 81 – 90 км інтенсивності  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  й  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$  протягом півгодини зменшилися в 1,5 – 3 рази з наступним помітним збільшенням. У цей же проміжок часу в 1,5 – 4 рази зменшилися значення  $R$  після їхнього зростання приблизно через 10 хв. протягом  $\sim 30$  хв. після спалаху. Наступні (після 12.00 UT) зміни також, очевидно, пов'язані з XRA, оскільки спалах був досить тривалим. У висотно-часовому ході  $N(z,t)$  характерним виявилось зростання значень  $N$  на 50 – 100 % на висотах 81 – 84 км протягом півгодини.

Таким чином, основні особливості в поведженні ЧВ сигналів, радішумів і у висотно-часових варіаціях концентрації електронів зводяться до наступних: 1) збільшення в десятки разів інтенсивностей ЧВ сигналів на висотах 81 – 93 км тривалістю  $\sim 10$  – 20 хв. приблизно через 10 – 40 хв. після XRA з наступним відновленням до вихідного значення протягом 30 – 70 хв. Іноді мало місце майже повне зникнення відбиттів від неоднорідностей у D-області. Після цього, як правило, інтенсивності ЧВ сигналів знову зростають в одиниці-десятки разів, повертаючись до типово-

го добового ходу; 2) зростання інтенсивностей радіошумів  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$  приблизно такої ж тривалості із затримкою за часом на 15 – 20 хв. стосовно збурення  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ ; 3) зменшення в кілька разів інтенсивностей ЧВ сигналів  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  на висотах 81 – 90 км тривалістю 20 – 25 хв. майже відразу після закінчення ХРА (18.03.1998) з наступним відновленням добового ходу; 4) збільшення значень  $R$  на висотах 78 – 90 км із зростанням його дисперсії  $\sigma_R^2$  в одиниці разів через 5 – 25 хв. після початку ХРА з наступною релаксацією до незбурених значень із типовим добовим ходом; 5) збільшення концентрації електронів на 50 – 150 % на висотах 81 – 87 км приблизно через 15 – 25 хв. після початку ХРА тривалістю до 30 – 35 хв із наступною релаксацією до добового ходу. Іноді мало місце невелике зменшення  $N$  щодо добової залежності; воно спостерігалось, наприклад, в експерименті 13.01.1999.

### Оптичні спалахи

Відзначимо, що розглянуті спалахи мали, в основному, невелику інтенсивність. Результати обчислень  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ ,  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$ ,  $R(z,t)$  і  $N(z,t)$  наведені на рис. 3.3 – 3.4.

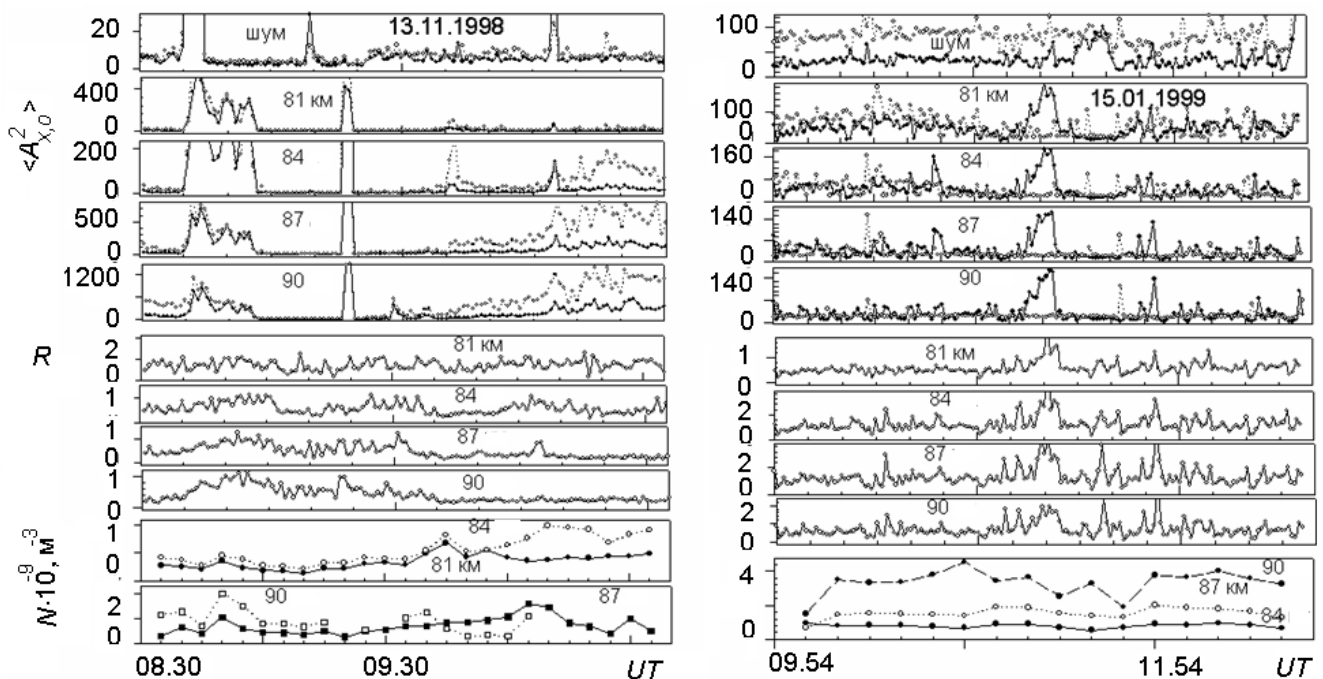


Рис. 3.3. Висотно-часові залежності  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ ,  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$ ,  $R(z,t)$  і  $N(z)$ , отримані в експериментах у період оптичних спалахів 13.11.1998 і 15.01.1999

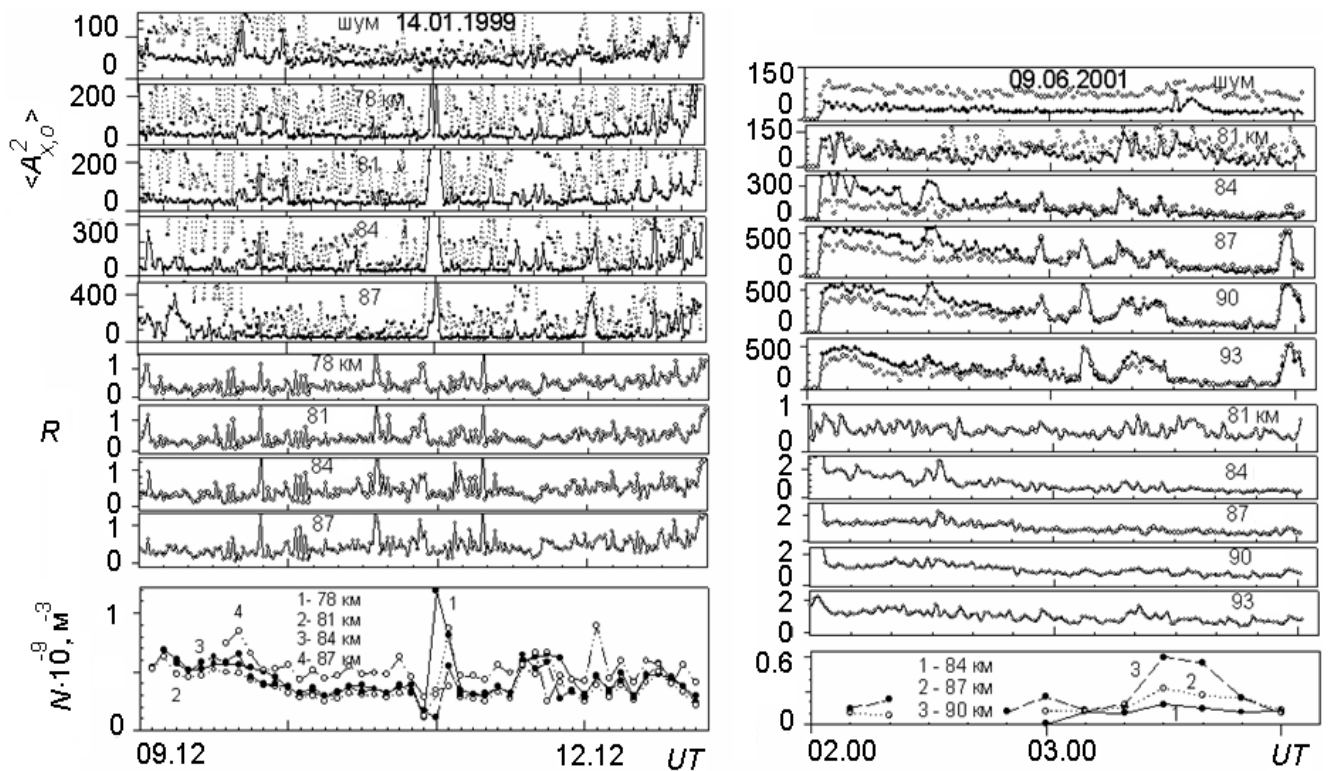


Рис. 3.4. Висотно-часові залежності  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ ,  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$ ,  $R(z,t)$  і  $N(z)$ , отримані в експериментах у період оптичних спалахів 14.01.1999 і 09.06.2001

В експерименті 13.11.1998 через 28 хв. після спалаху на висотах 78 – 90 км значення  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  зросли в десятки разів, тривалості таких збурювань склали 20 хв. Приблизно на хвилину раніше мало місце короткочасне (тривалістю близько 5 хв.) збільшення інтенсивностей радіошумів. На висотно-часових залежностях  $R(z,t)$  у цей період на висотах 84 – 90 км мало місце збільшення значень  $R$  приблизно в 2 – 4 рази тієї ж тривалості. На висотних рівнях 84 – 90 км відзначене короткочасне (тривалістю 10 – 20 хв.) збільшення електронної концентрації приблизно на 40 – 80 %. В експерименті 15.01.1999 під час досить тривалого спалаху приблизно через 25 хв. після її початку мало місце збільшення інтенсивностей  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  в 8 – 15 разів протягом 15 хв. У цей же час у кілька разів збільшилися значення  $R$  і його дисперсія  $\sigma_R^2$ . Через 20 – 30 хв. після початку спалаху на висотах 84 – 90 км протягом приблизно 10 – 20 хв. мало місце невелике збільшення електронної концентрації. Для експерименту, проведеного 14.01.1999, характерним було короткочасне (бли-



зько 10 хв.) збільшення в десятки разів  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  наприкінці спалаху й короткочасне (близько 5 – 10 хв.) зростання значень  $N$  у цей же час. Через 25 – 30 хв. після закінчення спалаху протягом 30 – 15 хв.  $N$  на 78 – 87 км зростала до 100 %. Через годину після початку спалаху протягом приблизно 50 хв. мало місце зростання у кілька разів дисперсії  $\sigma_R^2$ .

В експерименті 09.06.2001 через 60 хв. після FLA зареєстроване зростання електронної концентрації на 50 – 200 % на висотах 87 – 90 км протягом 25 – 30 хв. У висотно-часовому ході інтенсивностей  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  через 20 хв. після спалаху відзначалося короткочасне (~10 хв.) збільшення в кілька разів значень  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ . Більш інтенсивне й тривале збільшення мало місце через 50 – 60 хв після FLA. У висотно-часовому ході  $R$  замічене плавне зменшення значень приблизно в 2 рази на висотах 84 – 93 км. Після спалаху 25.03.1998 приблизно через 20 хв. після його початку також спостерігалось помітне збільшення інтенсивностей  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  і  $\langle A_{nx,no}^2 \rangle (t)$  тривалістю 20 – 30 хв. майже у всій D-області.

Таким чином, для розглянутих спалахів виявлено кілька особливостей. Вони можуть бути зведені до таких: 1) збільшення в одиниці-десятки разів інтенсивностей  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  тривалістю 15 – 30 хв. на висотах 81 – 93 км через 20 – 35 хв. після початку спалаху; 2) збільшення в кілька разів значень  $R$  і зростання їхньої дисперсії  $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$  в ці періоди; 3) збільшення  $N(z,t)$  приблизно на 40 – 80 % у ці ж інтервали часу; 4) в одному випадку через 25 – 30 хв. після закінчення спалаху протягом приблизно 30 – 15 хв.  $N$  на висотах 78 – 87 км зросла до 100 %.

## **Обговорення**

Розглянемо докладніше перераховані вище ефекти.

### ***Рентгенівські спалахи***

Зростання інтенсивності шуму і її дисперсії через якийсь час після ХРА (важливо, що це мало місце після збільшення  $N(z,t)$  у період її зменшення, див., наприклад, рис. 3.1) можна пояснити подібно тому, як це зроблено в [42, 51, 182] при аналізі експериментальних даних, отриманих у період затемнення Сонця, у такий спосіб.

Шум у діапазоні частот 2 – 3 МГц є результатом накладення сигналів від радіозасобів, що працюють у цьому діапазоні. У період збільшення рівня шумів спостерігалось зменшення  $N(z,t)$ , що супроводжується зме-

ншенням поглинання радіосигналів в іоносфері. Зменшення поглинання приводить до зростання рівня перешкод, прийнятих як основним, так і бічними пелюстками діаграми спрямованості антенної системи радара ЧВ.

Як показав аналіз великої кількості даних, отриманих у періоди проходження ранкового й вечірнього термінаторів, такий же ефект, але більш сильно, проявляється в передвечірній час (ці експерименти, поряд з даними, отриманими під час збурень природного й антропогенного характеру, аналізувалися як фонові з метою пошуку загальних і відмітних закономірностей).

Експериментально встановлені варіації (наприклад, зростання – в експерименті 13.01.1999 і зменшення – в експерименті 18.03.1998) середніх значень інтенсивності ЧВ сигналів і її дисперсії можуть бути пояснені аналогічно [42]. З теорії методу ЧВ відомо (див., напр., [127]), що:

$$\langle A_{x,o}^2 \rangle \propto \frac{\langle \Delta N^2 \rangle}{\Omega_{\pm}^2 + \nu^2} \exp\{-4K_{x,o}\}, \quad (3.1)$$

де  $\langle \Delta N^2 \rangle$  – інтенсивність флуктуацій  $N$ ,  $\Omega_{\pm} = \omega \pm \omega_L$ ,  $\omega_L = 2\pi f_L$ ,  $f_L = f_B \cos \alpha \approx 1,3$  МГц,  $f_B$  – гірочастота електронів,  $\alpha$  – кут між вертикаллю й вектором індукції геомагнітного поля,  $\nu$  – частота зіткнень електронів з нейтралами,  $K_{o,x}$  – інтегральний коефіцієнт поглинання ЧВ сигналу  $x$ - і  $o$ -поляризацій.

Після спалаху мають місце наступні процеси: 1) варіації  $N$ , а виходить, і  $K_{o,x}$ ; 2) значні варіації  $\langle \Delta N^2 \rangle$  (це можливо при посиленні турбулізації середовища, що може бути викликано, наприклад, зростанням потоку рентгенівського випромінювання). Ці фактори можуть пояснити спостережувані в експериментах варіації  $\langle A_{x,o}^2 \rangle$ .

Нестационарність процесів у плазмі в період розглянутих подій приводить до помітного зростання дисперсії  $\sigma_{x,o}^2$  інтенсивностей сигналу. Крім того, відомо [42], що неповне "вирахування" шумів також приводить до збільшення  $\sigma_{x,o}^2$ .

Для пояснення експериментально виявлених варіацій відносини інтенсивностей ЧВ сигналів  $R$  і його дисперсії  $\sigma_R^2$  після XRA скористаємося відомою з теорії методу ЧВ залежністю:

$$R = \frac{\langle A_x^2 \rangle}{\langle A_o^2 \rangle} = \frac{\Omega_+^2 + v^2}{\Omega_-^2 + v^2} \exp\{-4(K_x - K_o)\}. \quad (3.2)$$

Урахуємо, що на висотах 75 – 90 км звичайно виконуються умови  $\Omega_+^2 \gg v^2, \Omega_-^2 \gg v^2$ . Тоді (3.2) можна спростити до вигляду:

$$R \approx \frac{\Omega_+^2}{\Omega_-^2} \exp\{-4(K_x - K_o)\}. \quad (3.3)$$

Збільшення значень  $N$  супроводжується зростанням  $K_{o,x}$ , що приводить до зменшення  $R$ . При зменшенні значень  $N$  зменшується й  $K_{o,x}$ , а отже збільшується  $R$ . Зростання  $\sigma_R^2$ , також як і  $\sigma_{x,o}^2$ , пов'язаний з посиленням нестационарності середовища після спалаху.

Зростання електронної концентрації на висотах приблизно 81 – 87 км, очевидно, пов'язаний з різким збільшенням потоку рентгенівського випромінювання Сонця під час спалаху.

Використовуючи експериментальні дані про часову зміну електронної концентрації, оцінимо зміну швидкості утворення електронів на цих висотах. З рівняння балансу концентрації електронів у квазістационарному випадку ( $dN/dt \ll \alpha N^2$ ) маємо  $q = \alpha N^2$ , де  $q$  – швидкість іонізації,  $\alpha$  – ефективний коефіцієнт рекомбінації. Процеси переносу (вітер, амбіполярна й турбулентна дифузії) тут не враховуються тому, що їхні характерні часи набагато більше, ніж  $(\alpha N)^{-1}$ . До спалаху  $q_0 = \alpha_0 N_0^2$ . Тоді, зневажаючи нагріванням атмосфери, при  $\alpha \approx \alpha_0$  маємо  $N/N_0 = \sqrt{q/q_0}$ . У цьому випадку, наприклад, для експерименту 18.03.1998 на висоті 81 км отримане  $N_0 \approx 0,4 \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$ ,  $N \approx 0,7 \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 3,2$ , а на висоті 84 км –  $N_0 \approx 0,4 \cdot 10^9 \text{ м}^{-3}$ ,  $N \approx 10^9 \text{ м}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 5,5$ .

### **Оптичні спалахи**

Оскільки розглянуті спалахи не належать до типу сильних, то ймовірність наявності потоків протонів під час цих подій невелика. Тому під час описуваних подій автором не виявлено ніяких особливостей у поведженні ЧВ сигналів, радіошумів і концентрації електронів на висотах нижньої частини D-області іоносфери ( $z < 78$  км).

Перераховані вище особливості, на погляд автора, побічно пов'язані з оптичними спалахами. Імовірно, під час таких спалахів у ряді випадків відбувалося збільшення потоку рентгенівського випромінювання Сонця не спалахового характеру. Це й приводило до появи відзначених особливостей, які в цілому подібні з розглянутими особливостями під час ХРА (на жаль, даних про потоки рентгенівського випромінювання в ці періоди немає).

### 3.1.2. Варіації електронної концентрації в середньоширотній D-області іоносфери під час сильних магнітних бур

У пункті наведено результати експериментальних досліджень методом ЧВ варіацій концентрації електронів  $N(z)$  у середньоширотній D-області іоносфери під час 17 магнітних бур (7 із них – сильні, для яких індекс магнітної активності  $K_p \sim 6 - 9$ ); проведено порівняння їх з результатами, одержаними до і після МБ у незбурених умовах.

Далі розглянемо результати експериментальних досліджень, отримані в період сильних магнітних бур у 2004 – 2006 роках. У табл. 3.2 наведені короткі відомості про проведені експерименти. Спостереження проводилися також у періоди проходжень уранішнього і вечірнього сонячного термінаторів (УСТ і ВСТ відповідно).

Таблиця 3.2

#### Короткі відомості про експерименти

Дата	Кр	Дата	Кр	Дата	Кр
1	2	3	4	5	6
17.07.04	64533332	12.01.05	45355333	21.09.05	11222111
19.07.04	13232333	17.01.05	54377753	22.09.05	22212321
26.07.04	64333236	18.01.05	65756645	23.09.05	13312222
27.07.04	87889755	19.01.05	66676434		
28.07.04	33333323	20.01.05	21124433	05.12.06	00000112
11.08.04	22343333	21.01.05	31322886	06.12.06	34355353
18.08.04	32433333	22.01.05	56333343	07.12.06	54544333
		23.01.05	44333432	08.12.06	35353333
03.11.04	00032334			09.12.06	11100124
08.11.04	99986345	3.09.05	66453324	10.12.06	23134433

1	2	3	4	5	6
09.11.04	66576787	8.09.05	32111223	14.12.06	21226768
10.11.04	88997654	9.09.05	12014444	15.12.06	88767443
11.11.04	45442324	12.09.05	55886765	16.12.06	34110243
12.11.04	55454334	13.09.05	65665344	19.12.06	34243122
13.11.04	22422211	14.09.05	33555332	20.12.06	44324354
17.11.04	11321111	15.09.05	32356754	21.12.06	43433221
24.11.04	21132212	16.09.05	44343232	22.12.06	33443223
01.12.04	13521212	20.09.05	12222121		

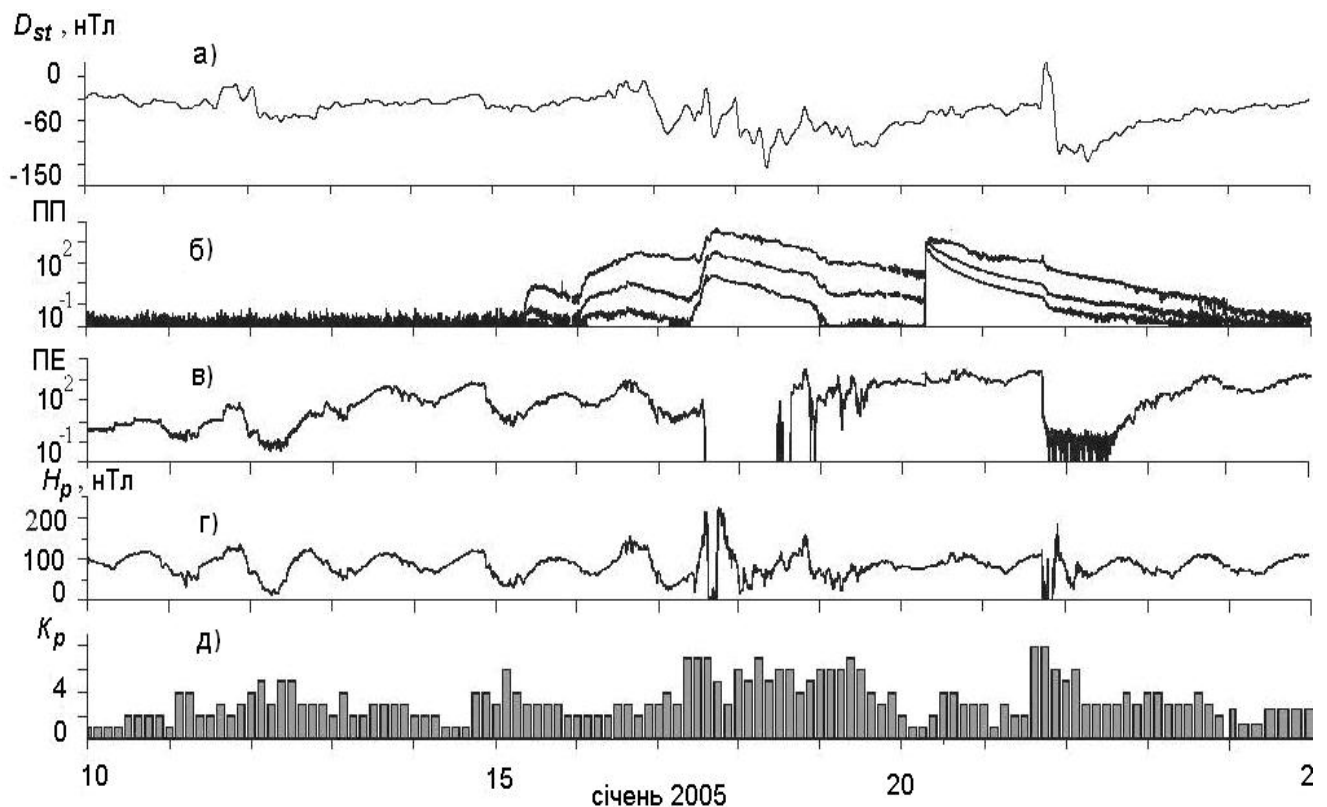


Рис. 3.5. Часові дані, що характеризують стан космічної погоди в січні 2005 р. у період розглянутої МБ: а) – зміни індексу геомагнітної активності  $D_{st}$ ; б) – усереднені за 5 хв. потоки протонів 10, 50 і 100 MeV (протон/см<sup>2</sup>·с ср), обмірювані на супутнику GOES–8 (W75); в) – потоки електронів з енергією більше 2 MeV, обмірювані на супутнику GOES–12; г) – усереднені за 5 хв. значення  $H_p$ -складової геомагнітного поля по вимірах на супутнику GOES–12; д) – значення планетарного індексу геомагнітної активності  $K_p$

Вимірювання амплітуд ЧВ сигналів і радіошумів виконані під час сильних 6 магнітних бур: 27 липня 2004 р., 07 – 08 грудня 2004 р., 10 – 11 грудня 2004 р., 17 – 19 січня 2005 р., 11 – 15 вересня 2005 р. і 14 – 15 грудня 2006 р.

На відміну від відомих з літератури і наших попередніх експериментальних досліджень, які, як правило, були епізодичними і не охоплювали достатньо великих періодів до і після МБ, в даному дослідженні автор з колегами провів спостереження методом ЧВ достатньо тривалими безперервними циклами до, в період і після МБ.

При аналізі експериментальних даних проводилося зіставлення їх з основними параметрами космічної погоди, отриманими по мережі Internet у світових центрах: аналізувалися часові варіації  $Kp$ ,  $Ap$ ,  $Dst$ -індексів, потоків електронів і протонів, компонент геомагнітного поля, параметрів сонячного вітру (на рис. 3.5 наведені такі дані для періоду спостережень у січні 2005 р.). Аналізувалися також дані про сильні сонячні спалахи. Важливим виявилось те, що в періоди всіх розглянутих подій як під час МБ, так і протягом 5 – 14 днів після них, реєструвалися підвищені на 1 – 4 порядки потоки високоенергійних електронів і протонів, що висипаються з магнітосфери.

### **Основні експериментальні результати**

Основні особливості відгуку середньоширокої D-області, одержані експериментально, виявилися, в цілому, однотипними для всіх 6 розглянутих МБ. Тому розглянемо основні особливості висотно-часових варіацій  $N(z,t)$ , характеристик ЧВ сигналів і шумів на прикладі магнітних збурень у січні 2005 р. порівняно із незбуреними умовами [52].

У експерименті 12 січня (цей день можна віднести до слабо збуреного) висотно-часові варіації ЧВ сигналів з висотних рівнів 78 – 87 км, шумів і  $N(z,t)$  (див. рис. 3.6) відповідали типовим для незбурених умов для цієї пори року. Яскраво вираженої добової залежності  $N(z,t)$  (залежність від зенітного кута Сонця  $N(z, \chi)$ ) не було, що, як показує аналіз багаторічних даних спостережень в регіоні, іноді спостерігається у зимових умовах.

17 січня мала місце МБ, яка супроводжувалася сильним рентгенівським спалахом X3.8 в 08.59-12.07 LT. Цього дня, за даними супутникових спостережень [solar.sec.noaa.gov], помітно зросли потоки протонів, що висипаються, потоки ж високоенергійних електронів, навпаки, змен-

шилися; спостерігалися істотні варіації  $D_{st}$ -індексу і  $H_p$ -складової геомагнітного поля. ЧВ сигнали з відношенням сигнал/шум  $s \sim 1 - 100$  спостерігалися протягом більшої частини доби. Концентрація електронів на висотах  $z = 75 - 93$  км, як видно з рис. 3.6, помітно зросла. Чітко простежується виразний сплеск  $N(z,t)$  протягом приблизно 30 хв.

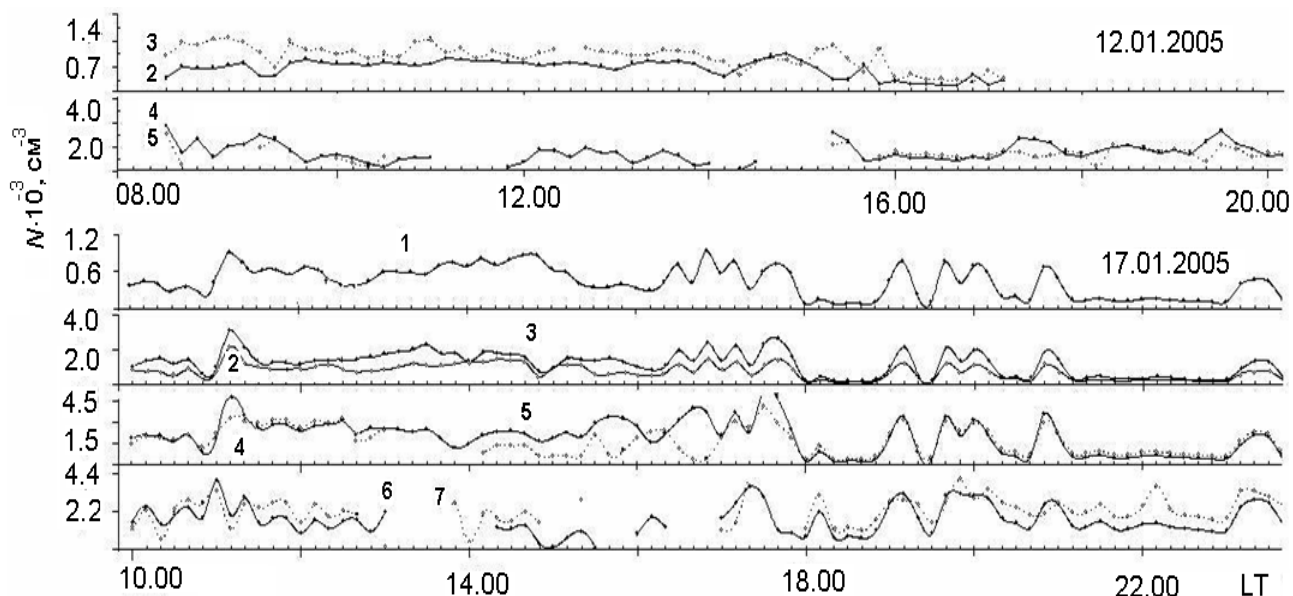


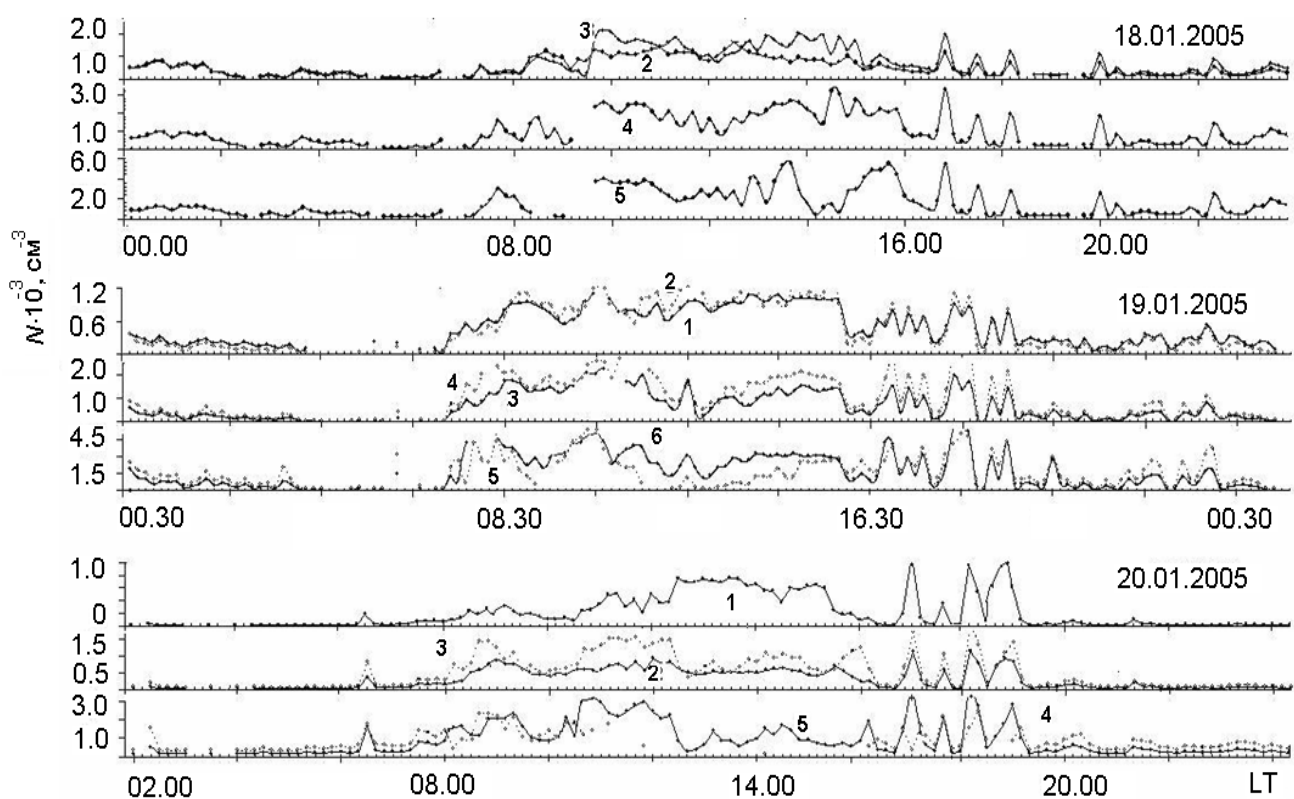
Рис. 3.6. Варіації концентрації електронів на фіксованих висотах у D-області іоносфери 12 і 17 січня 2005 р. Номери біля кривих відповідають таким висотним рівням: 1 – 75 км, 2 – 78 км, 3 – 81 км, 4 – 84 км, 5 – 87 км, 6 – 90 км, 7 – 93 км

Після різкого збільшення  $N(z,t)$  значення  $N(z,t)$  повернулися до початкового рівня протягом 30 – 40 хв. Потім почалося плавне зростання значень  $N(z,t)$  з вираженою залежністю  $N(z,c)$  від зенітного кута Сонця. Приблизно за 70 хв. до заходу Сонця в D-області почалися квазіперіодичні зміни  $N(z,t)$  протягом приблизно 90 хв. з періодом  $T = 30 - 40$  хв. Після 17.55 LT протягом приблизно 50 – 60 хв. значення  $N(z,t)$  зменшилися більш ніж на порядок. Через 80 хв. після проходження ВСТ (близько 18.45 LT) спостерігалось зростання у декілька разів значень концентрації електронів у D-області протягом приблизно 140 хв. Значення  $N(z,t)$  при цьому мінялися з квазіперіодом  $T \approx 50$  хв.

Як видно з наведених на рис. 3.6 даних, цього дня в 23.00 – 23.35 LT також спостерігалось різке зростання значень  $N(z,t)$  більш ніж на 150 %.

Відзначимо, що в цілому значення концентрації електронів цього дня у D-області були підвищеними порівняно з незбуреним днем 12 січня.

18 – 19 січня, як і 17 січня, виразні ЧВ сигнали реєструвалися протягом більшої частини доби майже у всій D-області з  $s > 2$  (часто було  $s \gg 1$ ). 18 січня, як видно з наведених на рис. 3.7 даних, варіації  $N(z,t)$  в цілому схожі із змінами  $N(z,t)$  в попередній день, виключаючи особливості, характерні для відгуку D-області на рентгенівський спалах. Відзначимо передзахідні варіації  $N(z,t)$  і варіації  $N(z,t)$  меншої величини в 20.00 – 20.40 LT і в 22.00 – 24.00 LT, які, мабуть, обумовлені висипаннями високоенергійних частинок (електронів, протонів).



**Рис. 3.7. Варіації концентрації електронів на фіксованих висотах у D-області іоносфери 18, 19 і 20 січня 2005 р. Номери біля кривих відповідають таким висотним рівням: 1 – 75 км, 2 – 78 км, 3 – 81 км, 4 – 84 км, 5 – 87 км, 6 – 90 км, 7 – 93 км**

19 січня в 10.03 – 10.40 LT мав місце порівняно сильний рентгенівський спалах X1.3. Він виразно проявився у варіаціях характеристик ЧВ сигналів, шумів і в змінах  $N(z,t)$ , які в цілому подібні тим, що спостерігалися



під час спалаху 17 січня. При цьому, як видно з рис. 3.7, значення  $N$  підвищені порівняно з незбуреними умовами і простежується добовий хід  $N(z,t)$ . Як і в попередні два дні, в період проходження ВСТ спостерігалися квазіперіодичні зміни  $N(z,t)$  з періодом  $T \approx 30$  хв., які почалися за 40 – 50 хв. до моменту заходу Сонця на цих висотах і продовжувалися протягом приблизно 170 хв. Варіації концентрації електронів складали сотні відсотків. Так само як і 17 – 18 січня, в нічний час, приблизно після 22.00 години, періодично спостерігалось зростання значень  $N$  в 1,5 – 4 рази тривалістю близько 120 хв. і періодом  $T \approx 30 - 60$  хв. У нічний час вранці з 00.00 до 04.00 LT у всій D-області значення концентрації електронів залишалися підвищеними порівняно з незбуреними умовами, що обумовлене, мабуть, висипаннями заряджених частинок з радіаційних поясів. Для цього експерименту характерним є те, що швидке зростання  $N(z,t)$  у всій D-області іоносфери почалося через 20 – 30 хв. після моменту проходження УСТ на цих висотах. Відзначимо, що в незбурених умовах [35] зростання  $N(z,t)$  є, зазвичай, більш плавним і починається через десятки – сотні хвилин після проходження УСТ. День 20 січня був слабо збуреним. У першій половині доби мало місце різке (приблизно на порядок) зростання значень потоків протонів з подальшим плавним зменшенням. Потоки протонів при цьому залишалися на 2 – 3 порядки вище, ніж у незбурених умовах. Варіації концентрації електронів в D-області цього дня наведені на рис. 3.7. Нічні значення  $N(z,t)$  цього дня були на рівні похибки вимірювань. Помітне зростання  $N$  почалося через 20 – 50 хв. після проходження УСТ в D-області. ЧВ сигнали різної інтенсивності ( $s \sim 1 - 100$ ) спостерігалися протягом усього світлого часу доби, в темний час доби (з 00.00 і до моменту УСТ, так само як і після проходження ВСТ)  $s \sim 1 - 2$ . У період 08.36 – 09.26 LT мав місце потужний рентгенівський спалах X7.1, що супроводжувався спалахом класу 2b в оптичному діапазоні. Він виразно проявився у варіаціях характеристик ЧВ сигналів, шумів і в змінах  $N(z,t)$ , які в цілому подібні тим, що спостерігалися під час спалахів 17 і 19 січня. У світлий час доби мав місце типовий добовий хід величини  $N(z,t)$ . Приблизно за 50 – 60 хв. до часу проходження ВСТ почалися істотні квазіперіодичні зміни  $N(z,t)$  (варіації значень  $N$  складали сотні відсотків) з періодом  $T \approx 40 - 50$  хв. і тривалістю 220 – 240 хв., після чого значення  $N$  були майже на рівні похибок методу ЧВ.

День 21 січня можна віднести до незбурених. Тільки у останній третині цієї доби і на початку наступних мала місце порівняно коротка МБ,

під час якої відмічений сплеск значень  $D_{st}$  приблизно на 30 нТ і подальшому різкому їх зменшенні до  $D_{st} \approx -100$  нТ. Потоки електронів під час МБ зменшилися більш ніж на 2 порядки при наявності істотних флуктуацій. Значення  $H_p$  - компоненти геомагнітного поля в період МБ мали значні флуктуації (приблизно  $\pm 100$  нТ відносно незбурених значень). Протягом світлого часу доби реєструвалися виразні ЧВ сигнали ( $s = 1 - 100$ ), в темний час доби  $s = 1 - 3$ . Як видно з рис. 3.8, варіації концентрації електронів цього дня відповідали типовому добовому ходу з вираженою залежністю  $N(z, \chi)$ .

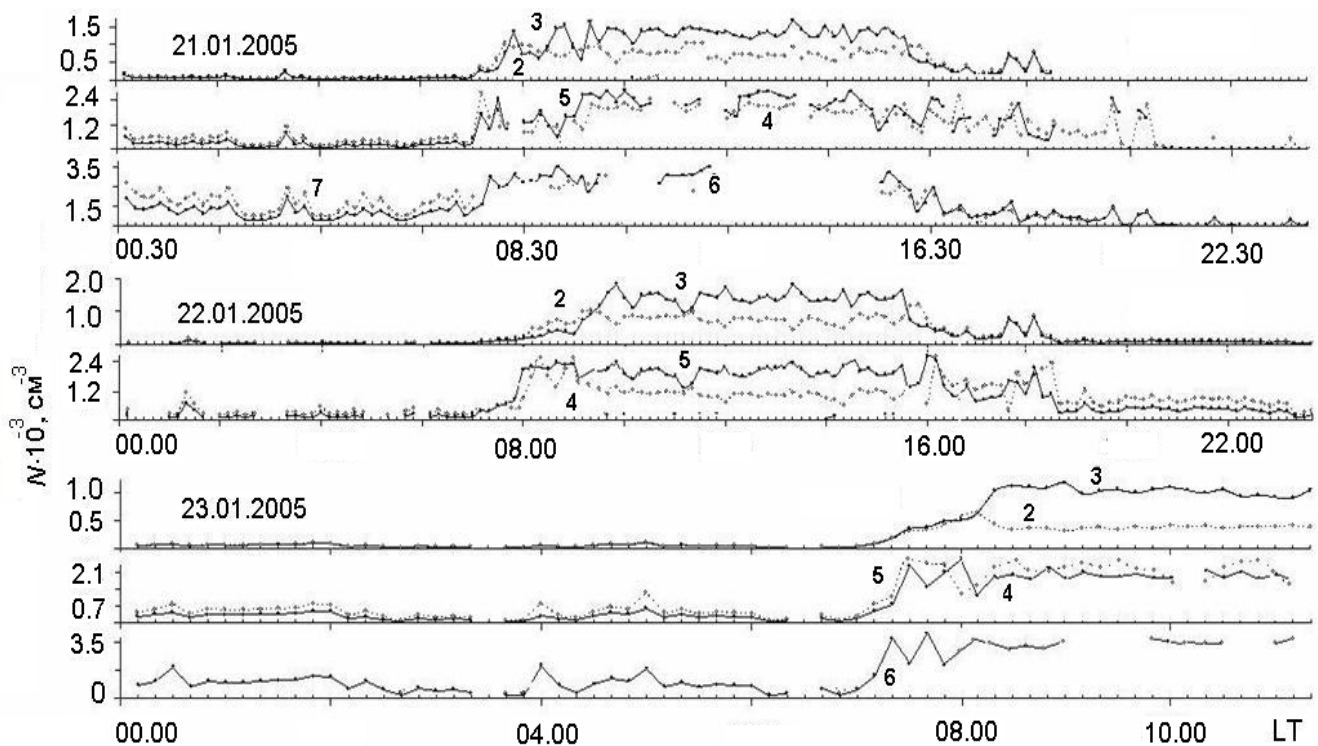


Рис. 3.8. Варіації концентрації електронів на фіксованих висотах у D-області іоносфери 21, 22 і 23 січня 2005 р. Номери біля кривих відповідають таким висотним рівням: 1 – 75 км, 2 – 78 км, 3 – 81 км, 4 – 84 км, 5 – 87 км, 6 – 90 км, 7 – 93 км

Під час цієї МБ цього дня особливостей у варіаціях ЧВ сигналів, шумів і концентрації електронів не було встановлено.

22 і 23 січня (ці дні можна віднести до спокійних) параметри, що характеризують космічну погоду, досягли фонових незбурених значень і лише потоки електронів після МБ, яка закінчувалася в першій чверті до-

би 22 січня, плавно зросли приблизно на 2 порядки відносно значень до МБ. Як і в попередню добу, в ці дні протягом світлого часу доби реєструвалися ЧВ сигнали ( $s = 1 - 100$ ), в темний час доби  $s = 1 - 2$ . Варіації  $N(z,t)$ , як видно з рис. 3.8, відповідали типовому добовому ходу з вираженою залежністю  $N(z, \chi)$ . В період проходження УСТ (21 – 23 січня) характерне зростання  $N(z, t)$  починалося через 30 – 40 хв. В період проходження ВСТ в ці дні квазіперіодичні зміни  $N(z,t)$  були виражені значно менше, ніж у дні з геомагнітними збуреннями.

### Обговорення

Під час спостережень в періоди розглянутих сильних МБ у висотно-часових варіаціях концентрації електронів встановлено такі особливості:

1. У незбурені дні у всі пори року, висотно-часові варіації концентрації електронів відповідали типовим незбуреним умовам з вираженою залежністю  $N(z, \chi)$  від зенітного кута Сонця.

2. Під час сильних рентгенівських спалахів у період МБ спостерігалось різке збільшення у декілька разів значень  $N(z,t)$  через 30 – 40 хв. після закінчення спалаху протягом 30 – 60 хв.

3. У денні години під час МБ залежність  $N(z, \chi)$  не спостерігалась, окрім окремих днів. Значення  $N(z)$  при цьому у декілька разів перевищували відповідні значення концентрації електронів у незбурені дні.

4. У світлий час доби під час МБ спостерігалися квазіперіодичні варіації  $N(z,t)$  з характерним періодом  $T \approx 60$  хв. і амплітудою більше ніж 100 %.

5. У збурені дні після проходження уранішнього сонячного термінатора (УСТ) характерне зростання значень  $N(z,t)$  починалося приблизно на 10 – 50 хв. раніше, ніж у незбурені дні.

6. У період проходження вечірнього сонячного термінатора у збурені дні за 40 – 60 хв. до моменту його проходження спостерігалися істотні квазіперіодичні зміни  $N(z,t)$ . ВСТ супроводжувався квазіперіодичними варіаціями  $N(z,t)$  майже у всіх експериментах. Періоди таких варіацій були, як правило,  $T \approx 30 - 50$  хв.; тривалість процесу складала декілька годин; величина збурень концентрації – сотні відсотків. У періоди МБ величина збурень, як правило, в одиниці разів більше, ніж у незбурених.

7. У періоди МБ і у ряді експериментів після МБ в темний час доби спостерігалися квазіперіодичні варіації  $N(z,t)$  з  $T \approx 40 - 45$  хв. величиною в сотні відсотків протягом декількох годинників.

Однією з характерних для середньоширотної нижньої іоносфери особливостей проведених експериментів виявилось те, що під час МБ і протягом декількох днів після них епізодично реєструвалися аномально високі значення концентрації електронів протягом десятків хвилин. Такі явища не спостерігалися нами у незбурених умовах. Таке збільшення  $N$  може бути викликано іонізацією іоносферної плазми в D-області потоками енергійних заряджених частинок з магнітосфери. На користь гіпотези про висипання заряджених частинок у середньоширотну іоносферу свідчить і той факт, що раніше автор з колегами неодноразово візуально спостерігали (в основному вночі) під час МБ (наприклад, у березні і квітні 2001 р., у жовтні 2003 р., у квітні 2004 р., а також у період цих експериментів) характерне світіння атмосфери типу «полярного» саява тривалістю 20 – 60 хв. Зроблені фотознімки цих явищ.

Крім того, за нашого часу вже добре відомо і вже відмічалось раніше, що під час МБ і протягом приблизно 5 – 14 діб після них енергійні електрони з енергією 40 кеВ, що висипаються з радіаційних поясів, є джерелом додаткової іонізації середньоширотної D-області іоносфери до широт  $\sim 45 - 60^\circ$ . У цей період істотну роль як джерела іонізації в середніх широтах відіграють також високоенергійні протони.

Для оцінки параметрів потоків заряджених частинок під час проведених експериментів зручно, як і у разі аналізу результатів, одержаних у періоди затемнень Сонця, скористатися методикою [153], короткий зміст якої наведено у п. 2. При розрахунках вважали, що  $S = 10^{14} \text{ м}^2$ ,  $\Delta t = (1,2 - 3,6) \cdot 10^3 \text{ с}$ , енергія високоенергійних електронів  $\varepsilon = 40 \text{ еВ}$ . Розрахунки показали (див. приклад розрахунків в табл. 3.3 для МБ в січні 2005 р.), що величина потоків електронів у розглянутих експериментах під час магнітних бур складала  $p \approx 2 \cdot 10^7 - 8 \cdot 10^8 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . У цілому, результати розрахунків добре узгоджуються з відомими даними про потоки електронів і протонів, одержаними експериментально або оціненими під час збурень різної природи (див., наприклад [46, 51 – 52, 64 – 65, 74, 88, 148, 163, 172, 174, 182, 194, 202 – 203]).

Вище наголошувалося, що добовий хід концентрації електронів іноді супроводжувався квазіперіодичними варіаціями із періодом  $T \approx 60 \text{ хв}$ . Найбільш вірогідною причиною таких варіацій могли бути потоки електронів і протонів, що висипаються. Не виключено також, що ці варіації могли бути обумовлені впливом акустико-гравітаційних хвиль (АГХ), які зу-

мовлені перебудовою динамічного режиму в іоносферній плазмі після закінчення МБ і внаслідок зміни потоків протонів і електронів, що висипаються. На користь цього указує величина квазіперіоду, характерна для збурень під впливом АГХ.

Таблиця 3.3

### Параметри потоків електронів

Дата	z, км	$\Delta q, \text{ м}^{-3}\text{с}^{-1}$	$\rho, \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$	P, МВт	E, ГДж
17.01.2005	75	$39 \cdot 10^6$	$5,2 \cdot 10^7$	5,1	45
18.01.2005	81	$27 \cdot 10^6$	$4,0 \cdot 10^7$	2,9	181
19.01.2005	75	$41 \cdot 10^6$	$6,0 \cdot 10^7$	17	26
19.01.2005	84	$34 \cdot 10^6$	$5,9 \cdot 10^7$	16	25
20.01.2005	78	$28 \cdot 10^6$	$5,1 \cdot 10^7$	5,8	14
21.01.2005	81	$17 \cdot 10^6$	$3,7 \cdot 10^7$	3,8	12

Під час рентгенівських спалахів класу X протягом 30 – 60 хв. було встановлено зростання концентрації електронів на висотах 75 – 90 км. Найімовірніше, що таке зростання  $N(z,t)$  пов'язане з різким збільшенням потоку рентгенівського випромінювання Сонця під час спалаху. Використовуючи експериментальні дані про часові зміни електронної концентрації, оцінимо зміну швидкості утворення електронів на цих висотах. Нехтуючи нагрівом атмосфери, при  $\alpha \approx \alpha_0$  маємо  $N/N_0 = \sqrt{q/q_0}$ . У цьому випадку, наприклад, для експерименту 17.01.2005 на висоті 75 км, отримуємо  $N_0 \approx 300 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 900 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 9$ , а на висоті 81 км  $N_0 \approx 1200 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 3000 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 6,25$ . Для експеримента 19.01.2005 на висоті 78 км отримуємо  $N_0 \approx 600 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 1400 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 5,44$ ; для експерименту 20.01.2005 на висоті 78 км отримуємо  $N_0 \approx 250 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 740 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 8,76$ ; на висоті 81 км:  $N_0 \approx 580 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 1500 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 6,7$ ; на висоті 87 км:  $N_0 \approx 1000 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 2000 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 4$ .

Вище було відзначено, що як проходження УСТ, так і ВСТ, у цілому, супроводжувалися квазіперіодичними варіаціями  $N(z,t)$  майже у всіх експериментах. Величина збурень концентрації складала сотні відсотків (у збурених умовах варіації  $N(z,t)$ , як правило, в одиниці разів більше, ніж у незбурених). Значення  $q/q_0$  при цьому чималі. Наприклад, у період ВСТ

для експерименту 17.01.2005 на висоті 75 км одержане  $N_0 \approx 120 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 800 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 44$ , а на висоті 84 км –  $N_0 \approx 800 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 3100 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 15$ ; для експерименту 19.01.2005 на висоті 84 км:  $N_0 \approx 500 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 2200 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 19,4$ ; на висоті 87 км:  $N_0 \approx 600 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 3400 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 32$ ; для експерименту 20.01.2005 на висоті 81 км:  $N_0 \approx 300 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 1500 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 25$ ; на висоті 87 км:  $N_0 \approx 500 \text{ см}^{-3}$ ,  $N \approx 2800 \text{ см}^{-3}$ ,  $q/q_0 \approx 31,4$ . Причина таких змін концентрації електронів поки неясна через недостатню вивченість і складність процесів у цій частині іоносфери. Природно, що вони пов'язані із зміною термодинамічного режиму. Але при цьому за нашого часу ще зовсім не вивчена роль хвилевих процесів і висипань високоенергійних частинок. Тому це питання вимагає додаткового вивчення, в першу чергу, теоретичного.

### Основні результати

1. Характеристики ЧВ сигналів і радіошумів під час розглянутих подій мають характерні риси, які чітко відрізняються від незбурених умов. Експериментально вивчене й пояснене збільшення в одиниці–десятки разів середніх інтенсивностей ЧВ сигналів в D-області іоносфери й змін інтенсивності радіошуму, а також їхніх дисперсій під час рентгенівських і слабких оптичних спалахів.

2. Виявлено й пояснене збільшення в одиниці разів у ці періоди відносин середніх інтенсивностей радіохвиль незвичайної й звичайної поляризацій, а також їхніх дисперсій.

3. Виявлено збільшення на 50 – 100 % і більше концентрації електронів у середньоширотній D-області на висотах 81 – 87 км протягом приблизно 15 – 35 хв. через 15 – 25 хв. після рентгенівських спалахів, які викликаються, очевидно, зростанням потоку рентгенівського випромінювання під час XRA. Виконано оцінки зміни швидкості іонізації. Виявилось, що  $q/q_0 \approx 3 – 5$ .

4. Під час оптичних спалахів класу SF виявлений ряд особливостей у висотно-часових варіаціях статистичних характеристик ЧВ сигналів, радіошумів і концентрації електронів у середньоширотній D-області на висотах  $z > 78$  км, які часто подібні за характером з особливостями під час XRA і тому, імовірно, обумовлені ростом потоку рентгенівського випромінювання не спалахового характеру під час ряду таких спалахів.

5. На основі експериментальних даних, одержаних за допомогою методу часткових відбиттів, підтверджено, що під час магнітної бурі і протягом декількох діб після неї в середньоширотній D-області іоносфери можуть спостерігатися квазіперіодичні варіації  $N(z,t)$  до порядку величини протягом декількох годин з періодами  $T \approx 40 - 45$  хв.

6. Такі варіації  $N(z,t)$  можна пояснити збільшенням потоків протонів і електронів, які висипаються із магнітосфери. Оцінки потоків показали, що густина цих потоків складає  $\rho \sim 10^7 - 10^9 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ .

7. У світлі години доби під час магнітної бурі залежність  $N(z,c)$  простежувалася тільки в деякі дні. Значення  $N(z)$  при цьому в декілька разів перевищували відповідні значення концентрації електронів у незбурені дні. Іонізація в цей період, мабуть, значною мірою контролювалася потоками протонів і електронів, що висипаються із магнітосфери. Оцінки потоків на основі експериментальних даних, показали, що густина цих потоків була достатньо високою і складала  $\rho \sim 10^7 - 10^9 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ .

8. Встановлено особливості висотно-часових варіацій  $N$  у збурених умовах після проходження ранкового і вечірнього сонячного термінатора: вранці характерне зростання значень  $N(z,t)$  починалося приблизно на 10 – 50 хв. раніше, ніж у незбурені дні; увечері за 40 – 60 хв. до моменту проходження ВСТ спостерігалися істотні квазіперіодичні зміни  $N(z,t)$  з  $T \approx 30 - 50$  хв. Тривалість процесу складала декілька годин; величина збурень концентрації – сотні відсотків. У періоди МБ величина збурень, як правило, в одиниці разів більше, ніж у незбурених. Через недостатню вивченість і складність процесів у цій частині іоносфери причину таких змін концентрації електронів остаточно поки не з'ясовано. Для вирішення цього питання потрібні додаткові дослідження.

## **3.2. Особливості динаміки D-області іоносфери середніх широт, обумовлені сонячним термінатором**

### **3.2.1. Незбурені умови**

Тривалість безперервних вимірювань методом ЧВ становила не менше 5 – 8 годин (по 2 – 4 години до й після проходження термінатора). Загальна кількість сеансів спостережень – близько 200 (приблизно нарівно для ранкових і вечірніх умов). Аналізувалися висотно-часові варіації  $\langle A_{o,x}^2 \rangle(z,t)$ ,  $\langle A_{no,x}^2 \rangle(z,t)$  і  $N(z,t)$ .

## Ранковий термінатор

Аналіз висотно-часових варіацій  $\langle A_{o,x}^2 \rangle(z,t)$  і  $\langle A_{по,пх}^2 \rangle(z,t)$  показав, що в ранкові часи при проходженні сонячного термінатора приблизно в 30 – 50 % випадків спостерігаються частково відбиті сигнали від неоднородностей D-області іоносфери [44, 49, 81, 170, 178]. Ці сигнали з'являються, як правило, протягом 10 – 50 хв, потім зникають і реєструються знову з тих же висот через 1 – 2,5 години після проходження термінатора (влітку звичайно приблизно на 1 годину раніше, ніж зимою). Приблизно в 70 – 75% випадків  $\langle A_{o,x}^2 \rangle(z,t)$  і  $\langle A_{по,пх}^2 \rangle(z,t)$  на фіксованих висотах мають квазігармонійний характер (параметри таких квазіхвильових процесів для різних сезонів року в цілому такі ж, як і отримані нами раніше й проаналізовані в [26, 28, 35, 42]); нижня границя спостережуваних ЧВ сигналів опускається по висоті на декілька км ( $\sim 5 - 8$  км), висотний діапазон  $\Delta z$ , у якому виникають ці сигнали, звичайно  $\sim 10 - 15$  км, рідко  $\Delta z > 15$  км. Істотних розходжень у поведженні ЧВ сигналів при проходженні ранкового термінатора в різні сезони року не виявлено. Аналіз даних про  $N(z,t)$  показав, що в  $\sim 25$  % випадків під час проходження термінатора або незабаром після нього (через 30 – 60 хв.) в D-області іоносфери має місце збільшення концентрації електронів на 50 – 150 %.

Як типовий приклад розглянемо два експерименти, у яких спостерігалися незвичайні варіації як характеристик ЧВ сигналів і шумів, так і концентрації електронів у верхній частині D-області іоносфери. На рис. 3.9 а), б) наведені часові залежності  $\langle A_{o,x}^2 \rangle$ , на рис. 3.9 в), г) – відповідні їм залежності  $R(t)$ , а на рис. 3.9 д) – приклади висотно-часових змін  $N$  (момент проходження термінатора відзначений вертикальною лінією).

Відзначимо основні особливості, які характерні й для інших експериментів: 1) зменшення в кілька разів інтенсивності шуму і її дисперсії. Цей процес починається відразу після початку проходження термінатора або за якийсь час ( $\sim 30$  хв) до нього; 2) збільшення середніх інтенсивностей ЧВ сигналу і його дисперсії відразу після (іноді через 10 – 30 хв.) або за 20 – 30 хв. до проходження термінатора тривалістю  $\sim 30 - 90$  хв.; 3) зменшення в 1,5 – 2 рази відношення  $R$  після й наявність квазіперіодів у залежностях  $R(t)$  до моменту проходження термінатора; 4) зростання  $N$  під час проходження термінатора (15.11.2000 зростання  $N$  спостерігається поблизу моменту проходження термінатора, а 05.12.2000 – приблизно через 40 хв. після нього). Тривалість таких подій становить  $\sim 30 - 90$  хв.



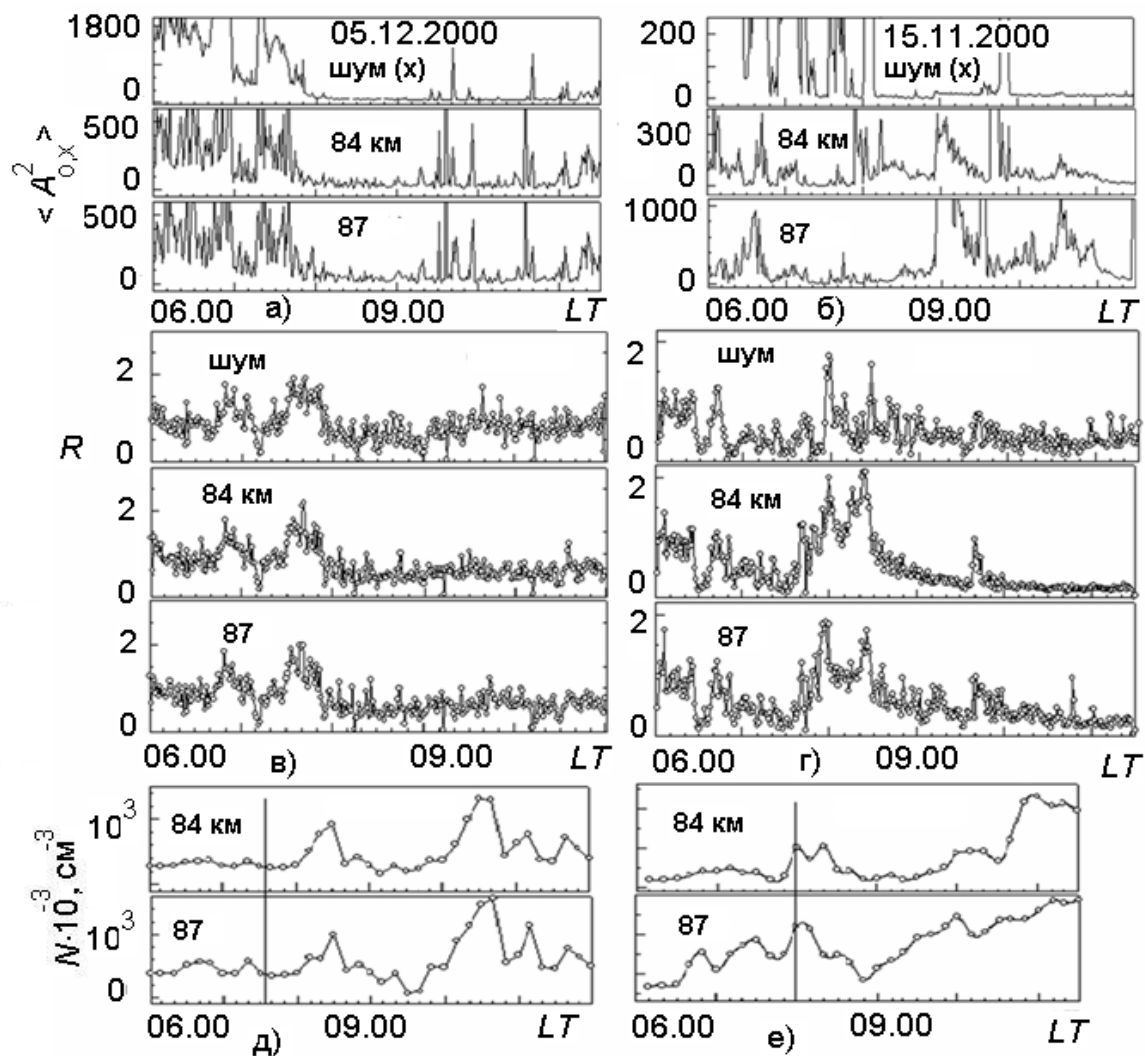


Рис. 3.9. Часові залежності  $\langle A_{0,x}^2 \rangle$ , R (в), г) для шумів і ЧВ сигналів і  $N(z,t)$  (д), е) у період проходження ранкового термінатора

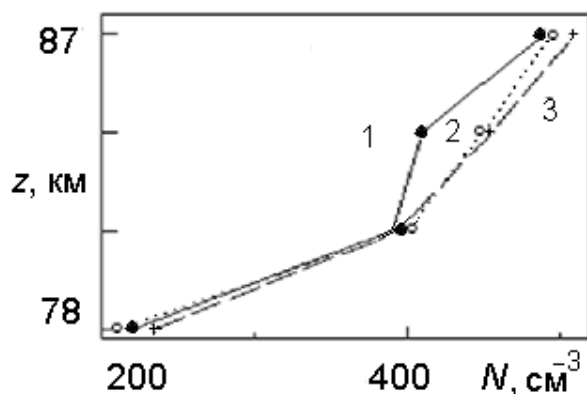


Рис. 3.10. Приклад профілів  $N(z)$ , отриманих 22.03.1989 після проходження термінатора (криві 1 – 3 отримані за кожні наступні 10 хв. після проходження термінатора)

На рис. 3.10 наведено приклад профілів  $N(z)$ , отриманих 22.03.1989 після проходження термінатора. З рисунка видно, що за цей проміжок часу профілі  $N(z)$  у всьому інтервалі висот істотно не змінювалися.

На рис. 3.11а) (експеримент проведений 22 – 23.03.2001) для ілюстрації й порівняння наведений приклад типових для середньоширотної D-області іоносфери варіацій концентрації електронів у спокійних умовах (без прояву геомагнітної активності, висипань заряджених часток і ін.).

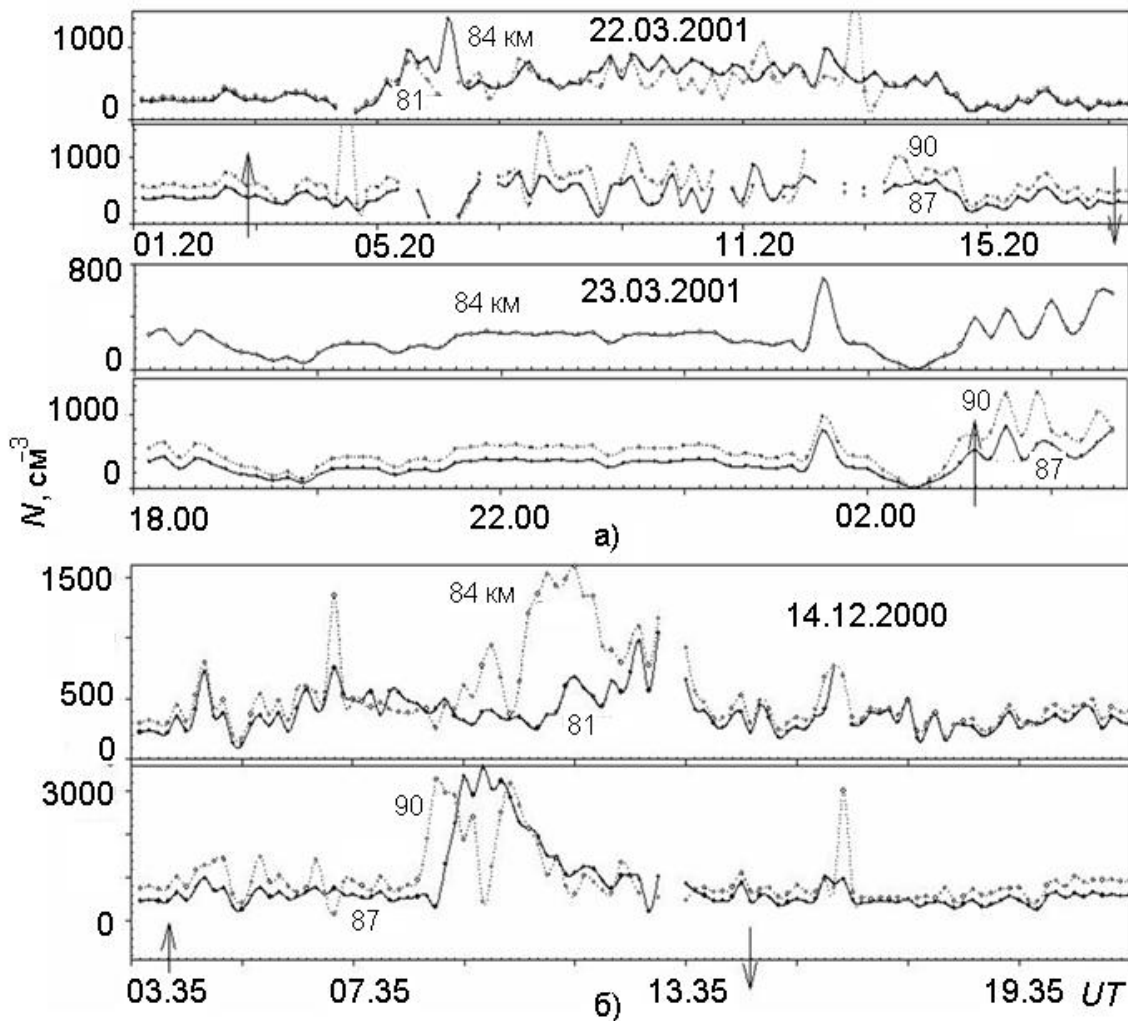


Рис. 3.11. Приклади типових для середньоширотної D-області варіацій концентрації електронів у спокійних умовах включаючи періоди проходження ранкового й вечірнього термінатора (моменти проходження термінатора для висоти 85 км відзначені стрілками) 22 – 23.03.2001 (а) і 14.12.2000 (б)

Чітко простежується добовий хід  $N(z,t)$ , порівняно плавне зростання концентрації електронів через 70 – 80 хв. після проходження ранкового термінатора (22.03.2001) і плавне зменшення  $N(z)$  під час проходження вечірнього термінатора.

Характерно, про що відзначалося ще в роботі [44], що зменшення  $N(z)$  починається за 60 – 90 хв. до моменту проходження вечірнього термінатора. На цьому ж рисунку чітко видно, що 23.03.2001 відразу ж після проходження ранкового термінатора спостерігалось зростання концентрації електронів в D-області більше, ніж на 50 – 100 %.

### **Вечірній термінатор**

У вечірні часи перебудова в D-області починається за  $\sim 1 - 1,5$  години до проходження термінатора. Інтенсивність ЧВ сигналів зменшується й після заходу Сонця протягом 30 – 60 хв. нижня границя існування реєстрованих часткових відбиттів піднімається на 10 – 15 км (верхня границя піднімається на 8 – 12 км), а просторово-часові зміни характеристик ЧВ сигналів, радішумів і параметрів іоносфери часто носять квазігармонічний характер. Аналіз великого масиву даних показав, що параметри таких квазіхвильових процесів для різних сезонів року в цілому такі ж, як і отримані нами раніше й проаналізовані в [44, 49, 81, 170, 178]. Приклад таких варіацій представлений на рис. 3.11а). У цьому експерименті значення  $N(z,t)$  в D-області в період проходження вечірнього термінатора мінялися порівняно плавно. У ряді інших експериментів (приблизно в 20 – 25 % випадків) під час проходження термінатора або незабаром після нього (через 30 – 60 хв.) в D-області іоносфери має місце короткочасне (тривалістю  $\sim 20 - 50$  хв.) збільшення концентрації електронів на 50 – 100 %. Часто такі зміни мають квазігармонічний характер із тривалістю процесу 2 – 3 години. На рис. 3.11б) (14.12.2000) наведено характерний приклад таких висотно-часових змін  $N(z,t)$  у середньоширотній D-області. Чітко видно, що після проходження вечірнього термінатора в цьому експерименті спостерігалися виразні збільшення концентрації електронів на 50 – 150% тривалістю 20 – 40 хв. протягом приблизно 2,5 години.

Характерно, що відзначена особливість у змінах  $N(z,t)$  приблизно з однаковою повторюваністю спостерігається в усі сезони року.

На підставі аналізу банку експериментальних даних відзначимо основні особливості просторово-часових змін характеристик ЧВ сигналів, радішумів і параметрів іоносфери, які характерні для експериментів,

проведених у період проходження вечірнього термінатора: 1) збільшення в кілька разів інтенсивності шуму і її дисперсії. Цей процес починається, як правило, за 1 – 1,5 години до початку проходження термінатора й триває протягом 1 – 2 годин після (зростання інтенсивності шуму становить  $\sim 10 - 100$ ); 2) зменшення в кілька разів середніх інтенсивностей ЧВ сигналу і його дисперсії за 1 – 1,5 години до початку проходження термінатора й повний їх провал майже у всьому висотному діапазоні D-області через 30 - 120 хв. після; 3) збільшення в  $\sim 1,5 - 4$  рази відношення  $R$  під час і після проходження вечірнього термінатора й наявність квазіперіодів у залежностях  $R(t)$ ; 4) короткочасне (тривалістю  $\sim 20 - 50$  хв.) протягом 1 – 2,5 години збільшення концентрації електронів на 50 – 150 %. під час проходження вечірнього термінатора в D-області іоносфери.

### **Результати розрахунків. Обговорення.**

Обговоримо процеси в D-області іоносфери, що супроводжують проходженню термінатора.

Зменшення середніх значень інтенсивності шуму і її дисперсії можна пояснити так. Шум у діапазоні частот 2 – 3 МГц становить накладення сигналів від радіозасобів, що працюють у цьому діапазоні. Проходження ранкового термінатора супроводжується зростанням концентрації електронів і поглинанням радіосигналів в іоносфері на значних площах з характерним розміром  $L$  у кілька тисяч кілометрів. Збільшення поглинання приводить до ослаблення перешкод, прийнятих як основним, так і бічними пелюстками діаграми спрямованості антенної системи радара ЧВ, яка складається з ортогональних вертикальних ромбів. Протилежний ефект проявляється в передвечірній час і при проходженні вечірнього термінатора.

Пояснення збільшення середніх значень інтенсивності ЧВ сигналу і її дисперсії може бути виконане так само, як і у випадку із сонячними спалахами (див. п. 3.1) на основі рівняння (3.1). Проходження ранкового термінатора приводить до наступних процесів: 1) збільшення  $N$ , а виходить, і  $K_{x,o}$ ; 2) збільшення температури газу, а значить і  $\nu$ ; 3) до значного збільшення  $\langle \Delta N^2 \rangle$ . Всі ці три фактори не можуть цілком пояснити збільшення  $\langle A_{x,o}^2 \rangle$ . Для цього необхідно, щоб внесок останнього був більшим, ніж перших двох. Це можливо тільки при сильній турбулізації середовища, що може бути викликано, наприклад, потоками заряджених часток,

що висипаються з магнітосфери. Зростання ж дисперсії інтенсивностей сигналу свідчить про нестационарність процесів, а також про неповне "вирахування" шумів. Дисперсія шумів у ті ж інтервали часу також збільшувалася.

Третій ефект полягає у зменшенні (при проходженні ранкового термінатора) і збільшенні (при проходженні вечірнього термінатора) відношення інтенсивностей  $R$  і зростання її дисперсії  $\sigma_R^2$ . Експериментально виявлені варіації  $R$  легко пояснюються так само, як і у випадку із сонячними спалахами (див. П. 3.1) на основі рівнянь (3.2) – (3.3). При проходженні ранкового термінатора збільшується  $N$ , а значить і  $K_{x,o}$ . Це приводить до зменшення  $R$ . Додамо, що зменшення  $R$  в 2 рази під час проходження термінатора свідчить про збільшення  $N$  у середньому на 30 % на висотах 70 – 80 км. Протилежний ефект проявляється при проходженні вечірнього термінатора. Зростання  $\sigma_R^2$  пов'язане з посиленням нестационарності середовища.

Спостережуване при проходженні термінатора й після нього зростання  $N$  може бути викликане такими причинами: 1) іонізацією молекул  $NO$  розсіяним випромінюванням у лінії Лайман- $\alpha$  (ранком). При цьому зміна концентрації електронів становить  $\Delta N \leq 10^7 - 10^8 \text{ м}^{-3}$ , що не може пояснити спостережуване зростання  $N$ ; 2) іонізацією молекул  $O_2(^1\Delta_g)$  розсіяним сонячним випромінюванням на довжині хвилі 102,7 – 111,8 нм (ранком). При цьому значення  $\Delta N \leq 10^7 \text{ м}^{-3}$ , тобто також мало; 3) рухом областей більших градієнтів параметрів атмосфери в ранкові й вечірні часи; 4) взаємодією термінатора з неоднорідностями атмосфери; 5) радіаційною нестійкістю, викликану більшим значенням градієнта потоку радіації, що обумовлений плоско-шаруватістю коефіцієнта її поглинання; 6) посиленням нестійкості Релея-Тейлора в області термінатора; 7) наявністю магнітосполученого термінатора, який викликає потік фотоелектронів з магнітосполученої області; 8) іонізацією потоками енергійних електронів.

З перерахованих джерел найбільш імовірним представляється потік електронів з радіаційного пояса. Роль середньоширотного висипання часток неодноразово обговорювалася (див., наприклад, [27, 44, 49, 64 – 65, 74, 77, 81, 139, 153, 162, 170, 173, 178, 214]). Висипання може виникнути в результаті перерозподілу захоплених часток по пітч-кутах, до чого приводять або скривлення конфігурації силових ліній поля (геомагнітних

пасток), або зменшення "поперечної" енергії  $\varepsilon_{\perp}$  заряджених часток. Крім того, у процесі становлення й релаксації збурень тензора провідності іоносферної плазми поле поляризації  $E_p$  володіє й вихровою компонентою  $E_r$ . Останній механізм розглянутий в [20 – 23]. При проходженні термінатора можливі істотні зміни тензора провідності іоносферної плазми й варіації компонентів електричного поля  $E_p$  і  $E_r$ , а значить і компонент  $\varepsilon_{\perp}$ .

На основі запропонованого механізму про висипання високоенергійних електронів з радіаційного пояса оцінимо параметри потоків з використанням методики [153], розглянутої в п. 2. У розрахунках на основі аналізу ЧВ сигналів і  $N(z,t)$  припускали  $\Delta t = 1,2 \cdot 10^3$  с.

Результати розрахунків для обговорюваних експериментів наведені в таблиці 3.4. Для зручності розрахунків брали  $\Delta z = 10$  км; припускали також, що енергія електронів, які висипаються з магнітосфери  $\varepsilon > 40$  кеВ, що цілком обґрунтовано (див., наприклад, дані для сонячних спалахів, магнітних бур і інших джерел в [27, 44, 49, 64 – 65, 74, 77, 81, 139, 153, 162, 170, 173, 178, 214]).

Таблиця 3.4

### Параметри потоків електронів

Дата	05.12.2000		15.11.2000	
z, км	84	87	84	87
$N_0, \text{м}^{-3}$	$3,5 \cdot 10^8$	$4,2 \cdot 10^8$	$2,5 \cdot 10^8$	$3,5 \cdot 10^8$
$N, \text{м}^{-3}$	$7,5 \cdot 10^8$	$8,0 \cdot 10^8$	$4,8 \cdot 10^8$	$8,0 \cdot 10^8$
$q_0, \text{м}^{-3}\text{с}^{-1}$	$0,7 \cdot 10^6$	$1,8 \cdot 10^6$	$0,4 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^6$
$q, \text{м}^{-3}\text{с}^{-1}$	$3,4 \cdot 10^6$	$6,4 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^6$	$6,4 \cdot 10^6$
$P_1, \text{Дж м}^{-2}\text{с}^{-1}$	$1,9 \cdot 10^{-7}$	$5,1 \cdot 10^{-7}$	$4,1 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$
$p, \text{Дж м}^{-2}\text{с}^{-1}$	$1,8 \cdot 10^7$	$3,4 \cdot 10^8$	$2,8 \cdot 10^7$	$9,4 \cdot 10^7$
$\varepsilon, \text{МеВ}$	0,1	0,04	0,1	0,04
$S, \text{м}^2$	$10^{14}$	$10^{14}$	$10^{14}$	$10^{14}$
$P, \text{Вт}$	$2,9 \cdot 10^8$	$5,1 \cdot 10^7$	$4,1 \cdot 10^7$	$1,4 \cdot 10^7$
$E, \text{Дж}$	$3,1 \cdot 10^{11}$	$6,1 \cdot 10^{10}$	$4,9 \cdot 10^{10}$	$1,7 \cdot 10^{10}$
$\Delta t, \text{с}$	$1,2 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^3$

Результати розрахунків не суперечать відомим з літератури даним про потоки електронів, отриманих експериментально (або оцінених) під час збурень різної природи. Щільності потоків електронів і їхні енергетичні характеристики відповідно до теоретичних розрахунків [153,129] ціл-

ком можуть забезпечити спостережуване зростання концентрації електронів  $N$  на висотах 81 – 87 км. Оцінки  $E_p$  і  $E_r$  за методикою [20 – 23] з урахуванням наведених розрахунків показали, що обговорюваний механізм може бути використаний для пояснення спостережуваних змін  $N$ .

### **Висновки**

1. Експериментально виявлене збільшення концентрації електронів на 50 – 150 % як при проходженні ранкового сонячного термінатора, так і після нього.

2. Експериментально виявлене короткочасне (тривалістю 20 – 50 хв.) протягом 1 – 2,5 годин збільшення концентрації електронів на 50 – 150 % після проходження вечірнього термінатора в D-області іоносфери.

3. У рамках гіпотези про висипання електронів з магнітосфери проведені розрахунки й показано можливість стимульованого висипання електронів термінатором.

4. Оцінені щільності потоків електронів, які висипаються з магнітосфери, з енергіями 40 – 80 кеВ, величини яких склали  $10^7$  –  $10^8$  м<sup>-2</sup>с<sup>-1</sup>.

### **3.2.2. Варіації концентрації електронів у середньоширотній D-області в період магнітної бурі 7 – 11 листопада 2004 р., обумовлені ранковим сонячним термінатором**

Вимірювання  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{по,x}(z,t)$  виконані в діапазоні висот 60 – 126 км у період магнітної бурі 7 – 11 листопада 2004 р. Спостереження проведені в наступні періоди часу: 8.11.2004.: 01.41. – 14.30. LT, 9.11.2004.: 01.50. – 24.00. LT, 10.11.2004.: 00.00. – 24.00. LT, 11.11.2004.: 00.03. – 00.00. LT, 12.11.2004.: 14.07. – 00.00. LT, 13.11.2004.: 00.07. – 00.00. LT. Для порівняння отриманих результатів виконані також подібні вимірювання методом ЧВ у незбурених умовах 03, 17 і 24 листопада 2004 р. Обробці й аналізу піддалися реєстрації тривалістю по 7 годин: з 05.00 до 12.00 LT (початок реєстрації приблизно за 1 – 1,5 години до моменту проходження ранкового термінатора в D-області іоносфери й протягом декількох годин після нього). Аналізувалися висотно-часові варіації  $\langle A^2_{o,x} \rangle(z,t)$ ,  $\langle A^2_{по,пх} \rangle(z,t)$  і  $N(z,t)$ .

До початку магнітної бурі в період з 3 по 6 листопада 2004 р. за даними супутникових спостережень (<http://www.sec.noaa.gov/>) реєстрували-

ся плавні варіації параметрів сонячного вітру. Значення концентрації, швидкості й температури часток сонячного вітру змінювалися в межах  $(0,7 - 11) \text{ см}^{-3}$ ,  $(320 - 460) \text{ м/с}$  і  $(1,7 - 2,3)$ . Значення величини вектора індукції магнітного поля  $B$  змінювалися в межах  $(1.4 - 8.1) \text{ нТл}$ , а його складова  $B_z$  змінювалася від  $-7$  до  $6,5 \text{ нТл}$ . Середні за добу потоки протонів з енергіями, що перевищують  $1, 10$  і  $100 \text{ МеВ}$ , становили  $(2 - 7) \cdot 10^4$ ,  $(2 - 4) \cdot 10^3$  і  $(3 - 4) \cdot 10^2 \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}\text{стер}^{-1}$  відповідно, а електронів з енергією, що перевищує  $2 \text{ МеВ}$ , –  $(1 - 5) \cdot 10^5 \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}\text{стер}^{-1}$ . Індекс  $K_p$  приймав значення від  $0$  до  $4$ , а значення індексу геомагнітної активності  $D_{st}$  змінювалися від  $-24$  до  $2 \text{ нТл}$ .

У розглянутий період мали місце дві найсильніші магнітні бурі з головними фазами  $8$  і  $10$  листопада, що відбулися на спаді  $23$ -го циклу сонячної активності: перша почалася приблизно в  $18.00. \text{ LT } 07.11.2004 \text{ р.}$  і тривала приблизно до  $16.00. \text{ LT } 08.11.2004 \text{ р.}$ ; друга – почалася в  $22.00. \text{ LT } 08.11.2004 \text{ р.}$  і тривала приблизно до  $14.00. \text{ LT } 11.11.2004 \text{ р.}$  У цей період часу значення індексу  $K_p$  збільшилися до  $8 - 9$ . Їхнє збільшення супроводжувалося великими варіаціями геомагнітного поля й зменшенням значень індексу  $D_{st}$  в інтервалі значень від  $-24$  до  $-400$ .

Енергетика бур була близька до граничної. Енергію магнітної бурі  $E_m$  зручно оцінювати за мінімальним значенням індексу геомагнітної активності  $D_{st\min}$  з виразу [183]  $E_m = \frac{3}{2} E_M \frac{D_{st}^*}{B_0}$ , де  $E_M \approx 8 \cdot 10^{17} \text{ Дж}$  – енергія

дипольного геомагнітного поля у поверхні Землі,  $B_0 = 3 \cdot 10^{-5} \text{ Тл}$  – значення індукції геомагнітного поля на екваторі; скоректоване значення  $D_{st}^* = D_{st} - bp^{1/2} + c$ . Тут  $b = 5 \cdot 10^5 \text{ нТл}/(\text{Дж м}^{-3})^{-1/2}$ ,  $c = 20 \text{ нТл}$ ,  $p = N_p m_p v_{sw}^2$ ,  $N_p$  і  $m_p$  – концентрація й маса протонів,  $v_{sw}^2$  – швидкість сонячного вітру. Енергія магнітної бурі, оцінювана за наведеною вище формулою для  $E_m$ , склала для першої  $E_1 \approx 1,7 \cdot 10^{16} \text{ Дж}$ , (сумарна потужність  $P_1 \approx 5,4 \cdot 10^{11} \text{ Вт}$ ); для другої –  $E_2 \approx 1,4 \cdot 10^{16} \text{ Дж}$ , ( $P_2 \approx 1,3 \cdot 10^{12} \text{ Вт}$ ).

Починаючи з  $7$  листопада більш ніж на  $2 - 3$  порядки збільшилися потоки протонів і електронів. Підвищені порівняно з добуревим періодом потоки протонів, що висипаються з магнітосфери, реєструвалися на супутнику GOES-8 до  $17$  листопада, а електронів – приблизно до  $20$  листопада (на супутнику GOES-12).



Основні дані, що характеризують стан космічної погоди в цей період, наведені на рис. 3.12 (вони отримані по мережі Internet по URL: [www.solar.sec.noaa.gov](http://www.solar.sec.noaa.gov)): а) – зміни індексу геомагнітної активності  $D_{st}$  (<http://swdcdb.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/dst1/final.html>), основні особливості, що описують, геомагнітних бур і, у першу чергу, параметри кільцевого струму (цей індекс описує ступінь збурення геомагнітного поля, і тим самим, інтенсивність магнітних бур) ; б) - усереднені за 5 хв. потоки протонів 10, 50 і 100 MeV (протон/см<sup>2</sup>·с ср), обмірювані на супутнику GOES–8 (W75); в) – потоки електронів з енергією більше 2 MeV, обмірювані на супутнику GOES–12; г) – усереднені за 5 хв. значення  $H$ -складової геомагнітного поля по вимірах на супутнику GOES–12; д) – значення планетарного індексу геомагнітної активності  $K_p$ .

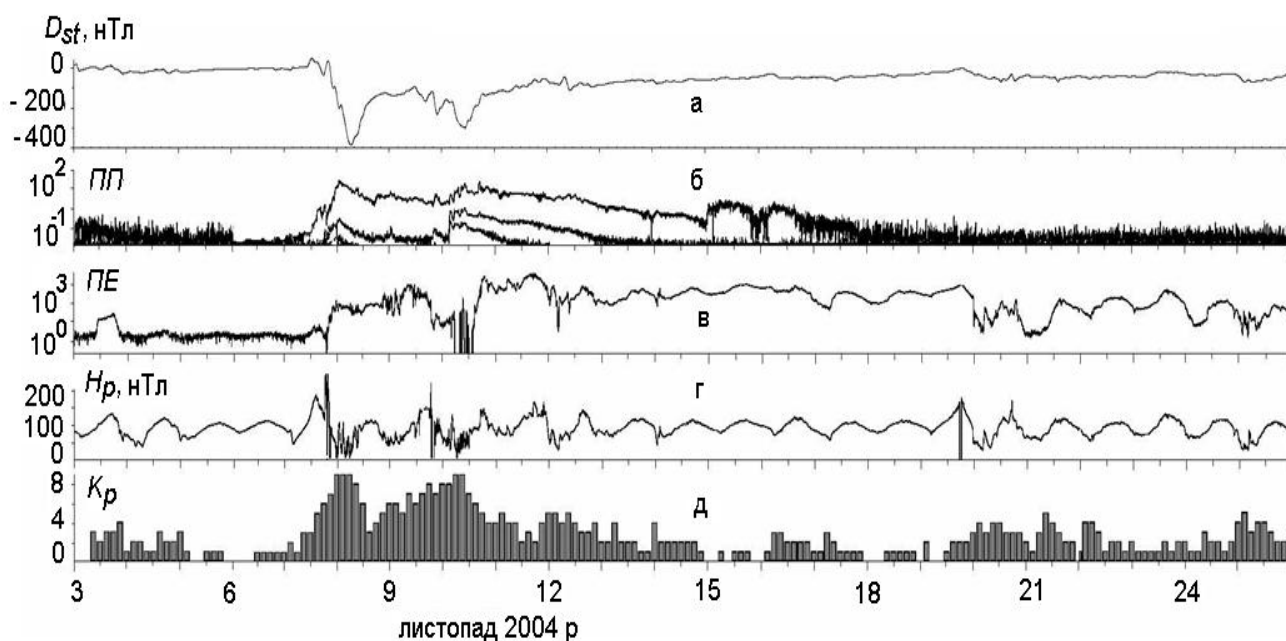


Рис. 3.12. Часові дані, що характеризують стан космічної погоди в період розглянутих магнітних бур 07–12.11.2004 р.: а) – зміни індексу геомагнітної активності  $D_{st}$ ; б) – усереднені за 5 хв. потоки протонів 10, 50 і 100 MeV (протон/см<sup>2</sup>·с ср), обмірювані на супутнику GOES–8 (W75); в) – потоки електронів з енергією більше 2 MeV, обмірювані на супутнику GOES–12; г) – усереднені за 5 хв. значення  $H$ -складової геомагнітного поля по вимірах на супутнику GOES–12; д) – значення планетарного індексу геомагнітної активності

Протягом другої фази магнітної бурі 10 листопада значення щільності частинок сонячного вітру не перевищувало  $15 \text{ см}^{-3}$ , їхня швидкість і температура зменшилися до  $600 \text{ км/с}$  і  $3 \cdot 10^4 \text{ К}$  відповідно. Величина  $B_z$  протягом більшої частини доби мала негативне значення з локальним мінімумом. Індекс  $K_p$  досяг максимального значення 9 в 09.00 – 15.00 LT, після чого почалося зменшення його значень до кінця доби до 4. Значення індексу  $D_{st}$  мали локальний мінімум  $-297 \text{ нТл}$  в 14.00 LT, після чого спостерігалось їхнє збільшення, що характеризує настання фази відновлення магнітної бурі. Після цього в наступні дні спостерігалось поступове відновлення параметрів до їхніх значень у незбурених умовах. Після 11 листопада основні параметри сонячного вітру, геомагнітного поля (розглянуті вище) за даними супутникових спостережень (рис. 3.12) відповідали незбуреним умовам (<http://www.sec.noaa.gov/>).

Магнітні бурі супроводжувалися рядом сильних оптичних (класу (1 – 3)n і 3b) і рентгенівських (класи M(2.3 – 8.9) і X 2.5) спалахів. Для нас інтерес становить найсильніший рентгенівський спалах класу X2.5 (він супроводжувався оптичним спалахом класу 3b), що відбулися 10 листопада в 04.04. – 04.10.(max) – 05.15. LT поблизу проходження ранкового сонячного термінатора (схід Сонця на висоті 85 км мав місце близько 06.02. LT). Для порівняння ми розглянемо варіації концентрації електронів, установлені автором експериментально на тій же апаратурі у незбурених умовах 03, 17 і 24 листопада 2004 р., а так само під час двох інших магнітних бур меншої інтенсивності 30 – 31.05.2003 (найбільші значення планетарного індексу геомагнітної активності  $K_p$  становили  $\approx 5$ ) і 17.09.2003 р. (значення індексу  $K_p$  5 – 7).

### Експериментальні результати

На рис. 3.13 наведені висотно-часові зміни концентрації електронів у період 9 – 13 листопада 2004 р. Значення концентрації електронів отримані для висотних рівнів 78 – 87 км (помітимо, що тут і далі прив'язка до висоти відповідає задньому фронту відбиття випромененого імпульсу, тобто до нижньої границі об'єму, що розсіює).

Розглянемо їхні основні особливості. На рис. 3.13 а) наведені варіації  $N(z,t)$  10 листопада після найсильнішого рентгенівського спалаху класу X2.5. Закінчення спалаху відбулося приблизно за 45 – 50 хв. до моменту сходу Сонця на висотах D-області іоносфери (80 – 100 км). Тобто під час спалаху ця частина іоносферної плазми була ще не освітлена Сон-

цем і прямого влучення сонячного випромінювання не було. Характерні зміни концентрації електронів почалися приблизно через 5 – 10 хв. після моменту проходження сонячного термінатора. Квазіперіодичне зростання значень  $N$  протягом приблизно 50 – 55 хв. становив у середньому 400 – 600%, а максимальна амплітуда збурень  $N$  становила 800 – 1 700 % на висотах 78 і 81 км і 450 – 550% на висотах 84 і 87 км.

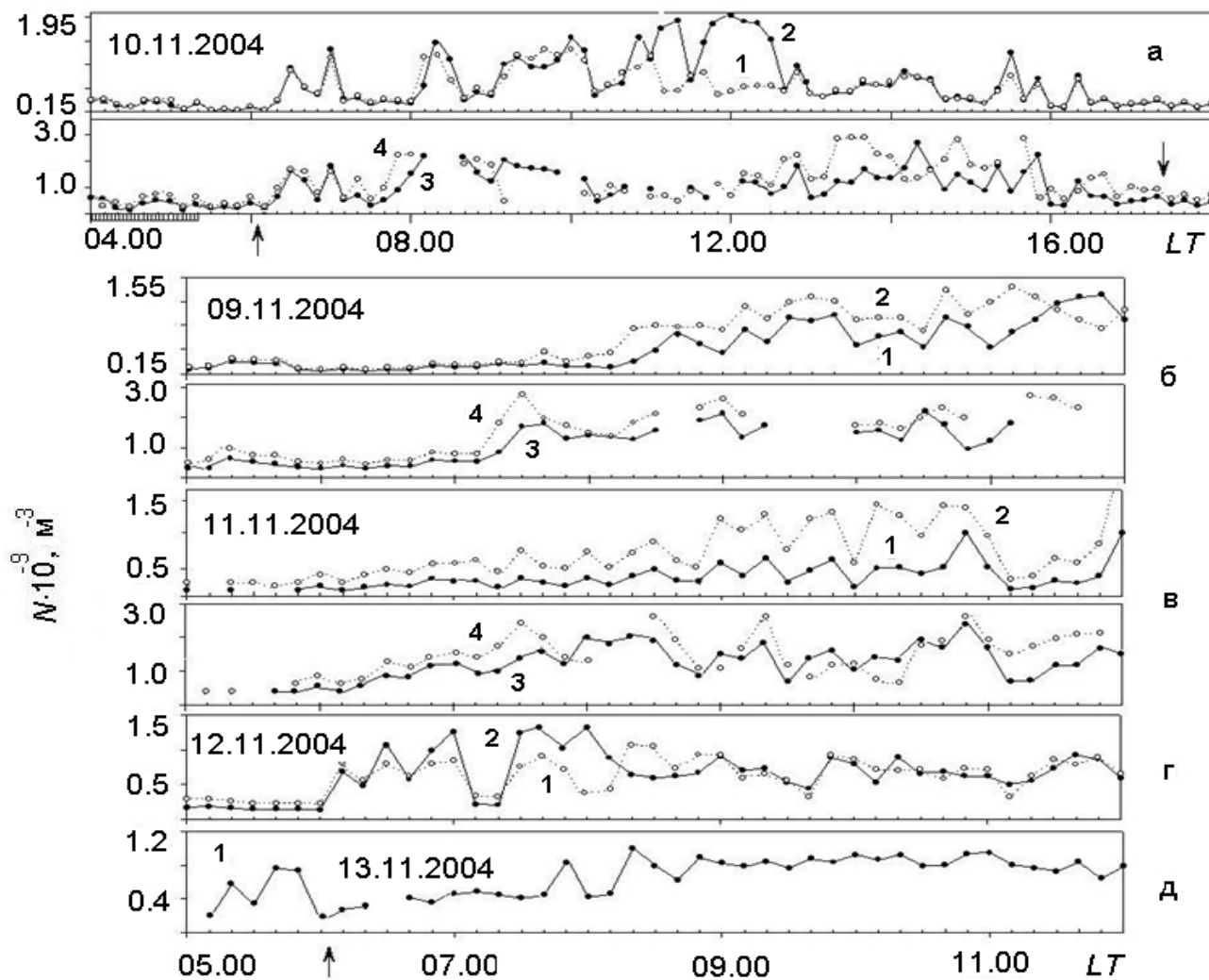


Рис. 3.13. Висотно-часові зміни концентрації електронів у період сходу Сонця в середньоширотній D-області іоносфери під час магнітних бур 09 – 13.11.2004 р.: криві відповідають висотним рівням: 1 – 78 км, 2 – 81 км, 3 – 84 км, 4 – 87 км. Заштрихованою областю на осі часу зазначений час рентгенівського спалаху X2.5. Стрілками позначені часи сходу й заходу Сонця на висоті 85 км

Важливо, що квазіперіодичні зміни  $N$  спостерігалися в цей день, як видно з наведених даних, протягом усього періоду спостережень. В експериментах 9, 11 і 13 листопада подібних змін  $N$  не було встановлено, про що свідчать результати, наведені на рис. 3.13 б), в), д).

У цих експериментах відзначені в цілому характерні для середньоширої D-області іоносфери зміни концентрації електронів у період проходження термінатора й після нього (плавне або квазіперіодичне зростання значень  $N$  через десятки хвилин) [49, 81, 170, 178].

В експерименті 12 листопада квазіперіодичні зміни  $N$  у нижній частині D-області почалися, як видно з рис. 3.13 г), відразу ж через кілька хвилин після моменту проходження термінатора в цій області іоносфери й тривали більше 180 хв. Відзначимо, що характерним для розглянутих експериментів було те, що ЧВ сигнали часто реєструвалися починаючи з висот приблизно 78 км (іноді – з 72 км), що у звичайних незбурених умовах не спостерігається у вимірах на нашій апаратурі на таких робочих частотах (це обумовлено, очевидно, особливостями регіональної середньоширої D-області іоносфери й, зокрема, невеликими значеннями концентрації електронів на цих висотах).

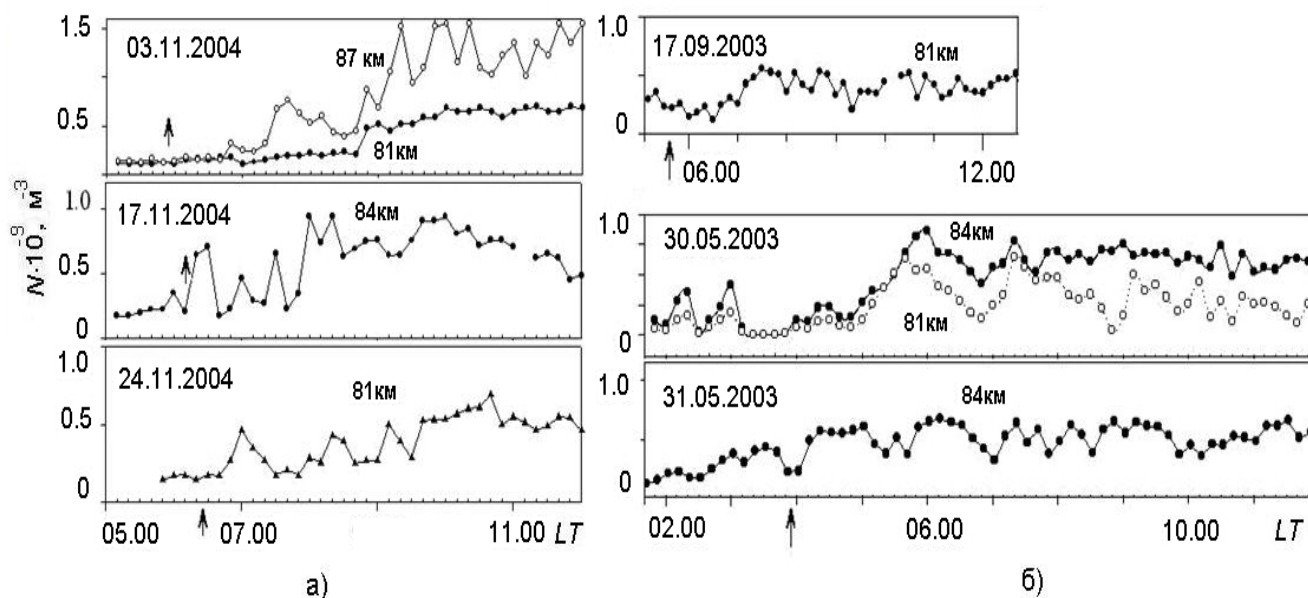


Рис. 3.14. Висотно-часові зміни концентрації електронів у період сходу Сонця 03, 17 і 24 листопада 2004 р. (а) і під час магнітних бур 30, 31 травня й 17 вересня 2003 р. (б) у середньоширої D-області. Стрілками позначені часи сходу й заходу Сонця на висоті 85 км

Імовірно це може бути обумовлено зростанням концентрації електронів і сильною турбулізацією (а також нестабільним станом) іоносферної плазми в D-області іоносфери в період магнітної бурі.

На рис. 3.14 а) наведені висотно-часові варіації концентрації електронів у період проходження ранкового термінатора у середньоширотній D-області іоносфери до (03 листопада 2004 р.) і після (17 і 24 листопада 2004 р.) розглянутої магнітної бурі. З малюнка видно, що 3 і 24 листопада поведження  $N(z)$  відповідає типовим [35, 37, 167, 168]. 17 листопада через кілька хвилин після проходження термінатора на висоті 84 км мало місце збільшення концентрації електронів у середньому на 100 – 200 % (максимальна амплітуда збурень  $N$  становила приблизно 400 %) тривалістю близько 30 хв. із наступними квазіперіодичними змінами.

### **Результати розрахунків. Обговорення**

Раніше в [35, 37, 167, 168] було встановлено, що в ~ 25 % випадків у незбурених умовах під час проходження ранкового термінатора або незабаром після нього (через 30 – 60 хв.) в D-області має місце збільшення концентрації електронів на 50 – 150 %. У розглянутому експерименті 17 листопада 2004 р. збільшення  $N(z)$  було істотно більшим (~ 400 %). Можливою причиною такого поведження  $N(z)$  могли бути висипання високоенергійних електронів з радіаційного пояса Землі. На користь цієї гіпотези говорить той факт, що такі висипання спостерігаються протягом приблизно 4 – 10 діб після магнітної бурі [36, 195]. Аналіз геофізичних даних, наведених на рис. 3.13, показує наявність істотно підвищених значень потоків електронів, що висипаються. Відомо, що насиченість радіаційних поясів високоенергійними електронами в періоди магнітних бур вище, ніж у звичайних умовах. Сонячний термінатор у цьому випадку виступає як спусковий механізм, який ініціює висипання електронів з радіаційного пояса. Іншою ймовірною причиною такого поведження  $N(z)$  може служити передача збурень у просторі внаслідок впливу термінатора в попередній за часом і простором (широті) області іоносферної плазми.

Звернемося до рис. 3.13 д). В експерименті 13 листопада в нижній частині D-області спостерігалися підвищені приблизно на 200 – 400 % порівняно з незбуреними умовами значення  $N(z)$  до часу проходження ранкового термінатора в цій частині іоносфери. У наступний час, як видно з рисунка, поведження  $N(z)$  відповідало типовим незбуреним умовам. Таке поведження  $N(z)$ , як і в попередньому випадку, могло бути викли-

кане висипанням високоенергійних електронів з радіаційного пояса Землі після магнітної бурі. На користь цієї гіпотези говорить той факт, що в цей день ми періодично часто реєстрували ЧВ сигнали починаючи з висотних рівнів 72 – 75 км. Аналіз варіацій концентрації електронів під час двох інших бур (див. рис. 3.14 б)) показав, що в одному випадку, – 17.09.2003 – зміни  $N(z)$  в D-області іоносфери відповідали типовим, – без виражених змін у період проходження термінатора. В іншому, – 31.05.2003 – мало місце квазіперіодичне збільшення  $N(z)$  протягом декількох годин, що почалося приблизно за 50 – 60 хв. до моменту проходження термінатора. Максимальне зростання  $N(z)$  становило 400 – 600 %. Важливо відзначити, що збільшення концентрації електронів вранці 10 листопада після потужного рентгенівського спалаху в кілька разів перевищило зростання  $N(z)$  під час інших розглянутих магнітних бур, а так само в періоди, коли магнітні бурі були відсутні.

Таким чином основні особливості висотно-часових варіацій концентрації електронів у середньоширотній D-області в період проходження ранкового термінатора під час магнітної бурі зводяться до таких:

1. Істотне порівняно з незбуреними умовами збільшення  $N$  під час проходження термінатора вранці після потужного рентгенівського спалаху: максимальне зростання  $N$  склало приблизно на 800 – 1 700 % на висотах 78 і 81 км і на 450 – 550 % на висотах 84 і 87 км.

2. Збільшення значень  $N$  приблизно в 2 – 4 рази в період магнітних бур порівняно з незбуреними умовами під час характерних для термінаторного періоду змін концентрації електронів (у періоди збільшення значень  $N$  протягом десятків хвилин).

Обговоримо коротко процеси в D-області, що супроводжують проходження термінатора.

Спостережуване при проходженні термінатора й після нього зростання  $N$  може бути викликане рядом причин, які перераховані в розділі 3.2. 1. З перерахованих джерел найбільш імовірним виходячи з характеру експериментально виявлених особливостей висотно-часових змін концентрації електронів представляється потік електронів з радіаційного пояса. Аналіз даних про космічну погоду (див. рис. 3.12) підтверджує цю гіпотезу: у розглянутий період потоки високоенергійних електронів і протонів, які висипаються з магнітосфери, були підвищеними в кілька разів порівняно з незбуреними умовами.

Роль середньоширотного висипання заряджених частинок з магнітосфери, як було вже відзначено, неодноразово обговорювалася. У цей час уже не викликає сумнівів, що під час магнітних бур і протягом приблизно 5 – 14 днів після них енергійні електрони, що висипаються із радіаційних поясів, з енергією  $\varepsilon > 40$  кеВ, є джерелом додаткової іонізації середньоширотної D-області до широт  $\sim 45 - 60^\circ$ . Роль корпускулярної іонізації середньоширотної D-області підтверджена експериментально. Висипання може виникнути, як відзначалося раніше, у результаті перерозподілу захоплених частинок по пітч-кутах, до чого приводять або скривлення конфігурації силових ліній поля (геомагнітних пасток), або зменшення "поперечної" енергії  $\varepsilon_{\perp}$  заряджених частинок. Крім того, у процесі становлення й релаксації збурень тензора провідності іоносферної плазми поле поляризації  $E_p$  володіє й вихровим компонентом  $E_r$ . При проходженні термінатора можливі істотні зміни тензора провідності іоносферної плазми й варіації компонентів електричного поля  $E_p$  і  $E_r$ , а значить і компонент  $\varepsilon_{\perp}$ . Оцінимо для розглянутих експериментальних даних за методикою [153] параметри потоків на основі запропонованого механізму про висипання електронів з радіаційного пояса. У розрахунках на основі аналізу ЧВ сигналів і  $N(z,t)$  брали  $S = 10^{14}$  м<sup>2</sup>. Результати розрахунків для обговорюваних експериментів наведені в табл. 3.5.

Таблиця 3.5

### Параметри потоків електронів

Дата	10.11.04		12.11.04	13.11.04	17.11.04	31.05.03
z, км	81	87	84	78	84	84
$N_0 \cdot 10^{-8}$ , м <sup>-3</sup>	1,3	4,5	2,5	1,8	1,8	1,5
$N \cdot 10^{-8}$ , м <sup>-3</sup>	10,5	20	14	7,6	7,6	6,5
$q_0 \cdot 10^{-6}$ , м <sup>-3</sup> с <sup>-1</sup>	0,17	2,0	0,6	0,3	0,3	0,23
$q \cdot 10^{-6}$ , м <sup>-3</sup> с <sup>-1</sup>	11	40	19,6	5,6	5,6	4,23
$\Delta q \cdot 10^{-6}$ , м <sup>-3</sup> с <sup>-1</sup>	10,8	38	19	5,3	5,3	4,0
$P_1 \cdot 10^5$ , Дж м <sup>-2</sup> с <sup>-1</sup>	3,7	12,9	6,5	1,8	1,8	1,4
$p \cdot 10^{-9}$ , м <sup>-2</sup> с <sup>-1</sup>	1,7	8,8	2,9	0,8	0,8	0,6
$\varepsilon$ , МэВ	0,15	0,1	0,15	0,15	0,15	0,15
$P \cdot 10^{-9}$ , Вт	3,7	12,9	6,5	1,8	1,8	1,4
$E \cdot 10^{12}$ , Дж	13	46	23	4,3	8,6	5,0
$\Delta t \cdot 10^{-3}$ , с	3,6	3,6	3,6	2,4	4,8	3,6

Для зручності розрахунків брали  $\Delta z = 10$  км; припускали також, що енергія електронів, які висипаються з магнітосфери,  $\varepsilon > 40$  кеВ, що цілком обґрунтовано. Розрахунки показали, що величина потоків електронів у експериментах під час магнітних бур становила  $p \approx (0,6 - 8,8) \cdot 10^9 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Значення потоків електронів, оцінені за даними, отриманим в експерименті 10 листопада 2004 р. після сильного рентгенівського спалаху, виявилися в кілька разів вище порівняно з іншими періодами. Результати розрахунків добре збігаються з відомими даними про потоки електронів, отриманими експериментально або оціненими під час збурень різної природи. Щільності потоків електронів і їхні енергетичні характеристики відповідно до теоретичних розрахунків [153] можуть забезпечити спостережуване зростання концентрації електронів на висотах 78 – 87 км.

### Висновки

1. Експериментально виявлене істотне порівняно з незбуреними умовами збільшення концентрації електронів протягом приблизно 50 – 60 хв. у середньоширотній D-області іоносфери через 5 – 10 хв. після моменту проходження ранкового термінатора після потужного рентгенівського спалаху: максимальне зростання  $N$  склало на висотах 78 і 81 км приблизно 800 – 1 700 % і 450 – 550 % на висотах 84 і 87 км.

2. У період магнітних бур виявлене збільшення концентрації електронів приблизно в 2 – 4 рази порівняно з незбуреними умовами під час характерних для термінаторного періоду змін концентрації електронів (у періоди збільшення значень  $N$  протягом десятків хвилин).

3. У рамках гіпотези про висипання електронів з магнітосфери в період магнітної бури за експериментальним даними виконані оцінки енергетичних характеристик потоків заряджених частинок і показана можливість стимульованого термінатором висипання електронів.

Встановлено, що величина потоків електронів у розглянутих експериментах під час магнітних бур становила  $p \approx (0,6 - 8,8) \cdot 10^9 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Значення потоків електронів, оцінені за даними, отриманим після сильного рентгенівського спалаху в експерименті 10 листопада 2004 р., виявилися в кілька разів вище в порівняно з іншими періодами. Отримані значення потоків добре погодяться з теоретичними оцінками й з відомими даними про потоки електронів, отриманими експериментально під час збурень різної природи.



### 3.3. Відгук середньоширотної D-області іоносфери на сонячні затемнення

У цьому розділі в розвиток досліджень [42, 51, 53, 182] наведено результати експериментальних спостережень і аналізу ефектів у нижній середньоширотній іоносфері під час п'яти ЗС, що мали місце у різний час доби поблизу м. Харкова 11 серпня 1999 р., 31 травня 2003 р., 3 жовтня 2005 р., 29 березня 2006 р. і 1 серпня 2008 р. Основні відомості про ЗС наведені в табл. 3.6.

Таблиця 3.6

#### Основні відомості про затемнення Сонця

Характеристики	11 серпня 1999 р.	31 травня 2003 р.	3 жовтня 2005 р.	29 березня 2006 р.	01 ав- густа 2008 г.
Початок ЗС (UT)	09:57	02:10	08:36	10:02	09:10
Кінець ЗС	12:29	04:20	10:42	12:21	10:14
Час максимального покриття	11:13	03:10	09:38	11:12	11:17
Максимальне значення функції покриття Сонця	0,73	0,64	0,24	0,77	0,44
Максимальне зменшення освітленості, рази	3,9	3,6	1,3	5,2	2,6
Максимальне значення температури повітря, градуси	32	20,5	18,5	14,5	32
Максимальне зменшення температури повітря, градуси	7,3	2,2	1,4	2,4	2,2

Всі ЗС були частковими. Максимальне значення функції покриття Сонця  $A(t) = S/S_0$  (де  $S$ ,  $S_0$  – площа покритої частини Сонця і його повна площа, відповідно) було 0,77, а мінімальне – 0,24. Освітлення поверхні Землі в моменти максимального покриття диска Сонця зменшувалося в 1,3 – 5,2 разів порівняно з фоновими днями. При цьому зменшення температури приземної атмосфери, яке відбувалося протягом 1,2 – 1,5 годин, в період ЗС, що розглядаються, порівняно з контрольними днями складало 1,3 – 7,3 К. Основні відомості про геліогеофізичні умови в періоди цих ЗС наведені в табл. 3.7.

## Відомості про геліогеофізичні умови у періоди спостережень

Дата	Характеристики				
	$A_p$	$F_{10.7}$	$\Sigma Kp$	$\rho_p$	$\rho_e$
10.08.1999	7	127	11	$3,2 \times 10^5$	$3,1 \times 10^6$
11.08.1999	8	128	13	$1,3 \times 10^5$	$1,9 \times 10^6$
12.08.1999	10	123	16	$1,5 \times 10^5$	$1,2 \times 10^6$
30.05.2003	49	117	37	$2,5 \times 10^5$	$5,0 \times 10^5$
31.05.2003	17	113	24	$8,0 \times 10^5$	$3,6 \times 10^6$
01.06.2003	19	112	22	$6,7 \times 10^4$	$1,8 \times 10^7$
02.10.2005	13	75	22	$1,5 \times 10^4$	$6,7 \times 10^7$
03.10.2005	7	74	11	$1,5 \times 10^4$	$1,3 \times 10^8$
04.10.2005	4	83	4	$1,5 \times 10^4$	$1,6 \times 10^8$
28.03.2006	6	79	10	$1,6 \times 10^4$	$4,5 \times 10^6$
29.03.2006	4	82	13	$1,7 \times 10^4$	$6,8 \times 10^6$
30.03.2006	4	84	9	$1,6 \times 10^4$	$3,5 \times 10^6$
31.07.2008	13	96	13	$6,7 \times 10^4$	$4,7 \times 10^6$
01.08.2008	16	94	12	$6,9 \times 10^4$	$4,5 \times 10^6$
02.08.2008	17	97	13	$6,6 \times 10^4$	$4,8 \times 10^6$

$\Sigma Kp$  – сумарний добовий,  $\rho_p$  – щільність потоку протонів,  $\rho_e$  – щільність потоку електронів.

Під час часткового ЗС 11 серпня 1999 р. спостереження виконувалися 10 – 12.08.1999 (вимірювання 10 і 12 серпня використовувалися як контрольні). Смуга повного ЗС шириною 110 км пройшла через Великобританію, Францію, Німеччину, Румунію, Туреччину і т.д. Мінімальне віддалення пункту спостереження від цієї смуги  $R_{\min} \approx 900$  км. Місячна тінь в околиці пункту спостереження ковзала по поверхні Землі із заходу на схід із швидкістю  $v \sim 800$  м/с. Геофізична обстановка протягом 10 і 11 серпня була спокійною, день 12 серпня відносився до помірно-збурених днів. Критична частота шару F2 іоносфери  $f_o F2$  на іонограмах з 9 до 18 години (тут і далі час київський) змінювалася в межах 6 – 8 МГц. Тривалість ЗС у пункті спостережень складала 2 години 16 хв.

У період спостережень 30.05. – 01.06.2003 під час ЗС 31 травня 2003 року, які виконані на завершальній стадії невеликої магнітної бурі, що мала місце 29 – 30 травня (значення планетарного індексу геомагнітної

активності  $K_p$  змінювалися таким чином: 29 – 5-4-4-3-6-7-8-8, 30 – 8-4-4-3-4-5-4-5, 31 – 5-5-3-1-3-3-2-2), геофізична обстановка не була спокійною. Під час ЗС у видимій області Сонця 365 (S07, L = 182) в 05.13 - 06.38. LT мав місце достатньо сильний сонячний спалах M3.9/2b, який супроводжувався викидом корональної маси (ВКМ). Тривалість ЗС в пункті спостережень складала 2 години 10 хв.

Під час часткового ЗС 3 жовтня 2005 р. спостереження виконані 2 – 4.10.2003 (вимірювання 2 і 4 жовтня використовувалися як контрольні). Геофізична обстановка в період спостережень була спокійною, а активність Сонця – низькою. Смуга повного ЗС була шириною близько 100 км. Мінімальне віддалення пункту спостережень від смуги повного ЗС складало близько 1000 км. Швидкість місячної тіні поблизу пункту спостережень складала близько 750 м/с. Тривалість часткового ЗС в пункті спостережень складала 2 години 06 хв.

Спостереження в період ЗС 29 березня 2006 р. виконано 28 – 30 березня. Дані для першого і третього днів використовувалися як контрольні. Геофізична обстановка 28 – 30 березня була спокійною. Сонячна активність під час спостережень була низькою. Смуга повного ЗС була шириною близько 100 км. Мінімальне віддалення пункту спостережень від смуги повного ЗС складало близько  $R_{\min} \approx 900$  км. Швидкість місячної тіні поблизу пункту спостережень складала близько 750 м/с. Тривалість ЗС в пункті спостережень складала 2 години 18 хв.

Спостереження в період ЗС 01 серпня 2008 р. виконано 31 липня – 02 серпня. Дані для першого і третього днів використовувалися як контрольні. Геофізична обстановка 31 липня – 02 серпня була спокійною. Сонячна активність під час спостережень була низькою. Важливо, що ці виміри виконані, як і в 1999 р., в одному місяці. Істотні відмінності полягають у тому, що ступінь покриття Сонця під час ЗС в 1999 р. була приблизно в 1,75 рази більше. Крім того, у період ЗС 11.08.1999 р. сонячна активність була більш високою, геофізична обстановка була менш спокійною й передувала помірним збуренням 12 серпня 1999 р. Смуга повного ЗС була шириною близько 110 км. Мінімальне віддалення пункту спостережень від смуги повного ЗС складало близько  $R_{\min} \approx 4000$  км. Швидкість місячної тіні поблизу пункту спостережень складала близько 750 м/с. Тривалість ЗС в пункті спостережень складала 2 години 16 хв.

Експериментальні дослідження виконані в Радіофізичній обсерваторії Харківського Національного університету імені В. Н. Каразіна поблизу м. Харкова методом ЧВ. Загальний контроль за станом іоносфери здійснювався за допомогою стандартного іонозонда. Відомості про космічну погоду бралися в Світових центрах даних <http://www.sec.noaa.gov/> і <http://swdwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/index.html> за допомогою мережі Internet. Температура атмосферного повітря вимірювалася на висоті 2 м над поверхнею Землі в м. Харкові за допомогою стандартного термометра (відносна і абсолютна похибка вимірювання температури складала 0,3 % і 0,1° відповідно) через 15 – 30 хв.

## Результати досліджень

### Варіації температури атмосфери

На рис. 3.15 представлені варіації температури приземної атмосфери  $T_a$  в дні затемнення Сонця і в контрольні дні (затемнені і незатемнені кружечки відповідно).

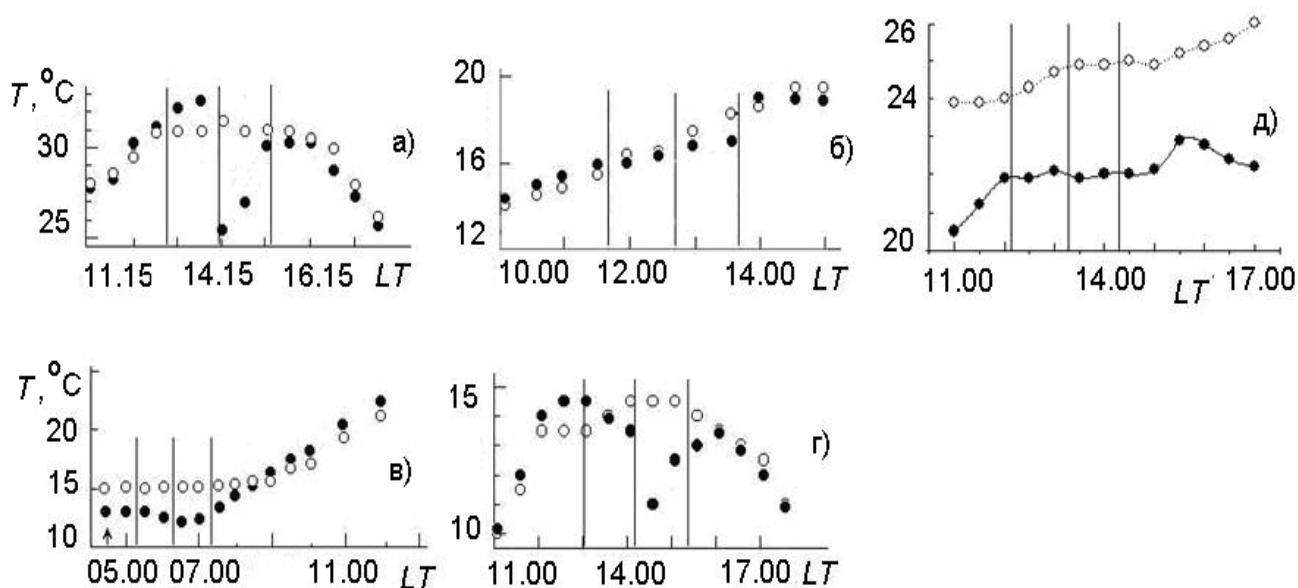


Рис. 3.15. Варіації температури атмосфери поблизу поверхні Землі в періоди ЗС (затемнені кружечки) і у контрольні дні (незатемнені кружечки): а) – 11.08.1999, б) – 03.10.2005, в) – 31.05.2003, г) – 29.03.2006, д) – 01.08.2008. Вертикальними лініями відмічені моменти початку, максимальної фази і закінчення ЗС. Стрілкою позначений момент сходу Сонця на поверхні Землі

Видно, що ЗС 11 серпня 1999 р. зумовило падіння температури на  $7,3^\circ$ . Швидкість зменшення, а потім збільшення значень  $T_a$  цього дня була порівняно великою: 11 і 5 град/годину відповідно. У фонові дні 10 і 12 серпня  $T_a$  в середині доби змінювалася зі швидкістю близько 1 град/годину.

У день ЗС 31 травня 2003 р.  $T_a$  зменшилася, як видно з рис. 3.15., приблизно на  $1,5^\circ - 2^\circ$ . З жовтня 2005 р. в період ЗС температура повітря, як і до ЗС, продовжувала збільшуватися приблизно до 09.30 – 09.40. Зростання  $T_a$  припинилось після настання фази максимального покриття диска Сонця. В порівнянні з фоновим днем 2 жовтня до кінця ЗС зменшення  $T_a$  склало  $1,3^\circ - 1,4^\circ$ . Приблизно за 15 – 20 хв. до закінчення ЗС протягом 15 – 20 хв. почалося порівняно швидке зростання температури повітря до фонових значень. Швидкість зростання  $T_a$  складала близько 4 град/годину; у фонові дні ця величина була приблизно 1 град/годину.

Під час ЗС 29 березня 2006 р. зміни  $T_a$  в цілому відповідали фазам ЗС. При максимальному покритті диска Сонця  $T_a$  зменшилася на  $2,0^\circ - 2,1^\circ$ . До кінця ЗС вона відновилася до фонового значення. Швидкість зменшення  $T_a$  під час затемнення була близько 2 град/годину, а в контрольний день вона не перевищувала 1 град/годину.

Під час 01 серпня 2008 р. зміни  $T_a$  в цілому відповідали фазам ЗС. При максимальному покритті диска Сонця  $T_a$  зменшилася на  $2,1^\circ - 2,2^\circ$ . До кінця ЗС вона не відновилася до фонового значення.

Відзначимо, що метеорологічна обстановка в контрольні дні була приблизно такоюж, як і в дні всіх ЗС.

### **Варіації параметрів іоносфери**

*Затемнення Сонця 11 серпня 1999 р.* Ефекти в нижній і середній іоносфері в період цього ЗС наведено в [42]. Часові варіації концентрації електронів  $N$  на фіксованих висотах (рис. 3.16 а)) [36] у нижній іоносфері мали такі особливості. 10 серпня приблизно до 12.30 на висотах 81 і 84 км  $N(t)$  майже не змінювалася. З 12.30 до 16.00 мало місце збільшення  $N$  до 2 разів. Варіації  $N(t)$  на висоті 87 км надійні лише для інтервалів часу, для яких у нижніх шарах  $N \leq 10^9 \text{ м}^{-3}$ . Після 16.00 на всіх висотах  $N$  змінювалося мало. Таким чином, навколополуденне збільшення  $N$  мало місце лише в інтервалі часу 12.30 – 16.00 з максимумом в 13 – 14 годин. 11 серпня в день ЗС на висотах  $z = 81 - 87$  км до 13.30 – 14.10  $N(t) \approx const$ . Після 13.30 – 14.10 концентрація електронів на висотах 81 – 87 км збі-

льшилася в 2 – 3 рази. Тривалість цього ефекту залежить від висоти і складає 3 – 4,5 годин для  $z = 81 – 87$  км. У [42] показано, що цей ефект, з великою вірогідністю, був зумовлений ЗС.

12 серпня концентрація електронів в інтервалі часу 11.30 – 17.00 змінювалася слабо. Після 17.30 мало місце довечірнє зменшення концентрації електронів  $N$ . Відсутність навколополуденного максимуму пов'язане з тим, що день 12 серпня відносився до помірно-збурених і зміни  $N$  контролювалася не тільки умовами освітлення.

Нижче 81 км отримати надійне значення  $N$  не вдається через мале відношення сигнал/шум. На висотах 81 – 87 км відносна похибка обчислення  $N$  не перевищує 25 – 35 %.

У [42] було висловлено гіпотезу, а в [133] показано, що таке значне збільшення  $N$  може бути викликано висипанням частинок з магнітосфери, тобто є результатом прояву повторної взаємодії системи іоносфера – магнітосфера – іоносфера в середніх широтах.

*Затемнення Сонця 31 травня 2003 р.* Початок ЗС співпало з початком достатньо потужного сонячного спалаху, наслідком якого стало помітне (приблизно на 100 – 120 %) зростання концентрації електронів на висотах 84 і 87 км в D-області іоносфери протягом 55 – 60 хв.; потім протягом 30 – 35 хв. концентрація електронів зменшувалася приблизно на 80 – 100 %; після цього знову мало місце зростання значень  $N$  протягом приблизно 80 хв. до закінчення спалаху (найімовірніше, це з'явилося наслідком значного підвищення рентгенівського радіовипромінювання під час спалаху).

Приблизно після закінчення спалаху і до кінця ЗС концентрація електронів  $N$  зменшувалася, а потім знову почала плавно зростати, що відповідає типовим добовим варіаціям  $N$ .

У період ЗС і після нього в часових варіаціях  $N$  виразно спостерігався кваперіодичний процес з періодом  $T \sim 100$  хв. (рис. 3.16 б)). Можливими причинами таких змін  $N$  можуть бути як сонячний вітер (СВ), так і ЗС або сонячний термінатор (СТ); найімовірнішим є сумісний їх вплив. Певний вплив на ці процеси могло мати квазіперіодичне висипання електронів з радіаційного поясу.

В контрольний день 28 травня такі особливості варіацій  $N$  не спостерігалися; зростання значень  $N$  протягом 20 – 25 хв. після 04.30, як і 31 травня в період з 04.00 до 04.35, найімовірніше, пов'язане з проходженням термінатора [170 – 172].

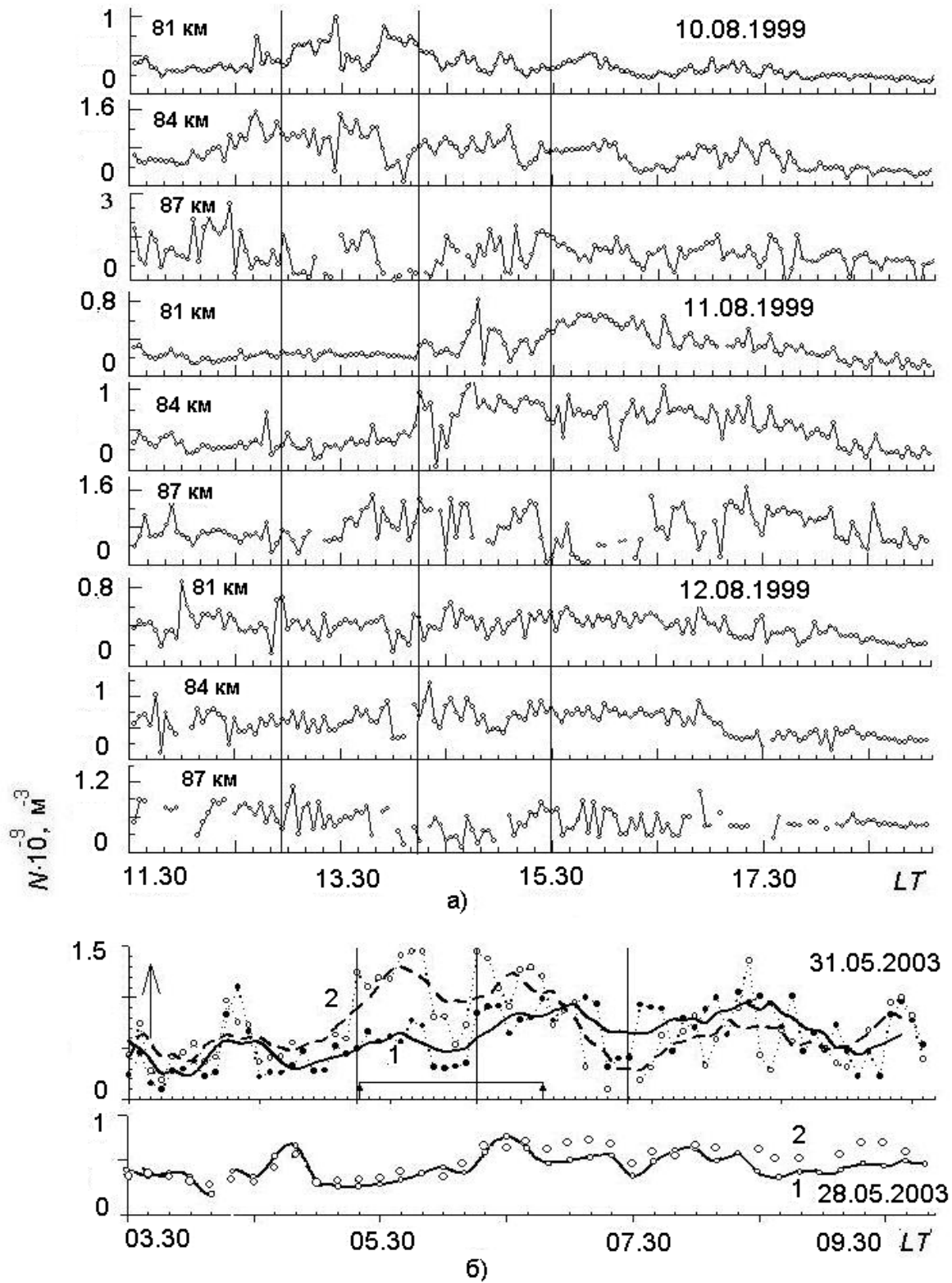


Рис. 3.16. Зміни концентрації електронів у D-області в період ЗС і в контрольні дні (а) – 11.08.1999; б) – 31.05.2003: 1 – 84 км, 2 – 87 км); маленькими вертикальними стрілками відмічений час сонячного спалаху; великою стрілкою вказаний момент сходу Сонця на 87 км

*Затемнення Сонця 3 жовтня 2005 р.* Основні ефекти в нижній іоносфері в період цього ЗС зводяться до наступних.

1. Під час ЗС приблизно через 15 – 20 хв. після його початку добуве зростання концентрації електронів сповільнилося на 30 – 70 % і після закінчення ЗС протягом приблизно 60 – 70 хв. значення залишалися меншими порівняно з контрольним днем (рис. 3.17 а)). Крім того, характерне зменшення значень  $N$  у період перебудови в іоносферній плазмі перед проходженням вечірнього термінатора в день ЗС почалося істотно раніше, ніж у контрольний день.

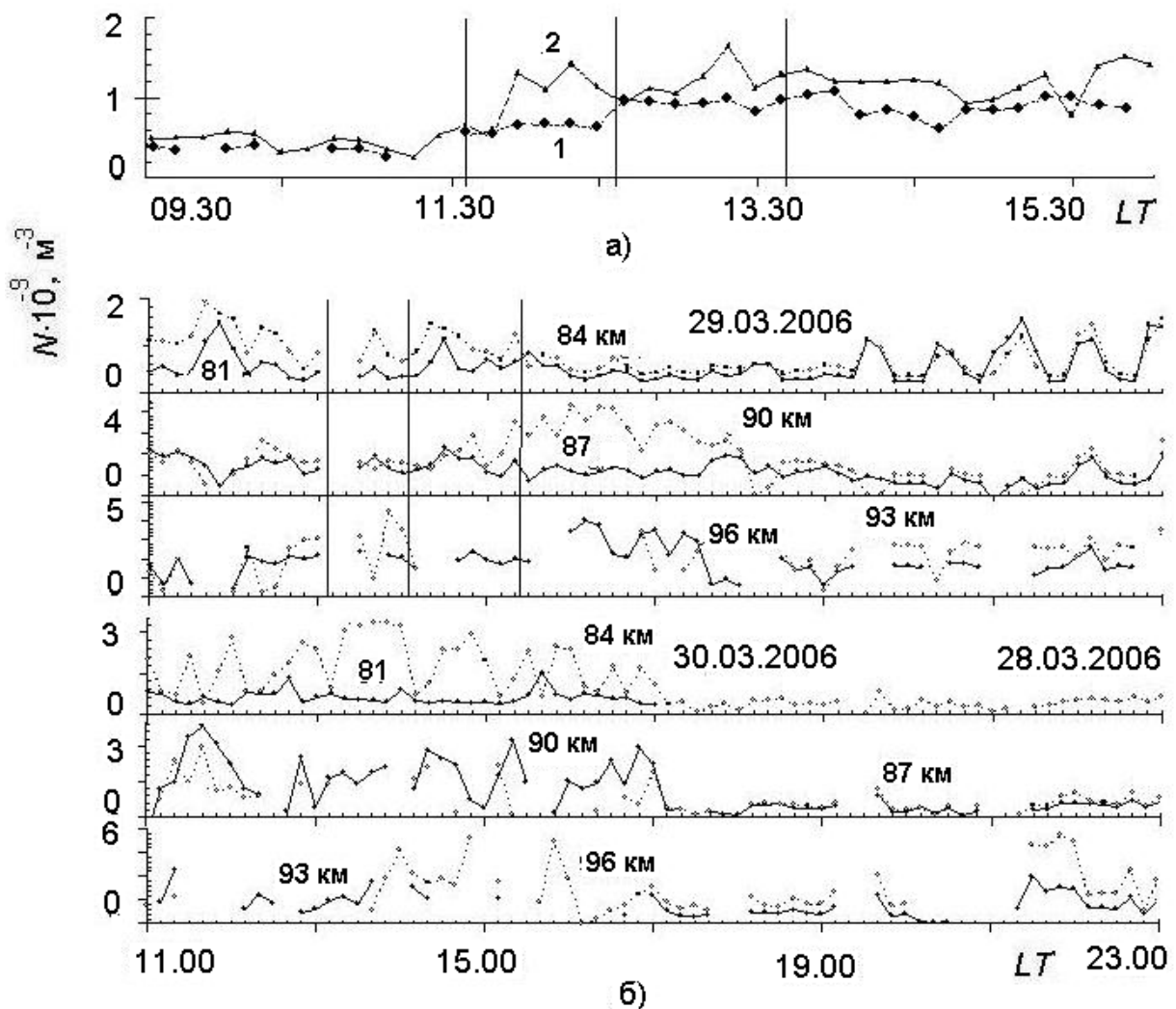


Рис. 3.17. Варіації концентрації електронів на висоті 84 км у період ЗС 3 жовтня 2005 р. (і в контрольний день 04.10.2005) (а) і 26 березня 2006 р. (і в контрольні дні 29 та 30.03.2006) (б)

2. Через 10 – 20 хв. після початку ЗС значення  $N$  зменшилися на 20 – 30% протягом 60 – 70 хв., а потім, до закінчення ЗС, збільшилися до



типових незбурених значень. Після закінчення ЗС значення  $N$  зменшилися на 80 – 100 % і почалися квазіперіодичні варіації концентрації електронів  $N$  з періодом 60 – 65 хв.

3. Після початку ЗС значення  $s(z,t)$  зменшилися на 40 – 60 % протягом 20 – 25 хв., після чого протягом 5 – 10 хв. вони зросли в 4 – 10 разів і залишалися підвищеними під час усього періоду ЗС. Відразу після закінчення ЗС протягом 20 – 25 хв. значення  $s(z,t)$  зросли на 40 – 80 %, потім протягом приблизно 10 хв. зменшилися в 5 – 10 разів, після чого протягом 20 хв. зросли до попередніх значень. Приблизно о 15.30 почалося плавне зменшення значень  $s(z,t)$  і приблизно через 100 хв. вони зменшилися до значень, які спостерігалися до ЗС. У контрольний день (4 жовтня) такі зміни  $s(z,t)$  після 15.30 наступили на 35 – 40 хв. пізніше. Інших змін, характерних для періоду ЗС, в контрольний день 04.10.2005 не спостерігалися.

*Затемнення Сонця 29 березня 2006 р.* На рис. 3.17 б) наведені висотно-часові варіації концентрації електронів  $N$  в D-області іоносфери на фіксованих висотах у даний період. Опишемо їх стисло.

У день ЗС 29 березня на висотах менше 87 км плавне зменшення концентрації електронів  $N$  почалося приблизно через 75 – 80 хв. після початку ЗС. У контрольний день 30 березня післяполудневе зменшення  $N$  почалося приблизно на годину пізніше, ніж в день із ЗС, і було виразнішим.

На висотах 90 – 96 км приблизно після максимальної фази ЗС спостерігалось збільшення концентрації електронів в 2 – 3 рази протягом близько 3 годин з подальшою плавною релаксацією до незбурених значень. Приблизно через 4 години після закінчення ЗС 29 березня 2006 р. на висотах 81 – 84 км мало місце квазіперіодичне зростання в 2 – 3 рази  $N$  з періодом  $T \approx 60$  хв. і тривалістю близько 4 годин.

У контрольні дні такої особливості в змінах концентрації електронів не було. Виразне навколополуденне збільшення концентрації електронів мало місце 30 березня на висотах більше 85 км в інтервалі часу 12.30 – 16.00 з максимумом в 13 – 14 годин. У день ЗС 29 березня така залежність не була встановлена.

*Затемнення Сонця 01 серпня 2008 р.* Основні ефекти в нижній іоносфері в період цього ЗС зводяться до наступних:

1. З рис. 3.18, на якому представлені зміни концентрації електронів на висотах 84 і 87 км у період ЗС і в контрольні дні, видно, що під час ЗС приблизно через 15 – 20 хв. після його початку добове зростання концентрації електронів сповільнився приблизно на 30 – 50 % і після закінчення ЗС протягом 60 – 120 хв. значення  $N$  залишалися меншими порівняно з контрольним днем. Крім того, характерне зменшення значень  $N$  у період перебудови в іоносферній плазмі перед проходженням вечірнього термінатора в день ЗС почалося істотно раніше, ніж у контрольний день.

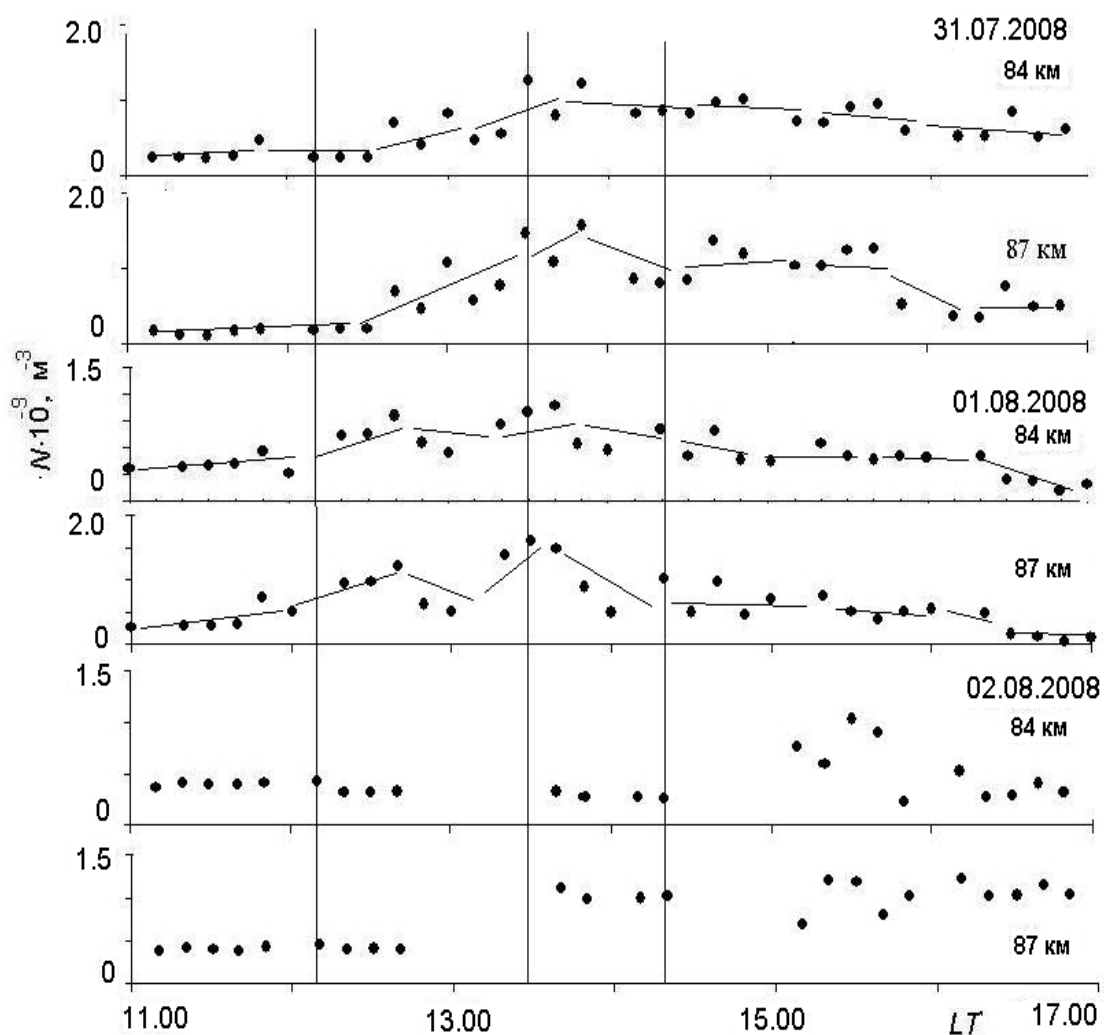


Рис. 3.18. Варіації концентрації електронів у період ЗС 01.08.2008 р.

2. Характерно, що варіації концентрації електронів у період цього ЗС у цілому не дуже сильно відрізнялися від таких же змін під час ЗС у серпні 1999 р. Важлива відмінність полягає у відсутності характерного для ЗС 11.08.1999 росту концентрації електронів, що, як вже було відзначено, очевидно, було викликано висипанням електронів, ініційованим ЗС.

## Обговорення результатів

Експериментальні дослідження варіацій характеристик середньоширотної D-області іоносфери у період 5 затемнень Сонця дозволили встановити такі закономірності в варіаціях концентрації електронів:

1. Відсутність навколополуденного максимуму електронної концентрації в день ЗС, що в контрольні дні спостерігався з 12 до 15 години (висоти 81 – 93 км). Його відсутність можна пояснити зменшенням  $N$  в результаті ЗС. Теоретична оцінка цього ефекту [133] добре співпадає із результатами спостережень у періоди ЗС.

2. Наявність збільшення  $N$  в 2 – 3 рази через 70 – 80 хв. після початку ЗС на висотах 90 – 93 км 29 березня 2006 р. Цей процес продовжувався приблизно 3 години.

У [42] висловлено припущення, що таке велике збільшення  $N$  викликано висипанням частинок з магнітосфери, тобто є результатом прояву повторної взаємодії системи іоносфера – магнітосфера в середніх широтах. У [133] наведено теоретичне обґрунтування цього припущення і наведені оцінки параметрів частинок, що висипаються. Показано, що затемнення Сонця може стимулювати висипання електронів з магнітосфери. Основні ланки механізму стимуляції, згідно з [133], такі: ЗС викликає зменшення концентрації електронів на висотах динамо-області. Це призводить до генерації електричного потенційного поля поляризації і вихрового поля. Проникаючи в магнітосферу, ці поля здатні зменшити "поперечну" енергію електронів і тим самим перевести їх в конус втрат. Висипання електронів, що виникає внаслідок цих процесів, призводить до іонізації нейтральних частинок на висотах 80 – 95 км.

Для забезпечення спостережуваного на висотах 81 – 96 км зростання  $N$  під час ЗС і після нього потрібні потоки електронів з густиною  $p \sim 10^7 - 10^8 \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ . Такі значення  $p$  не представляються великими.

3. Квазіперіодичне (з періодом близько 60 хв.) зростання  $N$  в 2 – 3 рази на висотах 81 – 84 км тривалістю близько 4 годин приблизно через 4 години після закінчення ЗС 29 березня 2006 р.

Цей ефект, мабуть, також пов'язаний із ЗС. Важливо, що квазіперіодичне зростання в 2 – 3 рази  $N$  на 81 – 84 км почалося у передзахідний період (приблизно за 2 години до часу проходження сонячного термінатора в цій області іоносфери), коли в іоносфері починається перебудова термодинамічного режиму. ЗС, мабуть, привело до порушення такого режиму, що, у свою чергу, привело до описаних в [133] і вище явищам.

За методикою [153] на основі механізму про висипання високоенергійних частинок (електронів) для обговорюваних експериментів виконані оцінки параметрів потоків електронів.

У табл. 3.8 наведені параметри потоків електронів, одержані за методикою [153] за експериментальними даними про  $N(z,t)$  під час ЗС 26 березня 2006 р. і 11 серпня 1999 р.

Таблиця 3.8

### Параметри потоків електронів

Дата/висота		$\Delta q, \text{ м}^{-3}\text{с}^{-1}$	$\rho, \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$	$P, \text{ МВт}$	$E, \text{ ГДж}$
11.08. 1999	87 км	$32 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^7$	2,3	25
	81 км	$108 \cdot 10^5$	$9,4 \cdot 10^7$	7,8	131
29.03. 2006	84 км	$54 \cdot 10^5$	$5,9 \cdot 10^7$	5,8	65
	90 км	$48 \cdot 10^5$	$2,4 \cdot 10^7$	3,3	38
	93 км	$134 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^8$	8,7	142

Одержані оцінки добре збігаються як між собою, так і з теоретичними оцінками та результатами експериментальних досліджень потоків під час збурень як антропогенного, так і природного походження (див., наприклад, [4 – 5, 9 – 11, 40 – 44, 64 – 69, 166 – 186, 204 – 205]).

Енергетичні характеристики потоків електронів також є порівняно невеликими: потужність  $P = 2 – 9$  Мвт, енергія  $E = 30 – 150$  ГДж.

Проведений порівняльний аналіз ефектів ЗС у приземній атмосфері показав, що ефекти затемнення 11 серпня 1999 р. можна розглядати як найбільш типові.

Затемнення 3 жовтня 2005 р. мало місце близько опівдні. Ефекти цього ЗС у цілому нагадували ефекти ЗС 11 серпня 1999 р., але були виражені слабкіше. Це пояснюється значною різницею ступеня покриття диска Сонця  $A_{max}$  (0,24 і 0,73, відповідно).

Затемнення 29 березня 2006 р. і 11 серпня 1999 р. за своїми параметрами дуже близькі: значення  $A_{max}$  склали 0,77 і 0,73, часи початку і закінчення ЗС практично не відрізнялися, моменти досягнення головної фази відрізнялися на 1 хв.

Часові варіації температури газу в приземній атмосфері були близькі до прогнозованих. Вони залежали від часу доби, сезону, і, частково, мабуть, від інтенсивності хмарної структури. Найбільші зміни  $T_a$  мали місце 11 серпня 1999 р. ( $7,3^\circ$ ) при  $A_{max} = 0,73$ , найменші – 3 жовтня 2005 р. ( $1,3^\circ$ ) при  $A_{max} = 0,24$ . Істотно відрізнялися і швидкості зміни  $T_a$ : від 2 до 11 град/годину.

### Основні результати

Експериментально виявлено і пояснено основні особливості у варіаціях концентрації електронів  $N$  у середньоширотній D-області іоносфери в періоди 5 часткових затемнень Сонця:

- відсутність навколополуденного максимуму електронної концентрації в день із ЗС, що спостерігався з 12 до 15 години у контрольні дні (висоти 81 – 93 км);

- зростання концентрації електронів на висотах 81 – 96 км через десятки хвилин після початку затемнення і квазіперіодичне (з періодом близько 60 хв.) зростання  $N$  в 2 – 3 рази на висотах 81 – 84 км, що продовжувалося не менше 3 – 4 годин після закінчення ЗС.

Такі зміни  $N$  обумовлені, мабуть, висипанням електронів з магнітосфери в атмосферу під час сонячного затемнення і після нього.

На основі цієї гіпотези за експериментальними даними оцінені енергетичні параметри потоків електронів, що висипаються з магнітосфери, з енергіями 40 – 80 кеВ: потоки електронів склали близько  $10^7 - 10^8 \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ , величини потоків добре узгоджуються між собою для різних затемнень і з теоретичними оцінками та результатами експериментальних досліджень потоків під час збурень антропогенного і природного походження.

### 3.4. Експериментальні дослідження впливу сильних гроз на параметри середньоширотної D-області іоносфери

На основі експериментальних даних, отриманих поблизу м. Харкова методом ЧВ під час 26 гроз, досліджуються можливі зміни параметрів регіональної середньоширотної D-області іоносфери.

У [30] було встановлено, що іноді під час гроз спостерігаються інтенсивні (відношення сигнал/шум 3 – 10) частково відбиті сигнали з висот  $z < 70$  км. Аналіз банку даних про  $A_{o,x}(z)$  і  $A_{no,x}(t)$ , отриманих нами під час

26 гроз, показав, що такі події мали місце приблизно в 40 % випадків, тривалість їх становила, як правило, десятки хвилин (до 90 хв.).

На рис. 3.19 наведені приклади залежностей  $\langle A_{o,x}(z) \rangle$ , отриманих під час гроз (криві 1, 2 відповідно): а) 27.03.87, 12.05 – 12.15 LT,  $f = 2,31$  МГц (криві 3 і 4 отримані в 11.03 LT до грози); б) 03.06.87, 16.11 – 16.21 LT,  $f = 2.31$  МГц (відношення сигнал/шум  $> 10$  ).

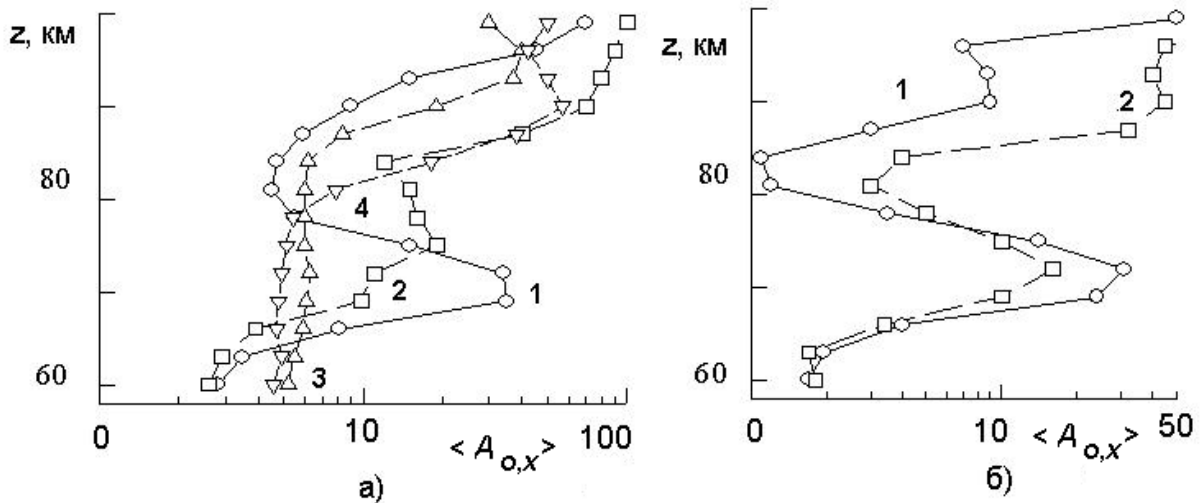


Рис. 3.19. Приклади залежностей  $\langle A_{o,x}(z) \rangle$ , отриманих під час гроз (криві 1, 2 відповідно): а) 27.03.87, 12.05 – 12.15 LT (криві 3 і 4 отримані в 11.03 LT до грози); б) 03.06.87, 16.11 – 16.21 LT

В одному випадку (06.08.1986) сильні ЧВ сигнали з висот  $z = 63 - 84$  км реєструвалися нами протягом дня як до, під час, так і після грози. Для всіх таких подій за методикою [28, 147] виконано розрахунок профілів концентрації електронів і встановлено, що на цих висотах  $N$  змінюється до значень  $N \sim (6 - 8)10^3 \text{ см}^{-3}$ . На рис 3.20 а) наведено приклад профілів  $N(z)$  для нижньої частини D-області іоносфери, отриманих під час декількох сильних гроз (криві 1 – 4; крива 5 отримана в контрольний день) коли з висот  $z < 75$  км реєструвалися інтенсивні частково відбиті сигнали. Відзначимо основні особливості їх: як правило, на висотах  $z = 55 - 68$  км відзначається шар з підвищеними щодо незбурених умов значеннями  $N < 8 \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$  (у незбурених умовах на цих висотах звичайно  $N < 10^2 \text{ см}^{-3}$ ), на  $z = 68 - 75$  км – впадина в профілі  $N(z)$ ; на  $z > 75$  км поведіння профілів  $N(z)$  під час грози не відрізняється помітним чином від незбурених умов (у контрольні дні, дивися результати нижче). За резуль-

татами вимірів методом ЧВ для ряду висот D-області обчислені залежності  $N(t)$  у періоди гроз.

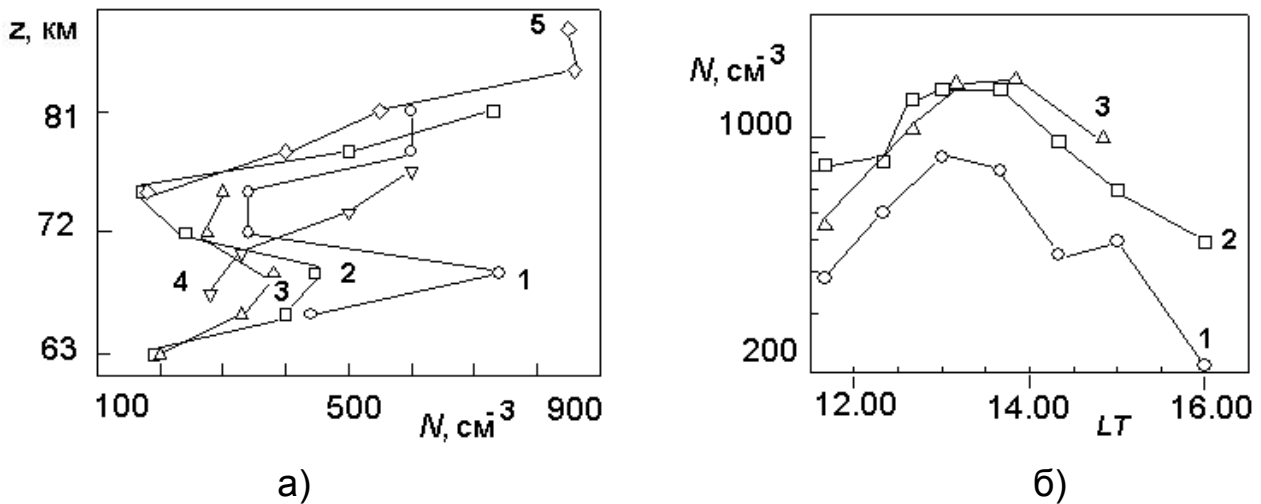


Рис. 3.20. Приклади  $N(z)$  для нижньої частини D-області, отримані в період сильних гроз (криві отримані: 1 – 22 серпня 1986, zenітний кут Сонця  $\chi = 48^\circ$ ; 2 – 3 серпня 1988,  $\chi = 35^\circ$ ; 3 – 1 червня 1988,  $\chi = 28^\circ$ ; 4 – 6 серпня 1986,  $\chi = 41^\circ$ ) і 6 серпня 1988 під час відсутності грози (крива 5,  $\chi = 30^\circ$ ) (а). Залежності  $N(t)$  для  $z = 80$  км і  $z = 85$  км (криві 1 і 2 відповідно) отримані під час грози 6 липня 1985. Крива 3 отримана в подібних геліогеомагнітних умовах 3 червня 1986 під час відсутності грози (б)

На рис. 3.20 б) наведені такі залежності для  $z = 80$  і  $85$  км (криві 1, 2 відповідно), отримані під час грози 25.06.85. Для порівняння на цьому рисунку наведена також залежність  $N(t)$  для  $z = 85$  км (крива 3), отримана в подібних геліогеомагнітних умовах 03.06.86 без прояву грозової активності в районі спостережень. Як показує цей приклад і результати інших вимірів, помітних (більше 30 – 50 %) змін  $N$  в D-області ( $z = 75$  –  $85$  км) під час гроз не спостерігається.

Важливим як у чисто науковому плані, так і для рішення практичних завдань є вивчення варіацій частоти зіткнень електронів з молекулами  $\nu(z)$  в D-області. Ця наукова проблема далека ще від рішення як для умов незбуреної D-області, так і при наявності різних збурень природного й штучного походження. У літературі широко дискутується питання

про можливі зміни  $v(z)$  у нижній частині D-області, обумовлених сильними грозами в атмосфері (див., наприклад, [189, 207]).

Автор спробував експериментально вивчити можливі зміни  $v(z)$  у нижній частині D-області іоносфери під час сильної грози. Із цією метою 06.08.1986 р. методом часткових відбиттів проведені виміри  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{so,x}(z,t)$  циклами по 10 хвилин через кожні 30 хвилин з 9.30 до 16.30 LT. Поблизу пункту спостережень (видалення  $\sim$  одиниць кілометрів) гроза тривала приблизно з 10.30 LT до 12.10 LT; на видаленнях не менш декількох кілометрів вогнища гроз відзначалися протягом усього дня.

Характерним для цього експерименту виявилось, як відзначено раніше, те, що майже у всіх випадках (крім реєстрацій, виконаних в 11.00 LT і 11.30 LT, коли рівень радіоперешкод був високим) зареєстровані виразні частково відбиті сигнали з висот 63 – 84 км. Відношення сигнал/перешкода, як правило, перевищувало 2 – 10. (Помітимо, що в незбурених умовах подібні частково відбиті сигнали реєструються на нашій апаратурі приблизно в 2 – 3 % випадків). Це дозволило одержати значення  $v$  у нижній частині D-області іоносфери за методикою [147] з використанням співвідношення  $R_{o,x}(z,t) = \langle A_x^2 \rangle / \langle A_{по}^2 \rangle = R(v)$ . Погрішність обчислень становила менше 40 %. На рис. 3.21 наведені результати розрахунків  $v$  для  $z = 63$  км (відзначене як 1).

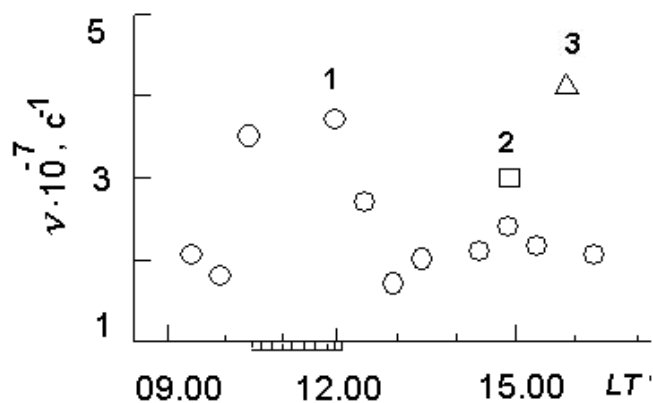


Рис. 3.21. Варіації частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами на висоті  $z = 63$  км у середньоширотній D-області в періоди гроз: 1) – 6 серпня 1986р.,  $f = 2.31$  MHz; 2) – 22 серпня 1986 р.,  $f = 2.2$  MHz; 3) – 3 червня 1987,  $f = 2.2$  MHz

Заштрихованою областю відзначений час грози. Дані, відзначені на рисунку як 2 і 3, відповідають значенням  $v$ , отриманим під час інших гроз.



З рисунка видно, що під час грози значення  $v$  на  $z = 63$  км збільшилися приблизно в 1,6 – 1,8 рази. Відмінність значень  $v$  під час різних гроз, очевидно, викликано як різницею гроз, так і умов в іоносфері й атмосфері в ці періоди.

Для дослідження природи частково відбитих сигналів під час гроз використана методика [80] виділення розсіяної  $E_{so,x}$  і відбитої  $E_{ko,x}$  складових відбитих сигналів. Відповідно до цієї методики, при розсіюванні відношення  $P_{o,x} = \langle A_{so,x}^2 \rangle / (\langle A_{so,x} \rangle)^2 = 1.27$ . При наявності одночасно процесів розсіювання й відбиття  $1 < P_{o,x} < 1,27$ ; у випадку значної переваги енергії відбитої складової  $P_{o,x} = 1$ .

Автором даної монографії аналізувалося поведження  $\beta_{o,x}^2(z,t) = \langle |E_{ko,x}|^2 \rangle / \langle |E_{so,x}|^2 \rangle$  і  $P_{o,x}(z,t)$  для випадків, коли під час грози реєструвалися частково відбиті сигнали з висот  $z < 75$  км.

Аналіз експериментальних даних дозволив установити, що у всіх розглянутих випадках мала місце значна перевага величини  $E_{so,x}$  над  $E_{ko,x}$ . Помітних відмінностей у співвідношенні між  $E_{so,x}$  і  $E_{ko,x}$  під час грози порівняно з до й післягрозовими періодами автором не встановлено. Цей результат показує, що в період грози в нижній частині D-області іоносфери помітних змін у розмірах неоднорідностей  $N$ , що розсіюють (різкого збільшення або зменшення їх) не відбувалося.

При аналізі експериментальних масивів  $A_{o,x}(z,t)$  виявлені деякі відмінності в поведінці  $A_{o,x}(z,t)$  під час грози, до й після її.

Наприклад, в експерименті 15.07.81 р. під час грози виявлені особливості в поведінці  $A_{o,x}(z,t)$  (при роботі зондувальної установки з  $F = 5$  Гц), які не спостерігалися до грози: на рис. 3.22 наведені висотно-часові профілі  $\langle A_o^2 \rangle$ , кожний з яких отриманий усередненням по 15 реалізаціях (за 3 с). Чітко видно зсув по висоті з часом (протягом 30 с) приблизно на 10 км максимального значення  $\langle A_o^2 \rangle$  (подібна картина має місце й для  $\langle A_x^2(z,t) \rangle$ ), вертикальна швидкість переміщення такого збурення становить  $V = 300$  м/с.

При спектральній обробці залежностей  $A_{so,x}(z,t)$  (проведена для  $z = 78, 81$  і  $85$  км) виявлено збільшення енергії спектральної складової на частоті  $f = 0,5$  Гц, що відповідає інфразвуковому діапазону. Можна припустити, що таке поведження  $A_{so,x}(z,t)$  під час грози може бути обумовлено появою інфразвукових акустичних хвиль, які з малими втратами поширюються в атмосфері від джерела.

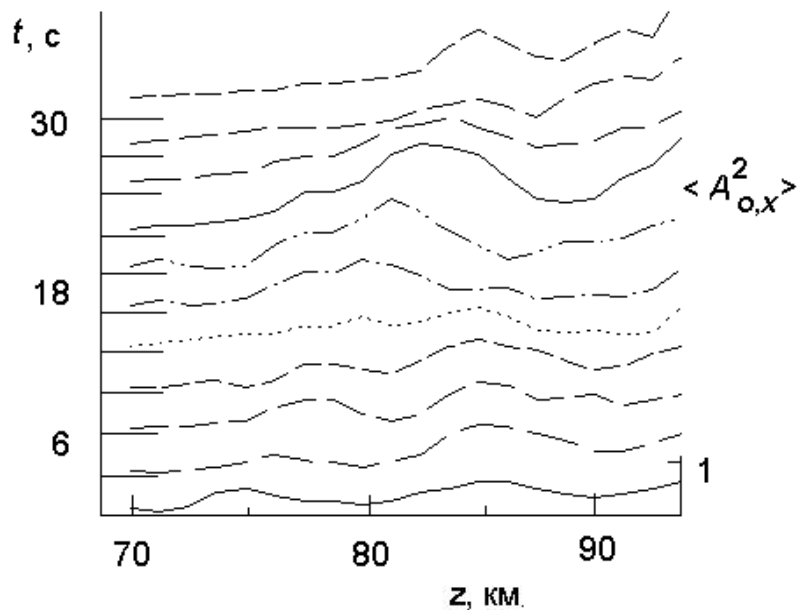


Рис. 3.22. Приклад висотно-часових профілів  $\langle A_o^2 \rangle$ , кожний з яких отриманий усередненням по 15 реалізаціям (за 3 с)

### Обговорення результатів

Наведені вище результати експериментальних досліджень дозволяють зробити кілька зауважень. Зокрема, той факт, що під час ряду гроз установлене підвищення іонізації в нижній частині D-області іоносфери ( $z < 75$  км) у кілька разів, імовірно, підтверджує твердження ряду дослідників ([30, 39, 159, 188]) про те, що під час гроз можливе висипання високоенергійних частинок (електронів) з магнітосфери, у результаті чого відбувається додаткова іонізація нейтральних молекул і підвищення концентрації електронів у зазначеному діапазоні висот.

Розрахунок  $N(z)$ -профілів проводився з урахуванням змін  $\nu$  під час грози (для  $z = 63$  км бралися експериментальні значення  $\nu(z)$ , а для  $z > 63$  км проводилася експоненційна апроксимація, що цілком виправдано для D-області іоносфери). Проте автору це здається не зовсім коректним. Більш коректно було б урахувати зміни електричного поля в нижній іоносфері. З іншого боку, виявлене збільшення у 1,7 – 1,8 рази частот зіткнень електронів  $\nu(z)$  з молекулами в нижній частині D-області під час грози. Таку зміну  $\nu$  не вдається пояснити за допомогою гіпотези про вплив висипань високоенергійних частинок. Нам здається, що для пояснення цього факту необхідно використати механізм взаємодії приземної атмосфери з іоносферою з урахуванням вертикального струму провідності (цей механізм запропонований у [79] для пояснення літосферно-іоносферної взаємодії). Згідно з [79] повний опір проміжку Земля-

іоносфера  $R = \int_0^z \rho(z_1) dz_1$ , його величина визначається, в основному, нижніми шарами атмосфери до висоти  $z < 5$  км, а питомий опір  $\rho$ , контролюється рівнем радіоактивного фону Землі.

При грозах у регіоні відбувається збільшення електромагнітного фону поблизу поверхні Землі, що приводить до пропорційного збільшення провідності приземної атмосфери  $\sigma = 1/\rho$  і розрядного струму  $J$ ; спостерігаються варіації електричного поля, часто істотні. У результаті можна чекати помітні зміни напруженості електричного поля й у нижній іоносфері [79]. Ці припущення підтверджують результати ракетних і балонних вимірів над вогнищами гроз [191 – 192]. Тому можна припустити, що варіації електричного потенціалу іоносфери, обумовлені сильною грозою, є тим фактором, що може привести до спостережуваної зміни параметрів D-області іоносфери.

Відзначимо так само, що інфразвукові акустичні хвилі, подібні до тих, які були отримані автором під час гроз, спостерігалися раніше в атмосфері й іоносфері внаслідок сильних вітрових потоків у гірській місцевості, виверження вулканів, морських хвилювань, через надзвуковий рух авроральних дуг [191 – 192]. Характеристики (періоди, швидкості поширення) таких інфразвукових акустичних хвиль виявилися подібними за порядком величини. Помітимо так само, що ще в роботі [187] для пояснення часткових відбиттів і зворотного розсіювання радіохвиль від D-області іоносфери пропонувався механізм взаємодії електромагнітних зондувальних хвиль і атмосферних хвиль.

## **Висновки**

Експериментально встановлено, що під час гроз у нижній частині D-області іоносфери середніх широт ( $z < 70$  км) можливе підвищення порівняно з незбуреними умовами фонові іонізації в кілька разів до значень  $(5 - 8) \cdot 10 \text{ см}^{-3}$ . Такі події мали місце приблизно в 40 % випадків.

Показано, що частота зіткнень електронів з молекулами  $\nu$  на висоті  $z = 63$  км під час грози збільшувалася в 1,7 – 1,8 разів.

Можливими причинами такого поведіння  $N(z)$  і  $\nu(z)$  можуть бути висипання заряджених часток з магнітосфери або варіації електричного потенціалу іоносфери внаслідок змін провідності приземної атмосфери, обумовлених сильними грозами.

### 3.5. Дослідження реакції нижньої іоносфери на віддалені сильні землетруси

У розділі на основі даних, отриманих у Харківському національному університеті імені В. Н. Каразіна методом ЧВ під час землетрусів різної інтенсивності (з енергією  $E > 10^{11} - 10^{12}$  Дж) у період 1983 – 1999 р., що відбулися на видаленнях  $R_1 = 1 - 17$  Мм як на суші, так і під водою, вивчені характеристики збурень у середньоширотній D-області.

Застосовувався ретроспективний аналіз даних: досліджено вплив сильних віддалених землетрусів на часові характеристики радіошумів на частотах  $f = 2 - 4$  МГц і вивчені характеристики збурень (тип, періоди, тривалості, гадані швидкості поширення), які генеруються або посилюються у нижній іоносфері в ці періоди, а також можливі зміни концентрації електронів.

Для кожної реєстрації обчислені часові залежності  $\langle a_{o,x} \rangle (t) = \overline{A_{no,x}^2} / \langle \overline{A_{no,x}^2} \rangle$  на інтервалі часу в 20 хв. ( $\pm 10$  хв. щодо моменту землетрусу; тут  $\langle \overline{A_{no,x}^2} \rangle$  – середнє значення  $\overline{A_{no,x}^2}$  на цьому проміжку часу), які використані при аналізі даних за допомогою методу накладення епох.

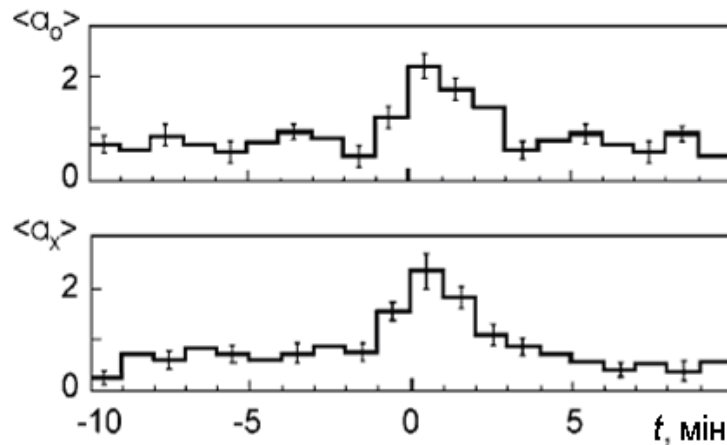
Загальна кількість землетрусів, що відбулися на суші й під водою з енергією  $E > 10^{11}$  Дж, на видаленнях  $R > (1 - 15) 10$  км і глибині  $h \sim 1 - 100$  км, склало більше 180. З них з енергією  $E > 10^{12}$  Дж (магнітуда за шкалою Ріхтера  $M > 5$ ) зареєстровано 115 подій. Відомості про землетруси взяті по мережі Internet з Каталогів землетрусів у Всесвітніх банках даних (наприклад, <http://neic.usgs.gov/neis/>). Вплив інших джерел збурень природного й штучного характеру виключалося селекцією реєстрацій.

#### Особливості варіацій радіошумів у діапазоні 2 – 4 МГц

Проаналізовані зміни експериментальних залежностей  $A_{no,x}(z,t)$  під час 65 землетрусів з енергією  $E < 10^{12}$  Дж, що відбулися на різних видаленнях  $R$  від пункту спостережень на суші й під водою при глибині землетрусів  $h > 1 - 100$  км. Зміна інтенсивності радіошумів (збільшення  $A_{no,x}(z,t)$  у кілька разів) відзначено в 6 випадках ( $R < 10$  км,  $h < 40$  км,  $M \sim 4,5 - 4,8$ ), що склало менш 10 % (землетруси відбулися на суші).

Розглянемо експериментальні результати, отримані при землетрусах з  $E > 10^{12}$  Дж ( $\sim 10^{13} - 10^{15}$  Дж). На рис. 3.23 зображені часові зале-

жності  $\langle a_{o,x} \rangle (t)$  інтенсивності радіошуму, нормовані на своє середнє значення за сеанс в 20 хв. під час землетрусів. Момент землетрусів відзначений стрілкою. При побудові залежності  $\langle a_{o,x} \rangle (t)$  використаний метод накладення епох, число реалізацій  $a_{o,x}(t)$  склало 115 (82 землетруси на суші, інші – під водою).



**Рис. 3.23. Часові залежності  $\langle a_{o,x} \rangle (t)$  інтенсивності радіошуму, нормовані на своє середнє значення за сеанс в 20 хв. під час землетрусів.**

Видно, що в момент землетрусу (приблизно за хвилину до й 2 – 4 хвилини після) має місце збільшення  $\langle a_{o,x} \rangle (t)$  ( $A_{no,xn}(t)$ ). Відзначимо, що тривалість фронтів у "сплесках" ( зростанні )  $A_{no,xn}(t)$  становить  $\sim 10 - 30$  с. Такі збурення в навколосемній плазмі, що приводять до спостережуваної зміни  $A_{no,x}(t)$ , можуть ініціюватися висипанням високоенергійних заряджених частинок внаслідок зміни геоелектричних полів, яке викликається землетрусом.

З іншого боку, добре відомо, що за певних умов у плазмі збуджуються магнітогідродинамічні (МГД) хвилі (див. наприклад, [108]). Їхня швидкість  $V$  дорівнює альвенівській  $V = V_A$ . Для іоносфери й магнітосфери  $V_A \sim 10^2 - 10^4$  км/с. При  $R \sim 10^4$  км час запізнювання відгуку буде  $\Delta t \sim 100 - 1$  с. Таким чином, за допомогою цих хвиль можуть переноситися збурення, які, імовірно, реєструвалися нами в змінах  $A_{no,x}(t)$  і  $\langle a_{o,x} \rangle (t)$ . Якщо припустити цей механізм передачі збурення, то можна пояснити збільшення  $\langle a_{o,x} \rangle (t)$  протягом 3 – 4 хвилин після землетрусу різними

затримками  $\Delta t$  (при однакових  $V$ ) при різних видаленнях  $R$  від місця землетрусу.

У табл. 3.9. наведені кількісні дані про зміни інтенсивності радіошумів у діапазоні частот 2 – 4 МГц під час віддалених потужних землетрусів. Наявність "сплеску" (збільшення)  $A_{no,x}(t)$  і  $\langle a_{o,x} \rangle(t)$  в момент землетрусу відзначене знаком "+", відсутність знаком "-".

Таблиця 3.9

**Кількісні характеристики реакції радіошумів діапазону 2 - 4 МГц на віддалені потужні землетруси**

Подія «так»: +, «ні»: -	Загальне число подій	На суші	Під водою
+	58	49	9
-	57	33	34
$h > 50$ км			
+	8	4	4
-	16	9	7
$h < 50$ км			
+	50	45	5
-	41	24	17
$h < 10$ км			
+	18	17	1
-	15	7	8
$R < 1\ 000 - 3\ 000$ км			
$h < 50$ км	10	10	-
+	3	3	-
-			
$h > 50$ км	1	-	1
+	1	1	-
-			
$R > 3\ 000$ км			
$h < 50$ км			
+	39	36	3
-	40	21	19
$h > 50$ км			
+	7	4	3
-	14	7	7

Видно, що в загальному випадку (коли враховувалися реєстрації  $A_{по,x}(z,t)$ , отримані при землетрусах на суші й під водою), реакція у  $A_{по,x}(t) < a_{o,x} > (t)$  відзначається небагато більш, ніж у 50% випадків (50,4 %).

При землетрусах на суші "сплеск" в  $A_{по,x}(t) < a_{o,x} > (t)$  спостерігається порівняно часто, – в  $\sim 60$  % випадків, а при землетрусах під водою – значно рідше: 27% випадків. Аналогічна класифікація даних проведена для мілко ( $h < 50$  км) і глибокофокусних ( $h > 50$  км), а також для поверхневих ( $h < 10$  км) землетрусів. Результати наведені в табл. 3.9.

Для мілкофокусних і поверхневих землетрусів на суші ймовірність появи збурення в  $A_{по,x}(t) < a_{o,x} > (t)$  ("сплеску") істотно вище, ніж для глибокофокусних. І навпаки: при землетрусах під водою збурення в  $A_{по,x}(t) < a_{o,x} > (t)$  в  $\sim 1,5 - 3$  рази частіше спостерігалися при  $h > 50$  км, чим при  $h < 50$  км і  $h < 10$  км. Крім цього для глибокофокусних землетрусів характерна приблизно однакова ймовірність збурень в  $A_{по,x}(t) < a_{o,x} > (t)$  при землетрусах на суші й під водою.

Окремо розглянуті землетруси з  $R < 1\ 000 - 3\ 000$  км (для випадку  $h > 50$  км даних майже немає) і  $R > 3000$  км (див. табл. 3.9.). У першому випадку для землетрусів на суші ймовірність  $W$  збурень  $A_{по,x}(t) < a_{o,x} > (t)$  досить висока –  $\sim 77$  %. У другому випадку ( $R > 3\ 000$  км,  $h < 50$  км)  $W$  трохи менше для подій на суші ( $W = 63$  %) і мала ( $W = 13,6$  %) для землетрусів під водою. Для землетрусів з  $h > 50$  км у цьому випадку  $W = 35$  % на суші й під водою. У цілому для  $R > 3\ 000$  км ймовірність появи збурень  $A_{o,xn}(t) < a_{o,x} > (t)$  становить  $W < 50$  %

### **Збурення в нижній іоносфері.**

У [61] було встановлено, що методом ЧВ можлива реєстрація квазіперіодичних збурень в іоносферній плазмі після землетрусів – на висотно-часових залежностях  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{но,x}(t)$  з різною часовою затримкою спостерігаються квазігармонійні зміни. Під час відсутності інших джерел збурень такі збурення  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{но,x}(t)$ , ймовірно, викликаються землетрусами. На підставі аналізу банку даних про  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{но,x}(t)$ , отриманих під час землетрусів і в контрольні дні (коли сильні землетруси були відсутні), встановлено, що при землетрусах з енергією  $E < 10^{11}$  Дж зазначений ефект відсутній при будь-яких  $R$  і  $h$ . З ймовірністю  $W \sim 65 - 70$  % квазіга-

рмонійні зміни  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{no,x}(t)$  спостерігалися при землетрусах з  $E > 10^{12}$  Дж на суші, при землетрусах під водою – з  $W \sim 40$  %.

На рис. 3.24 наведено приклад збурень при землетрусі з  $E > 10^{14}$  Дж і  $R \sim 10^3$  км. Експеримент проведений у післяполудневий час, приблизно за 3 години до заходу Сонця. За часом затримки моменту "сплеску"-зростання  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{no,x}(t)$  щодо землетрусу обчислені гадані швидкості передачі збурень склали  $V \sim 50; 7 - 8$  і  $2$  км/с.

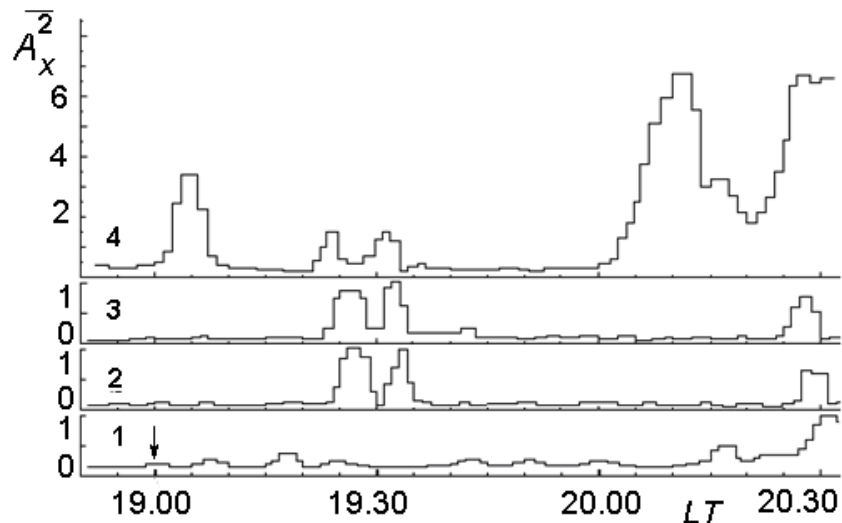


Рис. 3.24. Висотно-часові залежності інтенсивностей ЧВ сигналів з висот 105, 81 і 57 км (криві 2 – 4) і іоносферний шуми (крива 1), отримані під час землетрусу 13.08.1987 (момент землетрусів відзначений стрілкою)

На підставі аналізу банку висотно-часових залежностей  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{no,x}(t)$  зафіксований ряд збурень у нижній іоносфері з  $V \sim 0,5 - 10^2$  км/с. На рис. 3.25 а) наведена гістограма  $W(V)$  розподілу гаданих швидкостей передачі збурень, отримана за цим даними.

На рис 3.25 б) наведені гістограми  $W(V)$  для землетрусів на суші (крива 1) і під водою (крива 2). Аналіз наведених залежностей показує, що найбільш часто реєструвалися збурення з гаданими швидкостями  $V \sim 0,5 - 4, \sim 10 - 20$  і  $\sim 10^2$  км/с як при землетрусах на суші, так і під водою. Є, однак, відмінності в розподілах  $W(V)$ : наприклад, при землетрусах під водою найбільше часто реєструвалися збурення з  $V \sim 3 - 4$  км/с і помітно



рідше з  $V > 10$  км/с; при землетрусах на суші частіше реєструвалися збурення з  $V \sim 1 - 4$  км/с.

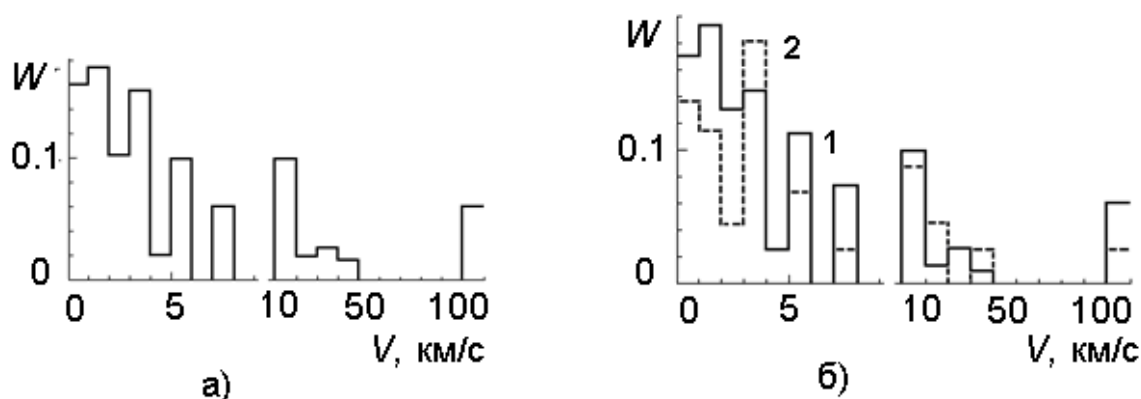


Рис. 3.25. Гістограми швидкостей збурень, отримані методом ЧВ після землетрусів з магнітудою  $M > 5$

Класифікація можливих типів збурень, що мають такі швидкості й несуть інформацію про землетрус, розглянута далі.

У табл. 3.10 наведені основні параметри збурень (гадані швидкості поширення, тривалості й періоди збурень), отримані за даними про  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{no,x}(t)$  і їхній спектральний аналіз.

Таблиця 3.10

### Основні параметри збурень, що викликані землетрусами в нижній іоносфері

Тривалість процесу, хв..	Величина квазіперіоду, хв..	Гадана швидкість, км/с	Можливий тип хвиль
~ 1	–	100	МГД
~ 1	–	10 – 50	гіротропні, іонно-акустичні
~ 10	2 – 3	6 – 8	електромагнітна
~ 10	~ 3	6 – 5	об'ємні
10 – 15	~ 3	4 – 3	поверхневі Релея
10 – 20	3 – 8	1,2 – 3	плазмо-акустична (магніто-звукова, повільна МГД хвиля)
15 – 35	3 – 10	0, – 1	акустико-гравітаційні

Помітимо, що іноді (приблизно у 10 % випадків) крім горизонтальних швидкостей  $V$  збурень у нижній іоносфері, вдається визначити гадані швидкості  $V$  передачі збурень у вертикальному напрямку. Наприклад, у наведеному вище прикладі, для висот 105 – 57 км різниця в запізнюванні збурень  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{no,x}(t)$  становить  $\sim 3$  хв., що відповідає швидкості  $V \sim 300$  м/с (тут передача збурень ішла зверху вниз).

### Обговорення

Процеси взаємодії літосфери й іоносфери не вивчені такою мірою, щоб побудувати адекватну модель передачі збурень, що викликаються землетрусами, в іоносферну плазму. Експериментальне дослідження відгуку іоносфери на віддалені землетруси дозволяє, зокрема, уточнити можливі механізми й типи хвиль, що переносять збурення від землетрусів. Розглянемо деякі з них.

Землетрус генерує потужний акустичний імпульс, що поширюється до висоти  $z \sim 10$  км у вигляді ударної хвилі, яка потім трансформується у звукову й інфразвукову хвилі. Частина енергії останньої переноситься нагору (до висоти  $z \sim 90$  км час поширення становить  $\sim 5$  хв.), захоплюється у хвилевід, утворений регулярною висотною анізотропією провідності іоносфери на  $z = 80 - 120$  км [118]. У ньому хвиля з малим поглинанням поширюється на відстані до  $R \sim 10\,000$  км. Швидкість поширення таких інфразвукових (акустико-гравітаційних) хвиль становить  $V \sim 0,4 - 1$  км/с, період  $T \sim 3 - 6$  хв., тривалість процесу за нашими експериментальними даними відповідає декільком періодам.

При землетрусі генеруються також сейсмічні хвилі [157] зі швидкістю поширення  $V \sim 3 - 8$  км/с. Швидкостям  $V \sim 3 - 4$  км/с відповідають поверхневі хвилі Релея,  $V \sim 5-6$  км/с – об'ємні хвилі й  $V \sim 6 - 8$  км/с – електромагнітні.

Сейсмічні хвилі можуть поширюватися в глобальних масштабах внаслідок слабого їхнього загасання. У міру їхнього поширення уздовж поверхні Землі відбувається трансформація цих хвиль у довгоперіодні акустичні, а також переломлення в іоносферу [146, 157].

Акустичні хвилі в іоносфері можуть трансформуватися в плазмо-акустичні хвилі з горизонтальною швидкістю поширення  $V \sim 1,3 - 2,2$  км/с [215]. Прикладом плазмо-акустичних хвиль можуть бути магнітозвукові [98] і повільні магнітогідродинамічні (МГД) хвилі [98, 2157].

Іонно-звукові хвилі, швидкості поширення яких уздовж поверхні Землі становлять  $V \sim 20 - 40$  км/с, також можуть ініціюватися в іоносферній плазмі акустичними хвилями [102].

Для пояснення результатів експериментів може залучатися також гіпотеза про участь гіротропних хвиль [118] як різновиду повільних МГД-хвиль. Швидкості їхнього поширення становлять  $V \sim 10 - 50$  км/с.

Відомо також, що за певних умов у плазмі збуджуються МГД-хвилі, швидкість яких дорівнює альвенівській  $V = V_A \sim 100$  км/с) [118,215]. Такі хвилі можуть переносити інформацію про збурення з мінімальними часами запізнювання  $t \sim 10-100$  с, що реєструвалося нами у змінах  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{no,x}(t)$ . У припущенні такого механізму передачі збурення можна пояснити збільшення протягом 3 – 4 хв. після землетрусу (яке виявлено автором) різними затримками (при однакових  $V$ ) при різних видаленнях  $R$  пункту спостережень від місця землетрусів.

Помітимо, що МГД-хвиля в цьому випадку є спусковим чинником, що впливає на магнітне поле в магнітосфері й зухвалює висипання заряджених частинок з радіаційного пояса в атмосферу Землі. Ці частки викликають збільшення іонізації в нижній іоносфері на часових інтервалах  $t \sim 1-10$  хвилин, що приводить до спостережуваної зміни інтенсивностей радіошумів і ЧВ сигналів.

Таким чином, представлений аналіз експериментальних даних, отриманих методом ЧВ, свідчить про те, що землетруси з енергією  $E > 10^{12}$  Дж викликають у нижній іоносфері кілька типів збурень, які проявляються на відстанях до  $\sim 10$  Мм від епіцентру.

Показано, що горизонтальні швидкості передачі цих збурень змінюються в широких межах:  $V \sim 0,5 - 100$  км/с. Наведена можлива класифікація збурень, яка відповідає сучасним уявленням про літосферно-іоносферну взаємодію.

### **Варіації концентрації електронів.**

Для аналізу змін концентрації електронів  $N(z,t)$  в D-області іоносфери поблизу моменту землетрусів відбиралися реєстрації з характерним (дивися результати, наведені вище) відгуком (і без нього) у залежностях  $A_{no,x}(t)$  і  $A_{no,x}(z,t)$ , для яких проведений розрахунок висотно-часових змін  $N(z,t)$ . Погрішність розрахунків  $N(z,t)$  не перевищувала 50 і 30 % при усередненні на інтервалі 5 і 10 хв. відповідно.

На рис. 3.26 а) наведені приклади висотно-часових змін  $N(z,t)$  (залежності  $N(z,t)$  отримані на часових інтервалах по 5 або 10 хв.), а на рис. 3.26 б) відповідні їм  $A_{по,х}(z,t)$  (усереднення по 1 хв.). Відомості про землетруси наведені в табл. 3.11.

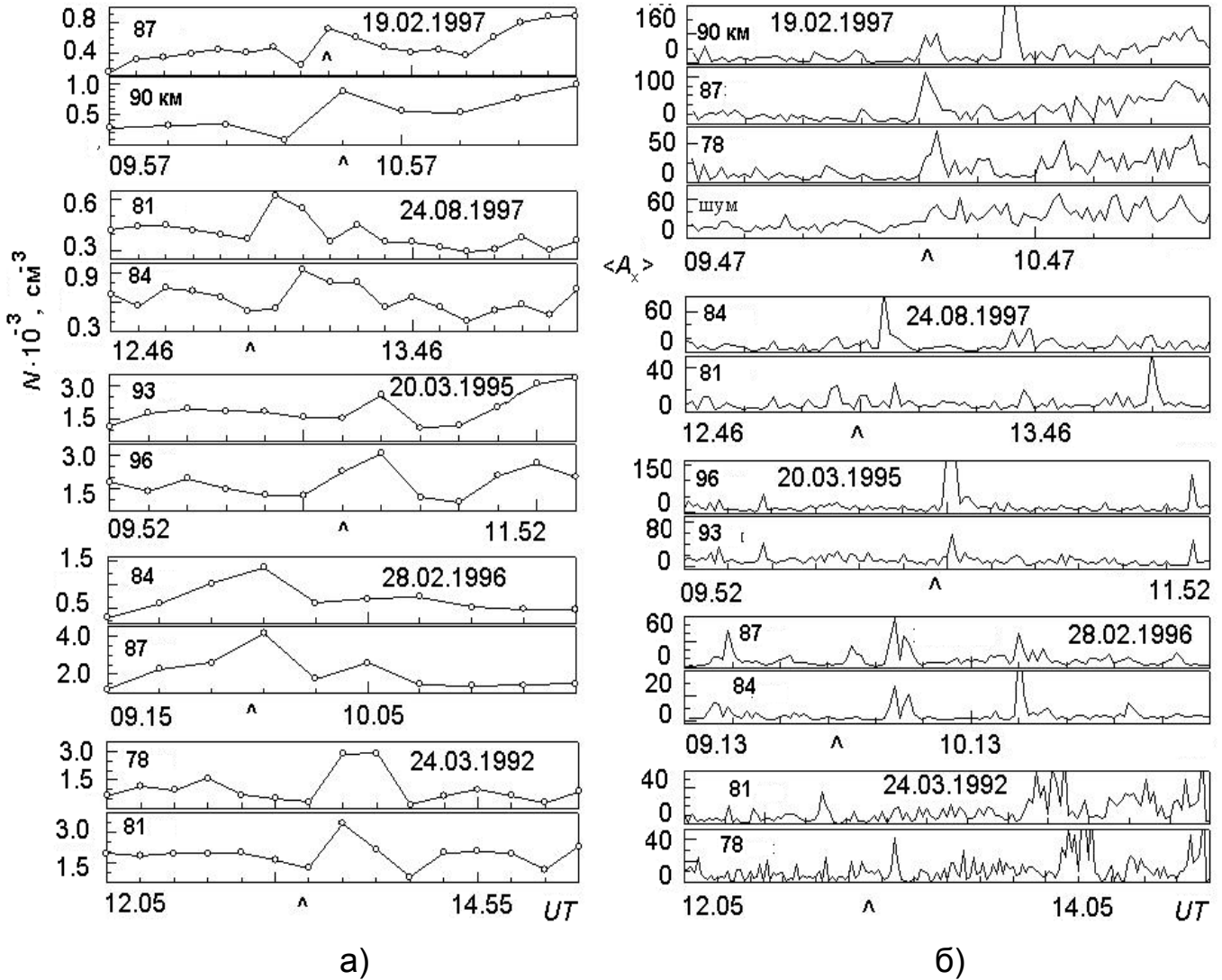


Рис. 3.26. Приклади висотно-часових залежностей  $N(z,t)$  (а), і  $A_x(z,t)$  (б), отриманих у період сильних віддалених землетрусів (час землетрусів відзначений стрілкою)

Відзначимо основні особливості в поведженні  $N(z,t)$  поблизу моменту землетрусу в D-області іоносфери. З аналізу даних (включаючи не наведені тут) виявлено, що приблизно в 25 % випадках перед землетрусом (за одиниці хвилин до) і в момент його  $N(z,t)$  зменшується протягом 5 – 10 хв. більш, ніж на 50 % (див. приклади на рис. 3.26 а), дані за

19.02.1997 і 24.03.1992). Через 5 – 10 хв. після землетрусу відзначене різке зростання  $N(z,t)$  на  $\sim 50 - 200$  % порівняно з незбуреними значеннями протягом приблизно 10 – 20 хв. (іноді більше).

Таблиця 3.11

### Відомості про землетруси

Дата	Час, UT	Координати	Магнітуда	Глибина, км
24.03.92	13.01.49	20.59 N, 146.97 E	5.1	33
20.03.95	10.48.54	3.37 S, 135.2 E	5.5	33
28.02.96	09.44.11	1.81 N, 126.06 E	6.4	105
19.02.97.	10.28.57	19.19 N, 64.4 W	5.4	33
24.08.97	13.15.22	29.99 N, 68.11 E	5.6	33

Релаксація  $N(z,t)$  до незбурених значень відбувається, як правило, протягом 10 – 15 хв. Таке поведження  $N(z,t)$  експериментально встановлене автором у висотному діапазоні  $z = 78 - 96$  км (на висотах  $z < 78$  км характерних рис у змінах  $N(z,t)$  не виявлене).

Слід зазначити, що подібне описаному вище поведженню  $N(z,t)$  встановлене автором приблизно в 50 % випадків; воно спостерігалось як при землетрусах, що відбулися на суші, так і під водою на різній глибині. Характерно також те, що відзначені особливості в поведженні  $N(z,t)$  корелюють із описаними вище характерними «сплесками»  $A_{no,nx}(t)$  і  $A_{o,x}(z,t)$ ; крім того, вони спостерігаються й під час відсутності таких «сплесків»  $A_{no,nx}(t)$  і  $A_{o,x}(z,t)$  (див. приклади на рис. 3.26).

Процеси взаємодії літосфери й іоносфери залишаються ще вивченими недостатньо, щоб побудувати адекватну модель передачі збурень, що викликаються землетрусами, в іоносферну плазму.

Відзначені вище особливості в поведженні  $N(z,t)$  в D-області іоносфери поблизу моменту віддаленого потужного землетрусу можливо пояснити на основі механізму про генерації МГД-хвиль в іоносферній плазмі під час землетрусів. Як було відзначено вище й в [33], за певних умов в іоносферній плазмі збуджуються МГД-хвилі, швидкість яких дорівнює альвенівській  $V \approx V_A = 100$  км/с. Такі хвилі, як вже було відзначено, мо-

жуть переносити інформацію про збурення з мінімальними часами запізнювання  $t \sim 10 - 100$  с, що реєструвалося в змінах  $A_{no,nx}(t)$  і  $A_{o,x}(z,t)$ .

У припущенні такого механізму передачі збурення автор пояснив збільшення  $A_{no,nx}(t)$  й  $A_{o,x}(z,t)$  після землетрусу різними затримками (при однакових  $V$ ) при різних видаленнях  $R_1$  пункту спостережень від місця землетрусів. МГД-хвиля в цьому випадку, як було вже відзначено, викликає висипання високоенергійних заряджених часток (електронів) з радіаційного пояса в атмосферу Землі. Ці частинки викликають збільшення іонізації в нижній іоносфері на часових інтервалах  $\sim 1 - 0$  хв., що приводить до спостережуваної й описаному вище зміни висотно-часових залежностей щільності електронів  $N(z,t)$  і раніше  $A_{no,nx}(t)$  й  $A_{o,x}(z,t)$ .

Імовірність генерації МГД-хвилі залежить, насамперед, від умов в іоносфері, а також від параметрів землетрусу (потужності, глибини, місця й ін.). Крім того, очевидно, не завжди МГД-хвиля може викликати висипання електронів (це залежить як від стану радіаційного пояса, так і характеристик самої МГД-хвилі). Можливі так само випадки, коли пункт спостережень перебуває поза конусом висипань електронів з радіаційного пояса. Тому описані вище особливості у висотно-часових змінах  $N(z,t)$  реєструються не у всіх експериментах.

На основі запропонованого механізму про висипання високоенергійних електронів з радіаційного пояса за методикою [58] оцінимо параметри потоків подібно тому, як це зроблено раніше автором для інших джерел. У розрахунках на основі аналізу поведінки ЧВ сигналів і  $N(z,t)$  припускали  $\Delta t = 1,2 \cdot 10^3$  с. Результати розрахунків зазначених вище величин для обговорюваних експериментів наведені в табл. 3.12 (для зручності розрахунків брали  $\Delta Z = 10$  км; припускали так само, що енергія електронів, що висипаються,  $W > 40$  кеВ, що цілком обґрунтовано (див., наприклад, дані для сонячних спалахів і магнітних бур)).

З табл. 3.12 видно, що параметри потоків електронів, які висипаються з магнітосфери, мають досить широкий розкид, що обумовлено, очевидно, різними факторами: наприклад, умовами в іоносфері, станом радіаційних поясів, потужністю джерела (МГД-хвилі), місцем розташування пункту спостережень і т. д. У цілому ж за абсолютним значенням вони не суперечать відомим літературним даним про потоки електронів, отриманих експериментально (або оцінених) під час збурень різної при-

роди, наприклад, під час сонячних спалахів і магнітних бур, стартів ракет та ін.

Таблиця 3.12

### Оцінки параметрів потоків електронів

Дата	24.03.92	20.03.95	28.02.96	19.02.97	24.08.97
$z$ , км	81	93	84	90	84
$N_0$ , м <sup>-3</sup>	$1,9 \times 10^9$	$1,5 \times 10^9$	$5 \times 10^8$	$3 \times 10^8$	$6 \times 10^8$
$N$ , м <sup>-3</sup>	$3 \times 10^9$	$3,1 \times 10^9$	$1,1 \times 10^9$	$8,7 \times 10^8$	$9 \times 10^8$
$q_0$ , м <sup>-3</sup> з <sup>-1</sup>	$4,0 \times 10^7$	$2,3 \times 10^6$	$1,5 \times 10^6$	$0,3 \times 10^6$	$2,2 \times 10^6$
$q$ , м <sup>-3</sup> з <sup>-1</sup>	$9,9 \times 10^7$	$9,6 \times 10^6$	$7,3 \times 10^6$	$2,3 \times 10^6$	$4,9 \times 10^6$
$P_1$ , Дж м <sup>-2</sup> з <sup>-1</sup>	$4,1 \times 10^{-6}$	$5,1 \times 10^{-7}$	$4,1 \times 10^{-7}$	$1,4 \times 10^{-7}$	$1,9 \times 10^{-7}$
$p$ , Дж м <sup>-2</sup> з <sup>-1</sup>	$1,8 \times 10^8$	$3,4 \times 10^8$	$2,8 \times 10^7$	$9,4 \times 10^7$	$1,3 \times 10^7$
$w$ , МеВ	0,15	0,01	0,1	0,01	0,1
$S$ , м <sup>2</sup>	$10^{14}$	$10^{14}$	$10^{14}$	$10^{14}$	$10^{14}$
$P$ , Вт	$4,1 \times 10^8$	$5,1 \times 10^7$	$4,1 \times 10^7$	$1,4 \times 10^7$	$1,9 \times 10^7$
$E$ , Дж	$4,9 \times 10^{11}$	$6,1 \times 10^{10}$	$4,9 \times 10^{10}$	$1,7 \times 10^{10}$	$2,3 \times 10^{10}$
$\Delta t$ , з	$1,2 \times 10^3$	$1,2 \times 10^3$	$1,2 \times 10^3$	$1,2 \times 10^3$	$1,2 \times 10^3$

Слід зазначити, що для землетрусів з енергією  $E < 10^{12}$  Дж, як показав аналіз реєстрацій з банку даних Харківського Національного Університету, отриманих методом ЧВ, описувані вище ефекти не виявлені (проаналізоване більше 70 експериментів для різних умов).

Таким чином, встановлено, що під час сильних віддалених землетрусів з енергією  $E > 10^{12}$  Дж у середньширотній D-області іоносфери на висотах  $z > 78$  км може спостерігатися збільшення  $N$  на 50 – 200% тривалістю  $t \sim 10 - 20$  хв. Відзначені варіації  $N(z, t)$  можна пояснити висипанням потоків високоенергійних електронів з радіаційного пояса Землі, що викликається МГД-хвилею, яка генерується за певних умов в іоносфері й поширюється в іоносферній плазмі з швидкістю  $V \approx V_A = 100$  км/с.

### 3.6. Про деякі електричні характеристики атмосфери в районах великих пожеж і атмосферно-іоносферну електричну взаємодію

У розділі розглянуті основні характеристики великих пожеж, на основі попередньої моделі об'ємного розподілу середньої масової концен-

трації димового аерозолі наведені формули для оцінки збурень електричних характеристик приземного шару атмосфери. Наведено можливу модель атмосферно-іоносферної взаємодії, коротко проаналізовані основні механізми передачі збурень із нижньої атмосфери в іоносферу й магнітосферу, розглянуті ймовірні екологічні ефекти.

### **Модель атмосферно-іоносферної взаємодії**

Попередня модель об'ємного розподілу середньої масової концентрації димового аерозолі  $\langle M \rangle(x, y, z)$  з уніполярним зарядом може бути побудована на основі припущення, що розподіл речовини по трьох напрямках у зоні пожежі відбувається незалежно за нормальним законом. Початок прямокутної декартової системи координат перебуває в умовній середині лінії пожежі, – вісь OY; напрямок середнього вітру збігається з позитивним напрямком осі OX, вісь OZ – вертикальна поверхня Землі.

Помітимо, що зона плазми (горіння), як правило, займає меншу площу, чим об'ємна зона димового аерозолі й тому як основне джерело розглядається модифікація атмосферної електрики умовно рівномірно просторово розподіленим димовим аерозолем. Розсіювання аерозолі по вертикалі розглядається як би в безмежному просторі. Еволюція димового шлейфа в моделі обумовлюється в основному турбулентними характеристиками атмосфери. Це, очевидно, справедливо, оскільки, як показали оцінки, інші процеси, – осадження іонів повітря на заряджені частинки, кулоновські взаємодії й ін., – не роблять істотного впливу.

Розподіл об'ємного заряду аерозолі може бути отримане з формули для розподілу  $\langle M \rangle(x, y, z)$ . По відомому розподілу щільності  $\rho(x, y, z)$  об'ємного заряду можна розрахувати напруженість  $E(x, y, z)$  електричного поля в довільній точці простору, що оточує димовий шлейф пожежі.

У випадку, що розглядається, для опису змін масової концентрації аерозолі скористаємося моделлю флюктуючого струменя Гіффорда із залученням гіпотези лагранжевих характеристик турбулентності [19]. Тут доречно відзначити, що в нижній тропосфері ( $z < 4$  км) перебуває до 80 – 90% аерозольних часток від їхнього загального змісту до висот в 30 км [60, 71]. З них приблизно 10% припадає на антропогенні джерела, до 30



– 40% – на сольові частинки морського походження й 30 – 40% – на аерозолі, які генерируються поверхнею Землі.

У випадку, що розглядається, в регіоні пожежі загальна кількість аерозольних часток істотно підвищується й відсоток аерозолів, що виникають у результаті горіння, від загального їхнього числа може, досягати 80 – 90% [85].

Рівняння для середньої концентрації  $\langle M \rangle (x, y, z)$  димового аерозолю в розглянутому випадку подібно [19] може бути описано вираженням (як і в [19] воно отримано для безперервного точкового джерела, піднятого на ефективну висоту  $z^*$ ):

$$\langle M \rangle (x, y, z) \approx \frac{K_u Q e^{-y^2/2\sigma_y^2}}{2\pi \frac{dx}{dt} \sigma_y(x) \sigma_z(x)} \left[ e^{-\frac{(z-z^*)^2}{2\sigma_z^2}} + e^{-\frac{(z+z^*)^2}{2\sigma_z^2}} \right], \quad (3.4)$$

тут  $\frac{dx}{dt} = u$  – середня швидкість вітру (звичайно  $u \approx 1-20$  м/с),  $\sigma_y(x)$  і  $\sigma_z(x)$  – абсолютні дисперсії координат уздовж відповідних осей,  $Q$  – продуктивність безперервного точкового джерела в грамах за секунду,  $K_u$  – коефіцієнт використання в генераторі аерозолю [16]. Ми полагаето так само на основі візуальних спостережень, що середня швидкість вітру істотно більше швидкості поширення зони пожежі по координаті  $y$ .

Оскільки еволюція димового шлейфа в моделі обумовлюється в основному турбулентними характеристиками атмосфери, то для оцінки збурень електричних характеристик приземного шару атмосфери за аналогією з (3.4) можна записати рівняння для розподілу об'ємного заряду аерозолю:

$$\rho(x, y, z) \approx \frac{I_o e^{-y^2/2\sigma_y^2}}{2\pi \frac{dx}{dt} \sigma_y(x) \sigma_z(x)} \left[ e^{-\frac{(z-z^*)^2}{2\sigma_z^2}} + e^{-\frac{(z+z^*)^2}{2\sigma_z^2}} \right], \quad (3.5)$$

Знаючи розподіл щільності заряду  $\rho(x, y, z)$  можна розрахувати напруженість поля в будь-якій точці простору поблизу вогнища пожежі.

Потенціал електричного поля в точці  $(x_1, y_1, z_1)$  у розглянутій системі координат може бути записаний у вигляді:

$$\varphi(x_1, y_1, z_1) = 4 \int_0^\infty \int_0^\infty \int_0^\infty \frac{\rho(x, y, z)}{\sqrt{(x-x_1)^2 + y^2 + (z-z_1)^2}} dx dy dz. \quad (3.6)$$

Тут враховано симетричність  $\rho$  по осі  $y$ . Поблизу поверхні Землі силові лінії електростатичного поля  $E$  мають переважно нормальну складову  $E_z$  і тоді:

$$E_z(x_1) = - \left. \frac{d\varphi}{dz_1} \right|_{z_1 \rightarrow 0}. \quad (3.7)$$

Для одержання аналітичного рішення для  $E_z(x_1)$  полагаємо, що всі димові частинки зосереджені в еліптичному конусі з розмірами по осях  $y$  і  $z$ , рівними  $\approx \sigma_y(x)$  й  $\approx \sigma_z(x)$  і що усередині конуса при фіксованому  $x_1 > z^*$  значення  $\rho$  залежить від координати  $x$ , а межі інтегрування аналогічно [109] можна вибирати  $x_1/2$  й  $3x_1/2$ . Тоді рівняння для  $E_z(x_1)$ , придатне для проведення оцінок, може бути як і в [109] представлено у вигляді:

$$E_z(x_1) = 4\rho_0(x_1)^2 \int_{x_1/2}^{3x_1/2} \frac{1}{x} \ln \left[ \frac{\left( 1 + \sqrt{4A/\sigma_y^2(x)} \right)}{\left( 1 + \sqrt{4B/\sigma_y^2(x)} \right)} \sqrt{B/A} \right] dx, \quad (3.8)$$

де  $A = (x - x_1)^2 + (z^* + \sigma_z/2)^2$ ,  $B = (x - x_1)^2 + (z^* - \sigma_z/2)^2$ .

Оцінки показали, що для димових шлейфів пожеж, що охоплюють ефективний об'єм  $V \sim 5 \times 10^{10} \text{ м}^3$ , максимальне відхилення градієнта потенціалу електричного поля атмосфери від фонових значень становить  $\pm 10 \text{ кВ/м}$ , що порівнянно за величиною з його змінами під час пилових бур [112].

Наведене вище вираження (3.8) дозволяє зробити оцінки  $E_z$ : для  $x_1 = 1 \text{ м}$   $E_z \approx \cdot 10^3 \text{ В/м}$ , для  $x_1 = 100 \text{ м}$   $E_z \approx 50 \text{ В/м}$ . Отримана оцінка збурень  $E_z$  порівнянна за величиною з експериментальними змінами  $E_z$  перед сильними землетрусами [12, 142].

Питання передачі збурень із нижньої атмосфери в іоносферу й магнітосферу поки ще мало вивчені. Розглянемо коротко основні механізми (канали).

### ***Збурення вертикального електростатичного поля.***

В [6, 63] виконано розрахунок проникнення в іоносферу електричного поля, що генерується локальною областю в приземному шарі атмосфери (розглянутий випадок поля сейсмічного джерела) і показано, що ефективність проникнення поля вночі вище, ніж удень, і сильно залежить від розміру області локалізації вертикального поля  $E_z$ . Напруженість електричного поля на іоносферних висотах має помітне значення (0,3 – 0,7 В/м) тільки для великомасштабних джерел з характерним розміром більше приблизно 100 км за умови, що в епіцентрі величина  $|E_z| \approx 10^3$  В/м.

Як видно з наведених вище оцінок такі поля є реальними в зоні дуже великої пожежі. Тому можна говорити про те, що розглянуте джерело може приводити до змін напруженості  $E_z$  поля на іоносферних висотах (і до можливості реєстрації радіофізичними методами збурень концентрації електронів на цих висотах) за допомогою проникнення електричного поля, яке генериується локальною областю дуже великої пожежі в приземному шарі атмосфери.

### ***Зміни щільності атмосферного газу.***

Раніше було відзначено, що більші пожежі супроводжуються генерацією акустичного випромінювання в широкому діапазоні частот, сумарна потужність якого зростає в сотні разів у порівнянні з незбуреними умовами [18, 54–55, 90, 114]. Зміни щільності атмосферного газу у поверхні Землі в регіоні пожежі, які ми розглянули вище, досить ефективно проникають до висот іоносфери, тобто відбувається перенос збурень із нижньої частини атмосфери у верхню на іоносферні висоти, де в результаті взаємодії з магнітоактивною плазмою відбувається трансформація їх у хвилі різних типів (див., наприклад, [18, 54–55, 90, 114, 102, 104]) (відбувається їхнє посилення або генерація).

Акустичні ефекти внаслідок пожеж можуть мати не тільки локальні наслідки, оскільки при поширенні нагору ВГХ, дисипирують на висотах

100 – 250 км і змінюють при цьому динамічний режим середньої й верхньої атмосфери.

Відзначимо, що виконати конкретні оцінки для цього механізму представляється досить складним завданням і не є предметом даного дослідження.

### **Збурення параметрів глобального електричного ланцюга.**

Пожежі істотно змінюють електричні властивості приземної атмосфери. Провідність вогненного факела пожежі й гарячого повітря над ним значно вище, ніж провідність повітря поза вогнищем пожежі. Більша просторова довжина вогнища пожежі приводить до помітного збільшення струму провідності в обурених областях атмосфери, оскільки, як відомо, приземний шар атмосфери має найбільший опір у глобальному електричному ланцюзі. Тому передача збурень в іоносферу може здійснитися також у результаті збурення параметрів глобального електричного ланцюга (див., наприклад, [6, 59, 119, 208]) у результаті викиду великих мас наелектризованих продуктів горіння. Характерний час, очевидно, може становити  $\sim 10^3 - 10^4$  с.

Атмосферно-іоносферну електричну взаємодію в області великих пожеж будемо розглядати за методикою [72, 206]. Вона засновано на поданні мезосфери в якості активного елемента глобального атмосферного електричного ланцюга.

Для аналізу електродинамічних тропосферно-іоносферних зв'язків використаємо модель тропосферно-мезосферного електричного ланцюга з параметрами: джерело мезосферного струму із щільністю струму  $j_m \approx 10^{-9} \dots 10^{-8} \text{ A/m}^2$ , що викликає збурення температури й ефективної частоти зіткнень електронів до порядку величини; локальний приземний опір  $R_t$ ; локальний опір  $R_m$  мезосферного джерела; зовнішній опір глобального шару атмосфери між поверхнею Землі й нижньою границею іоносфери  $R_a \approx 200 \text{ Ом}$ .

У незбурених атмосферних умовах щільність струму розрядки глобального конденсатора (тобто щільність струму "ясної" погоди [41])  $j_a \approx 10^{-12} \text{ A/m}^2$  і  $j_m \gg j_a$ , тому при наявності  $j_m$  величиною  $j_a$  можна нехтувати. У незбурених умовах  $R_t \gg R_m \gg R_a$ . і тому загальний опір навантаження

мезосферного джерела струму  $R_i = R_m R_t / (R_m + R_t) \approx R_m$ , тобто електричні тропосферно-мезосферні зв'язки не проявляються [45, 72, 206].

В збурених умовах у регіоні над великими пожежами опір  $R_t$  може зменшуватися на порядок і більше, співвідношення між  $R_t$  і  $R_m$  міняється, тому змінюється й  $R_i$ . Наприклад, при зменшенні  $R_t$  до двох порядків  $R_t \ll R_m$ , а  $R_i \approx R_t$ . Тоді різниця потенціалів  $U$  у мезосфері, що визначає напруженість  $E$  мезосферного електричного поля, стає залежною від  $R_t$ . Зменшення ж  $R$  і  $R_t$  приводить до відповідного зменшення  $E$  і, як наслідок, до зниження температури електронів  $T_e$  у мезосфері через підвищення провідності тропосфери (аж до незбурених значень). Тому при наявності над областю великих пожеж потужних мезосферних електричних полів можлива реалізація такого механізму [72, 206]. Зростання на один-два порядків тропосферної провідності над регіоном за допомогою тропосферно-мезосферних електричних зв'язків приводить до падіння напруженості мезосферного електричного поля, що викликає швидке релаксаційне зниження температури  $T_e$  і ефективної частоти зіткнень електронів  $\nu_e$ , і відповідну зміну провідності мезосфери. Останній ефект може приводити до швидкої зміни умов поширення радіохвиль у нижній іоносфері над регіоном. Значна зміна електричного потенціалу в мезосфері над районом пожежі може викликати зміну різниці мезосферних потенціалів між регіоном пожежі й віддаленим районом спостереження, що еквівалентно зміні напруженості мезосферного електричного поля над районом спостереження. Тому можливо розвиток збурень мезосферної плазми й над районом спостереження, які можуть реєструватися радіофізичними методами [72, 206].

### ***Посилення атмосферної конвенції й турбулентності***

У регіоні пожежі відбувається істотне посилення атмосферної конвенції, розвивається атмосферна турбулентність, що має місце й на досить більших висотах [101]. У результаті цього відбувається збільшення конвекційного струму, внаслідок чого можлива передача збурень в іоносферу (див., наприклад, [101]). Характерний час переносу, очевидно,  $\sim 1 - 10$  доби. Відзначимо, що найбільш імовірним підтвердженням цього механізму є експериментальні дані, отримані в [1, 83] під час воєнних дій у Перській затоці й у Косово. Цей механізм передачі збурень також має потребу в подальшому вивченні.

## Екологічні ефекти

Під екологічними ефектами, як правило, розуміються помітні відхилення параметрів навколишнього середовища від природних незбурених значень, які впливають на флору й фауну планети. Тут особливо потрібно відзначити, що умови великих пожеж характеризуються відносною тривалістю факторів, що впливають на середовище перебування.

Екологічні наслідки великих пожеж пов'язані з: 1) масовими викидами в приземну атмосферу продуктів горіння (диму й сажі); 2) змінами приземного атмосферного електричного поля й 3) генерацією й посиленням електромагнітних і акустичних хвильових процесів.

Розглянемо коротко вплив перерахованих факторів.

### *Викиди в атмосферу продуктів горіння.*

Найбільш істотні екологічні наслідки пов'язані з викидами дрібного пилу, диму й сажі, які екранують сонячне випромінювання.

Сильні пожежі в регіоні, створюючи потужну вертикальну тягу (швидкість потоків повітря досягає  $\sim 10$  м/с), сприяють проникненню аерозолів, що складаються з диму й сажі (вуглець), до висот стратосфери на великій площі. Дим і сажа приводять відповідно до сильного розсіювання й поглинання сонячного випромінювання. При цьому утвориться потужний поглинаючий (екранируючий) шар. Маса аерозолів може становити  $\sim 10 - 100$  кт. Час знаходження аерозолів у стратосфері становить десятки діб, що приводить до значних екологічних наслідків.

Важливим є факт можливості стимуляції вторинних, значно більше енергійних, процесів. Про це вперше обґрунтовано відзначено автором [137, 156]. Вони пов'язані з розсіюванням аерозолями й поглинанням сажею (продуктами горіння, викинутими в стратосферу) сонячного випромінювання, а значить частковим екрануванням земної поверхні. Енергія вторинних процесів на 3 – 5 порядків перевершує енергію первинного джерела. Як показано в [137, 156], збурення, що виникають, поширюються на відстані  $\sim 1000$  км і охоплюють, очевидно, крім нижньої атмосфери, іоносферу й магнітосферу.

У результаті екранування сонячного випромінювання земна поверхня недоодержить, наприклад, за 10 діб пожежі близько  $10^{23}$  Дж енергії. Приблизно така ж енергія виділиться в атмосфері. Такі порушення енергетичного балансу мають помітне значення для земної поверхні й для атмосфери.

Важливо, що прояв екологічних наслідків буде помітним (і часто істотним і необоротним) далеко за межами зони пожежі й протягом тривалого часу після нього.

### ***Зміни приземного атмосферного електричного поля.***

Зміни приземного атмосферного електричного поля в регіоні великої пожежі, як відзначено вище, будуть приводити до змін провідності шару атмосфери поблизу поверхні Землі на значній площі. Оскільки цей шар атмосфери має найбільший опір у глобальному електричному ланцюзі, то будуть мати місце збурення електричних параметрів цього ланцюга, які приведуть до цілого ряду вторинних процесів в атмосфері, іоносфері й магнітосфері Землі [6, 59, 110–111, 119, 137, 198, 208]. Останні, у свою чергу, впливають на навколотє середовище в глобальних масштабах. Пророчити їхній вплив на середовище перебування важко, однак, не виключено, що воно може бути істотним.

### ***Генерація й посилення електромагнітних і акустичних хвильових процесів.***

У результаті генерації й посилення електромагнітних і акустичних хвильових процесів у регіоні пожежі потік потужності хвильового випромінювання зростає в сотні разів у порівнянні з незбуреними умовами [18, 55, 90, 114]. Наприклад, згідно [102] потік потужності акустичного випромінювання в природних умовах становить  $I_{a0} \approx 0.3\text{--}1$  МВт/м<sup>2</sup>. На площі в 50 км<sup>2</sup> будемо мати потужність акустичного випромінювання  $P_{a0} = I_{a0}S \approx 15\text{--}50$  квт. При пожежі на такій же площі потужність акустичного випромінювання зростає до  $P_a \approx 10$  МВт (оцінки виконані за методикою [137]). Відзначимо, що  $P_a \gg P_{a0}$ .

Більша частина енергії акустичного випромінювання доводиться на частку низькочастотних АГХ, тобто ВГХ, які, як відзначалося раніше, ефективно проникають на висоти іоносфери (до 200 – 300 км), дисипирують і відіграють помітну роль у зміні динамічного режиму середньої й верхньої атмосфер Землі.

## **Висновки**

1. Великі пожежі площею не менш 2000 – 5000 га приводять до помітних, часто істотних і необоротних змін у системі Зімля-приземна ат-

мосфера-іоносфера. Прояв їх у цій системі комплексний: вони сильно впливають на екологічну обстановку, на розподіл атмосферної електрики, на параметри глобального електричного ланцюга, на тепловий баланс в атмосфері і її динаміку.

Середні потужність і енерговиділення великої пожежі досягають  $1 - 10^2$  ГВт і  $10^2 - 10^3$  Тдж відповідно.

2. Поблизу зони великої пожежі атмосферне електричне поле в десятки-сотні разів перевищує фонове значення й може становити  $|E_z| \approx 10^3$  В/м. Збурення вертикального електростатичного поля може приводити до змін напруженості  $E_z$  поля на іоносферних висотах (і до реєструємим радіофізичними методами збуренням концентрації електронів) за допомогою проникнення електричного поля, яке генерується локальною областю дуже великої пожежі в приземному шарі атмосфери.

3. Зростання на 1 – 2 порядки тропосферної провідності над регіоном пожежі при наявності над цією областю потужних мезосферних електричних полів за допомогою тропосферно-мезосферних електричних зв'язків приводить до падіння напруженості мезосферного електричного поля, що може приводити до швидкої зміни умов поширення радіохвиль у нижній іоносфері над регіоном.

Значна зміна електричного потенціалу в мезосфері над районом пожежі може викликати зміну різниці мезосферних потенціалів між регіоном пожежі й віддаленим районом спостереження, тому можливо розвиток збурень мезосферної плазми й над районом спостереження, які реєструються радіофізичними методами.

4. У результаті генерації й посилення електромагнітних і акустичних хвильових процесів в атмосфері в зоні й над регіоном пожежі потік потужності хвильового випромінювання зростає в сотні разів у порівнянні з незбуреними умовами. Більша частина енергії акустичного випромінювання доводиться на частку низькочастотних АГХ, які, ефективно проникають на висоти іоносфери (до 200 – 300 км), дисипирують і відіграють помітну роль у зміні динамічного режиму середньої й верхньої атмосфер Землі.

5. Великі пожежі можуть приводити до стимуляції вторинних, значно більше енергійних, процесів у глобальних масштабах. Вони пов'язані з розсіюванням сонячного випромінювання продуктами горіння (а значить частковим екрануванням земної поверхні), викинутими в стратосферу.



Енергія вторинних процесів на 3 – 5 порядків перевершує енергію первинного джерела. Такі порушення енергетичного балансу мають помітне значення для земної поверхні й для атмосфери.

Прояв екологічних наслідків буде помітним (і часто істотним і необоротним) далеко за межами зони пожежі й протягом тривалого часу після нього.

### **3.7. Атмосферна електрика мегаполісів і деякі аспекти атмосферно-іоносферної електричної взаємодії**

#### **Джерела атмосферної електрики в мегаполісах**

Розглянемо основні фактори, які можуть бути джерелами атмосферної електрики в межах мегаполіса. Умовно їх можна розділити на наступні 3 категорії: 1: електромагнітні; 2: тепло-пилові; 3: хімічні.

До *першої* з них віднесемо:

1) протяжні високовольтні лінії електропередачі (для них характерно постійна присутність розподілених у просторі уздовж лінії передачі коронуючих розрядів, інтенсивність яких помітно зростає при несприятливих погодних умовах);

2) трансформаторні підстанції промислових підприємств (вони займають порівняно великі площі й характеризуються значним підвищенням розподіленого об'ємного заряду й електромагнітного поля в їхній зоні й околиці);

3) телевізійні й радіопередавальні станції всіх діапазонів, включаючи телефонні (характеризуємо як постійно діючі й відносно локалізовані джерела потужних нестаціонарних електромагнітних полів, що порівняно рівномірно опромінюють зону мегаполіса);

4) лінії електропередачі міського наземного електротранспорту (для них характерні великі довжини, густина, відносна рівномірність просторового розподілу в зоні мегаполіса, наявність великого числа коронуючих розрядів внаслідок короткого замикання й поганих контактів у мережах, особливо при несприятливих погодних умовах);

5) міська освітлювальна електрична мережа (характерним для неї є те, що вона створює постійно присутній нестаціонарний електромагнітний фон, приблизно рівномірно розподілений у поверхні Землі).

Відомо, що атмосферний пил (у широкому розумінні цього терміна він включає як ґрунтовий пил, так і продукти техногенної діяльності людей, наслідки пожеж і т.д.) є джерелом нестаціонарної атмосферної електрики [123]. Тому до *другої категорії* віднесемо наступні основні джерела:

1) компоненти, що надходять в атмосферу при роботі ТЕЦ, які містять у собі газові й пилові продукти згоряння різного палива; теплові потоки й водяний пар. Наявність поряд з великими ТЕЦ великої кількості дрібних структур подібного типу (котельні підприємств, районів і т.д.) дозволяє розглядати це джерело забруднення як нерівномірно розподілені у зоні мегаполіса;

2) теплове й газове забруднення атмосфери наземним транспортом при спалюванні бензинового, газового й дизельного палива (характерна велика насиченість атмосфери в мегаполісі продуктами згоряння й відносна нерівномірність рівня забруднення за часом доби);

3) тепло-пилові компоненти діяльності промислових підприємств при роботі великих промислових печей, ливарних виробництв і т.п. (як правило, характерний високий ступінь концентрації різних пилових компонентів, часто з нерівномірним розподілом у часі й у зоні мегаполіса);

4) властиво ґрунтовий пил (найбільш вагома складова його - пил автодоріг і тротуарів), яка у результаті постійної присутності різних горизонтальних і висхідних (часто сильних, – що характерно для мегаполісів) повітряних потоків є як джерелом забруднення атмосфери, так і нестаціонарної атмосферної електрики [123];

5) газо-теплове випромінювання будинків і асфальтового покриття доріг і тротуарів (вплив цього компонента буде помітно, в основному, у літній період при порівняно високій температурі повітря, коли відбувається виділення в атмосферу різних газових компонентів із твердих покриттів будинків і поверхні Землі, а також теплової конвекції) ;

6) пожежі й спалювання сміття в межах мегаполіса (для цього джерела характерна сезонність, - весна-осінь, - коли проводиться масове спалювання різного, часто екологічно дуже шкідливого для флори й фауни, сміття й опалих з дерев листів). Часто це джерело робить, принаймні, не менший вплив, чим великі пожежі;

7) аварії в теплових і каналізаційних мережах (для цього джерела характерно те, що вони постійно мають місце в межах мегаполіса, охоплюють порівняно більші площі й супроводжуються викидами гарячої води й

пари. Гаряча вода й пар, як відомо, є джерелами модифікації приземного атмосферного електричного поля).

До *третьої категорії* віднесемо:

1) викиди й витік хімічних речовин, недостатнє очищення різного роду відходів на підприємствах хімічній, текстильній, кондитерській і т.д. галузей промисловості (для цього джерела, як правило, характерний відносно високий ступінь забруднення атмосфери; просторово-часова нерівномірність; наявність не тільки відносно пасивних аерозолів, але й хімічно, а отже й електрично активних складових).

Перераховані джерела часто по-різному впливають на атмосферну електрику в і над мегаполісом залежно від пори року й доби.

Відзначимо, що в ряді випадків у межах мегаполісів можливі генерація й посилення акустичних і інфразвукових коливань (наприклад, у результаті сильного посилення циркуляції повітря, обумовленого вітрами), які також сприяють поділу зарядів в атмосфері й модифікації приземного атмосферного поля.

### **Можливості оцінки змін атмосферної електрики**

Можливість розрахунку змін атмосферної електрики в зоні мегаполіса представляється дуже складним завданням через велике різноманіття джерел атмосферної електрики і їхнього різного характеру впливу на приземну атмосферу. Тому реальними є тільки узагальнені оцінки на основі модельних розрахунків і оцінок по можливості для всіх перерахованих вище джерел. Варто помітити, що правильним буде підхід до оцінки змін атмосферної електрики в зоні мегаполіса, що враховує одночасний спільний вплив перерахованих факторів.

Наприклад, для джерел аерозолів розподіл об'ємного заряду може бути отримане з формули для розподілу середньої їхньої масової концентрації  $\langle M(x,y,z) \rangle$ . По відомому розподілу щільності  $\rho(x,y,z)$  об'ємного заряду можна розрахувати напруженість  $E(x,y,z)$  електричного поля в довільній п'якці простору, що оточує мегаполіс.

Взаємозв'язок основних елементів електрики (розглядаючи основні характеристики  $N_{\pm}, \mu_{\pm}, E_{\pm}$  – концентрації, рухливості й напруженості електричного поля позитивних і негативних іонів відповідно) в атмосфері (над мегаполісом зокрема) з іншими характеристиками атмосфери можна про-

стежити, розглядаючи рівняння балансу іонів в атмосфері (випадок моно-рухливих іонів і аерозолів) [156]:

$$\frac{dN_{\pm}}{dt} + V_{\infty} \nabla N_{\pm} = \nu - \alpha_{\pm} N_{+} N_{-} - \beta_{\pm} N_{\pm} N_{\alpha} + \mu_{\pm} \frac{d(E_{\pm} N_{\pm})}{dz} + \frac{d}{dz} (K_T \frac{dN_{\pm}}{dz}), \quad (3.8)$$

Тут другий доданок ліворуч описує адвективне перенесення; перший доданок праворуч – інтенсивність іоноутворення; другий – рекомбінацію; третій – адсорбцію іонів з аерозолями; останні два доданки враховують перенос іонів в електричних і турбулентних полях.

Для розрахунку кінетики концентрацій іонів обох знаків (негативного й позитивних)  $N_{\pm}$  і електричного поля  $E$  в горизонтально-однорідній атмосфері застосовна система рівнянь [110]:

$$\frac{\partial N_{+}}{\partial t} = \nu - \alpha_{\pm} N_{+} N_{-} + \frac{\partial(K_T + D_{+})}{\partial z} \frac{\partial N_{+}}{\partial z} - e \mu_{+} \frac{\partial(E N_{+})}{\partial z}, \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial N_{-}}{\partial t} = \nu - \alpha_{\pm} N_{+} N_{-} + \frac{\partial(K_T + D_{-})}{\partial z} \frac{\partial N_{-}}{\partial z} - e \mu_{-} \frac{\partial(E N_{-})}{\partial z}, \quad (3.10)$$

$$\frac{\partial E}{\partial z} = \frac{e(N_{+} - N_{-})}{\varepsilon_0}, \quad (3.11)$$

де  $\nu$  – інтенсивність іоноутворення,  $\alpha_{\pm}$  – коефіцієнт рекомбінації іонів,  $D_{\pm}$  – коефіцієнти дифузії,  $N_{\alpha}$  – концентрація аерозолів. Відзначимо, що для повноти картини в рівняння (3.8) для реальної атмосфери необхідно додати члени, що враховують конвективне й турбулентне розмивання іонної хмари, фізико-хімічний стан природного аерозолу, перенос у повітря іонів розчинених у воді речовин і утворення конденсату при біполярній іонізації повітря (див., наприклад [111]).

Рішення системи (3.9 – 3.11) у стаціонарному випадку дозволяє одержати оцінки  $E \approx 100 - 200$  В/м, що порівнянно з емпіричними значеннями [126].

Щільність вертикального електричного струму визначають його компоненти - струм провідності, дифузійний і конвективний струми:

$$J = ZE_z - z_1 e [(K_T + D_M) \frac{\partial N_{\pm}}{\partial z} + N_{\pm} V_{\infty}]. \quad (3.12)$$

Тут  $E_z$  – напруженість електричного поля,  $K_T$  і  $D_M$  – коефіцієнти турбулентної й молекулярної дифузії,  $N_{\pm}$  – концентрації аероіонів,  $V_{\infty}$  – швидкість вітру,  $z_1 e$  – заряд іона,  $z_1$  – число зарядів,  $Z$  – повна електрична провідність повітря, обумовлена характеристиками аероіонів різних знаків: зарядом  $z_1 e$  і спектром подвижностей  $\mu_{\pm}$  :

$$Z = \int_0^{\infty} N_+(\mu) \mu_+ d\mu + \int_0^{\infty} N_-(\mu) \mu_- d\mu, \quad (3.13)$$

У реальній атмосфері переважний внесок у провідність вносять легкі іони ( $\mu_{\pm} = 0,5 - 5 \text{ см}^2/(\text{В с})$ ), тому на практиці використовують запис для полярних провідностей  $\lambda_{\pm}$  через середні значення рухливості й одиничні заряди ( $z_1 = 1$ ):

$$\lambda_{\pm} = q N_{\pm} \bar{\mu}_{\pm}, \quad (3.14)$$

де  $q = ez_1 = 1,6 \cdot 10^{-19}$  Кл,  $\bar{\mu}_- = 1,3$  і  $\bar{\mu}_+ = 1,8 \text{ см}^2/(\text{В с})$  .

Опір стовпа атмосфери розраховують за даними про висотний розподіл сумарної електричної провідності повітря. Внесок різних ділянок атмосфери в опір  $R$  розподіляється в такий спосіб [197]: приземний шар – 10%, шар обміну (0,1 – 2 км) – 60%, верхня тропосфера й стратосфера – 30%. Глобальний загальний опір земної атмосфери становить 200 – 240 Ом. Максимум провідності й відповідно мінімум опору стовпа повітря досягається на сході Сонця, а максимум  $R$  – в 14 – 16 годин місцевого часу.

Перераховані вище в розділі фактори можуть стимулювати підняття заряджених структур на більші висоти (у порівнянні із зоною поза мегаполісом) і привести до посилення впливу електричного поля, що утвориться в зоні мегаполіса, на іоносферу.

Оскільки зі збільшенням висоти електрична міцність атмосфери знижується, то в окремих областях заряджених структур може реалізуватися режим сильних електричних полів, близьких до полів коронних розрядів. У цих умовах зв'язок між електричним струмом  $\vec{J}$  і полем  $\vec{E}$  стає нелінійною:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} + \frac{\sigma_k}{E_k} \alpha \vec{E}, \quad (3.15)$$

тут  $\sigma, \sigma_k$  – лінійна й нелінійна провідності атмосфери,  $\sigma \ll \sigma_k$ ,  $E_k$  – критичне поле запалювання заряду,  $\alpha$  – коефіцієнт. В [104] зроблено оцінки й показано, що внесок нелінійного ефекту у формування заряджених структур великий і за рахунок цього електричне поле в іоносфері буде помітно посилено.

### **Моделі атмосферно-іоносферної електричної взаємодії**

Питанням проникнення електричних полів в іоносферу, як ми вже відзначали, присвячено багато літератури. Зокрема в [63, 200] вирішується завдання про проникнення електричного поля із тропосфери в іоносферу, а в [38, 63, 72, 206] моделюються можливі зміни основних параметрів D-області іоносфери.

Завдання взаємозв'язку атмосферно-іоносферної електрики в літературі вирішуються, як правило, двома способами: перший з них містить у собі побудова моделі й розрахунок проникаючих з атмосфери в іоносферу електричних полів  $E$  (звичайно для вертикальної складової  $E_z$ , дивися, наприклад, [63, 200]); другий – заснований на гіпотезі про те, що система Земля – іоносфера є глобальним просторовим конденсатором, у якому однієї з обкладок є поверхня Землі (і приземна атмосфера), а іншою – нижня границя іоносфери (висоти  $z \sim 60 - 65$  км удень і  $z \sim 80 - 90$  км уночі) [25, 197]. Однак дотепер питання передачі збурень із нижньої атмосфери в іоносферу й магнітосферу поки ще мало вивчені. Розглянемо коротко основні можливі механізми (канали).

### ***Збурення вертикального електростатичного поля.***

В [6, 63] на основі розрахунків проникнення в іоносферу електричного поля, яке генериується локальною областю сейсмічного джерела в приземному шарі атмосфери показано, що напруженість електричного поля на іоносферних висотах має помітне значення (0,3 – 0,7 В/м) тільки для великомасштабних джерел з характерним розміром  $\geq 100$  км за умови, що в епіцентрі величина  $|E_z| \approx 10^3$  В/м.

Як показують оцінки такі поля є реальними тільки в локальних областях в зоні мегаполіса з характерними розмірами  $\sim 100 - 1000$  м і тому розглянуте джерело, очевидно, не може приводити до змін напруженості  $E_z$  поля на іоносферних висотах (і до збурень концентрації електронів на цих висотах, які можуть реєструватися радіофізичними методами) за допомогою проникнення електричного поля, яке генерується локальною областю мегаполіса в приземному шарі атмосфери.

### ***Зміни щільності атмосферного газу.***

Раніше було відзначено, що в ряді випадків у межах мегаполісів можливі генерація й посилення акустичних і інфразвукових коливань, сумарна потужність акустичного випромінювання зростає в десятки разів у порівнянні з незбуреними умовами. Зміни щільності атмосферного газу в поверхні Землі в регіоні мегаполіса досить ефективно проникають до висот іоносфери, тобто відбувається перенос збурень із нижньої частини атмосфери у верхню на іоносферні висоти, де в результаті взаємодії з магнітоактивною плазмою відбувається трансформація їх у хвилі різних типів (див., наприклад, [18, 54–55, 90, 102, 104, 114]) (відбувається їхнє посилення або генерація).

Відзначимо, що виконати конкретні оцінки для цього механізму представляється досить складним завданням.

### ***Збурення параметрів глобального електричного ланцюга.***

У зоні мегаполіса істотно змінюються електричні властивості приземної атмосфери, помітно зростає провідність повітря в порівнянні з регіонами поза мегаполісом. Велика просторова довжина мегаполіса приводить до великого збільшення струму провідності в збурених областях атмосфери, оскільки, як відомо, приземний шар атмосфери має найбільший опір у глобальному електричному ланцюзі.

Тому передача збурень в іоносферу може здійснитися також у результаті збурення параметрів глобального електричного ланцюга (див., наприклад, [6, 45, 208]).

## ***Посилення атмосферної конвекції й турбулентності***

У регіоні мегаполіса часто відбувається істотне посилення атмосферної конвекції, розвивається атмосферна турбулентність, що має місце й на досить більших висотах [101]. У результаті цього відбувається збільшення конвекційного струму, внаслідок чого можлива передача збурювань в іоносферу (див., наприклад, [101]). Характерний час переносу, очевидно,  $\sim 1 - 10$  діб. Відзначимо, що найбільш імовірним підтвердженням цього механізму є експериментальні дані, отримані в [1, 137, 208] під час воєнних дій у Перській затоці й у Косово. Цей механізм передачі збурень має потребу в подальшому вивченні.

### **Екологічні аспекти.**

Під екологічними ефектами, як правило, розуміються помітні відхилення параметрів навколишнього середовища від природних незбурених значень, які впливають на флору й фауну планети.

Відомо, що в регіонах природних катаклізмів (наприклад, у регіонах підготовки сильних землетрусів, вивержень вулканів і т.д.), де виявлені літосферно-атмосферно-іоносферні взаємодії, короткочасно міняються параметри середовища перебування (зокрема, спостерігаються численні випадки порушення фізіологічного стану живих організмів, людей у тому числі). У порівнянні з такими джерелами умови в мегаполісах відрізняються тривалістю дії факторів атмосферно-іоносферної взаємодії. Вплив таких факторів у літературі практично не досліджувалося з такою постановкою завдання, що робить актуальним завдання комплексного моніторингу приземної атмосфери як в, так і над мегаполісом.

Відповідно до попередніх оцінок збільшення концентрації іонів до  $10^5 - 10^6 \text{ см}^{-3}$  в атмосфері над мегаполісом повинне приводити до посилення напруженості електричного поля в 2 – 3 рази. У зв'язку із цим надто важливо провести виміри електричного поля в атмосфері над мегаполісом і налагодити регулярний моніторинг для цілей вивчення, прогнозування й обліку впливу атмосферної електрики на екологічну обстановку й здоров'я людей у мегаполісі.

Екологічні ефекти в мегаполісі пов'язані з:



- 1) масовими викидами в приземну атмосферу продуктів горіння, включаючи вихлопні гази наземного транспорту (диму, сажі, важких металів);
- 2) змінами приземного атмосферного електричного поля;
- 3) генерацією й посиленням електромагнітних і акустичних хвильових процесів;
- 4) забрудненням середовища перебування в мегаполісі газо-пиловими компонентами, обумовленими перерахованими раніше джерелами.

Розглянемо коротко вплив перерахованих факторів.

### ***Викиди в атмосферу продуктів горіння й газо-пилових компонентів.***

Найбільш істотні екологічні наслідки пов'язані з викидами дрібного пилу, диму, сажі включаючи вихлопні гази наземного транспорту, випарами асфальтового покриття доріг, тротуарів і дахів будинків, які, крім прямого негативного впливу на флору й фауну в мегаполісі, екранують сонячне випромінювання.

Сильні вітри, створюючи вертикальну тягу, сприяють проникненню аерозолів до висот стратосфери на великій площі. Пил, дим і сажа приведуть до сильного розсіювання й поглинання сонячного випромінювання. При цьому утвориться потужний поглинаючий (екраніруючий) шар. Маса аерозолів може становити  $\sim 1 - 10$  кт. Час перебування аерозолів у стратосфері становить десятки доби, що приводить до значних екологічних наслідків.

У результаті екранування сонячного випромінювання земна поверхня недоодержить, наприклад, за 10 діб близько  $10^{21}$  Дж енергії. Приблизно така ж енергія виділиться в атмосфері. Такі порушення енергетичного балансу мають помітне значення для земної поверхні й для атмосфери, оскільки відбувається зміна термічного й динамічного режимів атмосфери й характеру взаємодії атмосфери із землею поверхнею в порівнянні із простором поза мегаполісом.

Важливо, що прояв екологічних наслідків буде помітним (і часто істотним і необоротним) далеко за межами зони мегаполіса й протягом тривалого часу.

### ***Зміни приземного атмосферного електричного поля.***

Зміни приземного атмосферного електричного поля в регіоні мегаполіса, як відзначено вище, будуть приводити до змін провідності шаруючи атмосфери поблизу поверхні Землі на значній площі. Оскільки цей шар атмосфери має найбільший опір у глобальному електричному ланцюзі, то будуть мати місце збурення електричних параметрів цього ланцюга, які приведуть до ряду вторинних процесів в атмосфері, іоносфері й магнітосфері Землі [59, 119, 137, 208]. Останні, у свою чергу, впливають на навколотє середовище в глобальних масштабах. Пророчити їхній вплив на середовище перебування важко, однак, не виключено, що воно може бути істотним.

### ***Генерація й посилення електромагнітних і акустичних хвильових процесів.***

У результаті генерації й посилення електромагнітних і акустичних хвильових процесів у мегаполісі потік потужності хвильового випромінювання зростає в десятки разів у порівнянні з незбуреними умовами. Сумарна потужність такого випромінювання визначається часткою  $\eta_a$  потужності  $P$ , преутвореної в потужність акустичного випромінювання  $P_a$ . Спостереження показали, що в середньому  $\eta_a \approx 0.3\%$  [18, 55]. Наприклад, згідно [102] потік потужності акустичного випромінювання в природних умовах становить  $\Pi_{a0} \approx 0.3 - 1$  мВт/м<sup>2</sup>. При площі окремого джерела близько  $10^4$  м<sup>2</sup> величина потужності  $P_{a0} = \Pi_{a0}S = 3 - 10$  Вт. Якщо для оцінки взяти площу мегаполіса в 300 км<sup>2</sup>, то потужність акустичного випромінювання складе біля  $P_{a0} = \Pi_{a0}S \approx 60 - 400$  кВт. При великій кількості джерел, що характерно для мегаполіса, на такій же площі потужність акустичного випромінювання зростає до  $P_a \approx 1$  МВт (оцінки виконані за методикою [136]).

Відзначимо, що  $P_a > P_{a0}$ . Більша частина енергії акустичного випромінювання, як вже відзначалося, припадає на частку низькочастотних АГХ, тобто ВГХ, які ефективно проникають на висоти іоносфери (до 200 – 300 км), диссипірують і відіграють помітну роль у зміні динамічного режиму середньої й верхньої атмосфер Землі.

Вкрай складно виконати розрахунки енергетики перерахованих у розділі 2 джерел. Реальним представляється виконати лише оцінки. Розглянемо деякі з них.

### ***Джерела електромагнітного випромінювання.***

Потужність електричного струму  $P_e$ , що передається по високовольтних лініях електропередач (ЛЕП) становить порядку 1Мвт – 1 ГВт, сумарна довжина ліній  $L_e \sim 10^2$  км. Для ліній електропередачі наземного електротранспорту й міський освітлювальній мережі  $P_e$  й  $L_e$  будуть  $\sim 1$ Мвт,  $1 - 10$  Мвт і  $\sim 10^2 - 10^3$  км і  $10^3 - 10^4$  км відповідно. Для останніх, як відзначено раніше, характерна відносно велика щільність (густота) розподілу в межах мегаполіса. Такі системи здатні випромінювати електромагнітну енергію на частотах 50 або 60 Гц і їхніх гармоніках. Оскільки частка електроенергії, яка втрачається в ЛЕП, становить (з огляду на втрати на нагрівання проводів і випромінювання), як правило, не менш 10%, то сумарна енергія, виділювана цим джерелом у мегаполісі, буде істотною. Частка потужності, що випромінюється в навколишній простір, не відома, однак можна думати, що вона не дуже мала (точніше можна сказати, що досить велико, оскільки ще з 70-х років ХХ сторіччя багаторазово спостерігаються різні ефекти, пов'язані зі зміною напруги в ЛЕП [84]). Наприклад, на основі статистичного аналізу варіацій геомагнітного поля за сто років, виявили їхнє посилення по суботах і неділям (виявлені також значимі варіації в параметрах іоносферної плазми). Цей ефект з'явився на рубежі ХІХ-ХХ століть і, очевидно, пов'язаний з випромінюванням потужних ліній електропередач (ЛЕП). Цей комплекс іоносферно-магнітосферних ефектів, одержав назву «ефектів вихідних днів».

Випромінювання ЛЕП також стимулює підвищення активності дуже низько частотних (ДНХ)-хорів над промислово розвиненими регіонами, посилення рівня радіошумів у діапазоні частот 0,6 – 6 МГц.

У роботах [17, 125] виконані спроби виявити ефекти в геокосмосі, обумовлені впливом наземних радіозасобів. Ефект, виявлений в [17], очевидно, обумовлений синхронними перемиканнями великої кількості радіосистем [22]. У цих же роботах описані великомасштабні (не менш 100 км) ефекти в іоносфері, стимульовані впливом потужного радіовипромінювання. Концентрація значної кількості потужних радіозасобів у промислово-розвитих зонах мегаполісів приводить до глобальності таких ефектів.

### ***Тепло-пилові й хімічні джерела.***

Сильні вітри в межах мегаполіса породжують конвекцію й атмосферну турбулентність, які супроводжуються генерацією шумового акустичного

випромінювання й акустико-гравітаційних хвиль (АГХ) (і, зокрема, інфразвуку). Оцінимо для них потік акустичної потужності. Для атмосферної конвекції покладемо: характерний розмір конвективної комірки  $\sim 10$  м, швидкість вертикального підйому  $\sim 10$  м/с, час підйому в нижній атмосфері  $\sim 10^3$  с, число комірок  $\sim 10^3$ . Тоді ефективний об'єм конвективного джерела  $\sim 10^{10}$  м<sup>3</sup>, сумарні ефективні кінетична енергія й потужність складуть  $\sim 10^{13}$  Дж і  $\sim 10^{10}$  Вт відповідно. Відомо, що в акустичну енергію перетвориться приблизно 0,1% кінетичної енергії [18, 54–55, 90, 114] (на основі спостережень у зоні пожеж звичайно полагають 0,1 – 0.3% [18, 54–55, 90, 114]), тоді акустична потужність  $P_a$  складе  $\sim 10^7$  Вт, потік акустичної потужності на границі атмосфери  $\sim 1 – 5$  Вт/м<sup>2</sup>. У реальності через ефект усереднення («розмивання»), очевидно, потік потужності становить  $\sim 1$  Вт/м<sup>2</sup>. Для атмосферної турбулентності, що супроводжується генерацією шумового акустичного випромінювання, згідно [137, 139]:

$$P_a = k_a \rho \sigma_v^3 V M^5 / l, \quad (3.16)$$

де  $k_a \approx 100$ ,  $\rho$  – щільність повітря,  $\sigma_v$  – середньоквадратичне значення турбулентної швидкості,  $V$  – об'єм вихрячи розміром  $l$ ,  $M$  – число Маху. Полагаючи, наприклад, для висоти 10 км швидкість вітру 15 м/с,  $\rho \approx 0,2$  кг/м<sup>3</sup>,  $\sigma_v \approx 10$  м/с і  $l = 100$  м одержимо  $P_a \approx 2$  Вт, а щільність потоку біля джерела  $\sim 1,5 \cdot 10^{-4}$  Вт/м<sup>2</sup>. Беручи до уваги, що кількість таких комірок може становити  $\sim 10^3$ , то сумарний потік з урахуванням ефекту усереднення становить  $\sim 1$  мВт/м<sup>2</sup>. У природних умовах поза зоною мегаполіса потік акустичної потужності становить  $\approx 0,3 – 1$  мВт/м<sup>2</sup> [102, 137, 139].

## Висновки

1. Мегаполіси площею не менш 200 – 300 км<sup>2</sup> надають помітний, часто істотний вплив у системі Земл-приземна атмосфера-іоносфера, приводячи до необоротних змін у ній. Прояв їх у цій системі комплексний: вони істотно впливають на екологічну обстановку, на розподіл атмосферної електрики, на параметри глобального електричного ланцюга, на тепловий баланс в атмосфері і її динаміку.

2. Поблизу зони мегаполіса атмосферне електричне поле в десятки-сотні разів перевищує фонове значення й може становити

$|E_z| \approx 10^2 - 10^3$  В/м. Однак такі збурення вертикального електростатичного поля не можуть приводити до змін напруженості  $E_z$  поля на іоносферних висотах (і до збурень концентрації електронів на цих висотах, які реєструються радіофізичними методами) за допомогою прямого проникнення електричного поля, яке генерирується локальною областю мегаполіса в приземному шарі атмосфери.

3. Зміни приземного атмосферного електричного поля в регіоні мегаполіса викликають помітні зміни тропосферної провідності шару атмосфери поблизу поверхні Землі на значній площі. Це приводить до збурень параметрів глобального електричного ланцюга, які ініціюють ряд вторинних процесів в атмосфері, іоносфері й магнітосфері Землі. Останні, у свою чергу, впливають на навколотє середовище в глобальних масштабах. Пророчити їхній вплив на середовище перебування важко, однак, не виключено, що воно може бути істотним.

4. У результаті генерації й посилення електромагнітних і акустичних хвильових процесів в атмосфері в зоні й над мегаполісом потік потужності хвильового випромінювання зростає в сотні разів у порівнянні з фоновими умовами. Більша частина енергії акустичного випромінювання доводиться на частку низькочастотних АГХ, які, ефективно проникають на висоти іоносфери (до 200 – 300 км), дисипирують і відіграють помітну роль у зміні динамічного режиму середньої й верхньої атмосфер Землі.

5. Істотні екологічні наслідки пов'язані з викидами в стратосферу дрібного пилу, диму, сажі (включаючи вихлопні гази наземного транспорту), випарами асфальтового покриття доріг, тротуарів і дахів будинків, які, крім прямого негативного впливу на флору й фауну в мегаполісі, екранують сонячне випромінювання, що може приводити до стимуляції вторинних, значно більш енергійних, процесів у глобальних масштабах. Прояв екологічних наслідків істотний й часто необоротний далеко за межами зони мегаполіса протягом тривалого часу.

## 4. Про можливості генерації низькочастотних вістлерів у нижній іоносфері в періоди збурень різної природи

### 4.1. Основні положення

Відомо, що при сильних грозах, вибухах, землетрусах і інших збуреннях генеруються інфразвукові хвилі в діапазоні частот  $0,01 \text{ Гц} < f_1 < 20 \text{ Гц}$  (див., наприклад, [58]). Такі хвилі досить вільно проникають до висот Е-області іоносфери (висоти  $z \sim 100 - 160 \text{ км}$ ), що приводить до появи додаткових струмів і збуренню електричних і магнітних полів, тобто до генерації або посилення різних хвиль. Відомо також, що вістлери (свистові моди) являють собою електромагнітні хвилі, які поширюються в слабоіонізованій плазмі, для якої виконуються умови:

$$\nu_{en} \ll \omega_{Be}, \nu_{in} \gg \omega_{Bi}, \quad (4.1)$$

( $\omega_{Be}, \omega_{Bi}$  – гірчастоти,  $\nu_{en}, \nu_{in}$  – частоти зіткнень із нейтралами електронів і іонів). Для таких хвиль електрони, беручи участь у руху інфразвукової хвилі, пов'язані з магнітними силовими лініями й роблять дрейф у схрещених полях, а іони внаслідок зіткнень із нейтралами не піддані дії магнітного поля й практично спочивають або рухаються під контролем інфразвукової хвилі (при наявності інфразвуку). Ці умови виконуються на висотах Е-області іоносфери. Присутність таких хвиль в епіцентральної зоні й на деякій видаленні від джерела збурення виявлялося експериментально (див., наприклад, [82]). Питання поширення низькочастотного вістлера в цій області висот досить повно розглянуті в [78]. В [121] вирішене завдання генерації таких хвиль в Е-області іоносфери акустичними хвилями.

Далі у роботі показана можливість генерації низькочастотного вістлера інфразвуком.

Вихідна система рівнянь складається з рівнянь Максвелла (4.2), рівнянь динаміки (збереження кількості руху частинок) (4.3, 4.4) і рівняння безперервності (4.5):

$$\text{rot} \vec{B} = (4\pi / c) \vec{j}, \text{rot} \vec{E} = -(1/c) \frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \vec{j} = \sigma \vec{E}, \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial \vec{V}_i}{\partial t} + (\vec{V}_i \nabla) \vec{V}_i = \frac{q}{m_i} (\vec{E} + \frac{1}{c} [\vec{V}_i \vec{B}]) - v_{in} (\vec{V}_i - \vec{V}_n) - v_{ei} \frac{m_e}{m_i} (\vec{V}_i - \vec{V}_e), \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial \vec{V}_e}{\partial t} + (\vec{V}_e \nabla) \vec{V}_e = -\frac{q}{m_e} (\vec{E} + \frac{1}{c} [\vec{V}_e \vec{B}]) - v_{en} (\vec{V}_e - \vec{V}_n) - v_{ei} (\vec{V}_e - \vec{V}_i), \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial N_\alpha}{\partial t} + \text{div} N_\alpha \vec{V}_\alpha = 0, \quad (4.5)$$

Тут  $q, m_e$  - заряд і маса електронів,  $m_i$  - маса іонів,  $\alpha = e, i$ , індекс  $n$  відповідає нейтралам,  $\vec{V}_\alpha$ ,  $\vec{V}_n$  - їхні гідродинамічні швидкості. Розглядаємо двохкомпонентну плазму. При рішенні рівнянь (4.2) – (4.5) використаємо лінійне наближення для рівнянь у гауссовій системі координат, що обрано таким чином: хвильовий вектор  $\vec{k}$  збігається з віссю  $z$ , вектор магнітної індукції  $\vec{B}$  перебуває в площини  $yz$ , кут  $\vec{k}\vec{B} = \theta$ . Зміни  $\vec{V}_\alpha$  й напруженості електричного поля  $\vec{E}$  носять хвильовий характер, тобто  $\vec{V}_\alpha, \vec{E} \sim \exp i(\omega t - \vec{k}\vec{r})$ . Полагаємо масу іонів досить великою, що дозволяє зневажити дією магнітного поля на іони. Змушені коливання іоносферної плазми в результаті впливу на неї інфразвукової хвилі розглядаємо як квазістаціонарний фон в порівнянні із власними коливаннями плазми. Фізично ці припущення в Е-області іоносфери виправдані. З урахуванням викладеного вище рівняння (4.3 – 4.4) у лінійному наближенні запишемо у вигляді:

$$\frac{\partial \vec{V}_\alpha}{\partial t} = \frac{q_\alpha}{m_\alpha} (\vec{E} + \frac{1}{c} [\vec{V}_\alpha \vec{B}]) - \frac{\nabla P}{m_\alpha N_\alpha} v_{en} (\vec{V}_e - \vec{V}_n) + v_{an} (\vec{V}_n - \vec{V}_\alpha). \quad (4.6)$$

Тут  $P_\alpha$  - зміна тиску для часток сорту  $\alpha$ , викликана інфразвуковою хвилею. Рівняння для струму визначимо як:

$$\vec{J} = \sum_\alpha q_\alpha N_\alpha \vec{V}_\alpha, \quad (4.7)$$

де  $N_\alpha$  - щільність часток. Розглядаємо хвильові коливання в плазмі із просторовою неоднорідністю  $L \sim \lambda_1$  ( $\lambda_1$  – довжина хвилі інфразвуку), але зі швидкостями поширення набагато більше швидкостей поширення ін-

фразвукових хвиль  $V_1$ . Тоді у рівнянні (4.6) членами  $v_{\alpha n} \vec{V}_n$  й  $\nabla P_\alpha / m_\alpha N_\alpha$  можна зневажити, оскільки за час хвильового періоду власних коливань плазми вони змінюються мало. З (4.6) одержимо рівняння для  $\vec{V}_\alpha$  у вигляді:

$$\vec{V}_\alpha = \frac{1}{iv_{\alpha n} - \omega} (ia_\alpha \vec{E} + \frac{1}{c} a_\alpha [\vec{V}_\alpha \vec{B}_\alpha]) + v_{\alpha n} \vec{V}_\alpha - \frac{\nabla P_\alpha}{m_\alpha N_\alpha}, \quad (4.8)$$

тут  $a_\alpha = q_\alpha / m_\alpha$ ,  $q_\alpha, m_\alpha$  - заряд і маса часток сорту  $e, i$ . Далі після множення рівняння (4.8) векторно й скалярно на  $\vec{B}$  знаходимо рівняння для  $[\vec{V}_\alpha \vec{B}]$  й підставляємо його в (4.8) (ми опускаємо ці очевидні громіздкі перетворення).

Отримане в такий спосіб рівняння для  $\vec{V}_\alpha$  підставимо в (4.7) і запишемо в підсумку рівняння для струму в матричній формі в обраній системі координат:

$$\vec{j} = \mathcal{E}(\vec{E} + a_\alpha \vec{A}_\alpha), \quad (4.9)$$

$$\mathcal{E} = -\frac{i\omega}{4\pi} \begin{vmatrix} A & -iF \cos \theta & iF \sin \theta \\ iF \cos \theta & A - C \sin^2 \theta & -0,5C \sin 2\theta \\ -iF \sin \theta & -0,5C \sin 2\theta & D - C \sin^2 \theta \end{vmatrix}, \quad (4.10)$$

тут  $\vec{A}_\alpha = \vec{A}_\alpha(\omega, \omega_{Bj}, \omega_e, q_\alpha)$  і уведені позначення :

$$A = \sum_\alpha \frac{\omega_{p\alpha}^2}{\omega} (M + K), C = A - (1 + D), D = \sum_\alpha \frac{\omega_{p\alpha}^2}{\omega(\omega - iv_{\alpha n})}, M = 1/((\omega - iv_{\alpha n}) + \omega_{c\alpha} q'_\alpha),$$

$$K = 1/((\omega - iv_{\alpha n}) - \omega_{c\alpha} q'_\alpha), F = \sum_\alpha \frac{\omega_{p\alpha}^2}{2\omega} (K - M), q'_\alpha = q_\alpha / |q_\alpha|, \omega_{p\alpha}^2 = 4\pi q_\alpha^2 N_\alpha / m_\alpha,$$

$$\omega_{c\alpha} = |q_\alpha| |\vec{B}| / cm_\alpha.$$

$\omega_{p\alpha}$ ,  $\omega_{c\alpha}$  – плазменні й циклотронні частоти відповідно.

Методика одержання дисперсійного рівняння подібна [26], тому ми опускаємо громіздкі проміжні обчислення. Рішення (4.2) подібно [26] приводить до рівняння:



$$k^2 \vec{E} - (\vec{k} \vec{E}) \vec{k} - (\omega^2 / c^2) \vec{E} + (i4\pi\omega / c^2) \vec{j} = 0, \quad (4.11)$$

Підстановка рівняння для струму (4.9) у рівняння (4.11) робить його неоднорідним.

Загальне рішення рівняння (11) у цьому випадку зводиться до рішення однорідного рівняння, оскільки приватним рішенням неоднорідного рівняння можна зневажити в силу розглянутих вище припущень. Це дозволяє знайти дисперсійне рівняння в загальному виді як і в [26]  $n^2 = (B_1 \pm C_1) / A_1$  (де величини  $A_1, B_1, C_1$  є громіздкими функціями  $A_1, B_1, C_1 = f(\omega, \omega_{Be}, \omega_{Bi}, \omega_{ce}, \omega_{ci}, a_\alpha, v_\alpha)$  в наведених раніше позначеннях; ми їх не приводимо щоб не захарашувати текст), з якого для хвиль із частотами  $\omega_{Bi} \ll \omega \ll \omega_{Be}$  (низькочастотні вістлери) визначимо дисперсійне рівняння (два інших відомих випадки ми не розглядаємо оскільки вони не входять у наше завдання):

$$n_3^2(\omega) = \omega_p^2 / \omega \omega_{Be} \cos \theta, \quad (4.12)$$

З (4.12) спектр таких хвиль визначається як:

$$\omega_3(k) = | \omega_{Be} \cos \theta | k^2 c^2 / \omega_p^2, \quad (4.13)$$

Хвилі, описувані дисперсійним співвідношенням (4.13), є чисто електронними й можуть поширюватися в іоносферній плазмі у вузькому конусі кутів з віссю уздовж магнітного поля [26, 78].

Власне рішення (4.13) дозволяє визначити зв'язок між  $f_1$  і частотами низькочастотних вістлерів  $f_3$ , які генеруються у цій області висот і провести розрахунки:

$$f_3 = \frac{c^2}{v_1^2} \frac{f_1^2 f_{Be}}{f_p^2} \cos \theta \cos \theta_1, \quad (4.14)$$

Тут  $\theta_1$  – кут між вертикаллю й напрямком поширення інфразвукової хвилі,  $c$  – швидкість світла,  $v_1$  – швидкість інфразвуку,  $f_p$  – плазменна частота.

## Результати розрахунків.

Отриманий зв'язок (4.14) між частотами інфразвукових хвиль  $f_1$ , які генерируються при різних збуреннях в атмосфері на поверхні й під Землею й вимірюються експериментально, дозволяє розрахувати частоти низькочастотних вістлерів  $f_3$ , які, як показано вище, можуть генеруватися або підсилюватися при цьому в Е-області іоносфери (табл. 4.1).

Таблиця 4.1

### Частоти $f_3$ (у кГц) вістлерів, які генерируються інфразвуком в Е-області іоносфери

$f_1$ , Гц		0,05	0,1	1,0	2,0	5,0
3	$\theta_1 = 0^\circ$	0,13	0,53	53	212	1324
$f_p$ , МГц	$\theta_1 = 30^\circ$	0,034	0,131	13	52	327
6	$\theta_1 = 0^\circ$	0,03	0,127	12,8	50,8	318
	$\theta_1 = 30^\circ$	0,008	0,024	3,2	12,5	79

Треба помітити, що  $f_3$  залежить не тільки від  $f_1$ , але й від щільності електронів  $N$  в Е-області іоносфери, оскільки  $f_p = f_p(N)$ . У таблиці наведені результати розрахунків  $f_3$  для двох випадків: а)  $\theta = 0^\circ$ ,  $\theta_1 = 0^\circ$ , б)  $\theta = 0^\circ$ ,  $\theta_1 = 30^\circ$ ;  $v_1 = 500$  м/с,  $\omega_{Be} = 8 \cdot 10^6$  с<sup>-1</sup>, значення частот  $f_1$  узяті з робіт зі спостережень інфразвуку під час гроз, землетрусів і вибухів. Розрахунки показали, що для  $0,05 \text{ Гц} < f_1 < 5 \text{ Гц}$  частоти вістлерів  $f_3$  змінюються від сотень Гц до сотень кГц. Ці розрахунки підтверджуються експериментальними даними з літератури, коли виявлене посилення вістлерів в епіцентральної зоні землетрусу, у районі сильних гроз і т.д.

Треба помітити, що інфразвукові хвилі із частотами  $f_1 > 5$  Гц хоча й досягають висот розглянутої частини іоносфери, але при цьому сильно загасають і тому ми їх не розглядаємо. Можна полагати так само, що розглянутий механізм буде працювати й в області висот 170 – 220 км куди проникають інфразвукові хвилі із частотами  $f_1 < 1$  Гц і де щільність електронів вище, ніж в Е-області. Відзначимо, що експериментально ни-

зкочастотні вістлери, очевидно, будуть реєструватися поблизу епіцентру джерела збурень, оскільки, як показано в [78], наявність досить потужного шару педерсенівської провідності приводить до неможливості поширення низькочастотного вістлера уздовж земної поверхні (у зазначеній області іоносфери) на великі відстані (більше сотень кілометрів). Однак вони можуть досить сильно підсилюватися, оскільки іоносфера для низькочастотного вістлера може служити досить гарним резонатором з добротністю [78]  $Q_n = \pi n (2\sigma_H / \sigma_P)^{1/2} (\cos \theta)^{1/2} (1 + \cos \theta)^{-1}$ . Для гармонік з  $n \sim 3-5$  і розрахункових  $\sigma_H / \sigma_P \approx 2$  ( $\sigma_H, \sigma_P$  – холловська й педерсенівська провідності) вона може досягати значень  $Q_n \approx 20 - 30$ . Такі коливання можуть реєструватися, наприклад у спектрах природних радіошумів.

## 4.2. Експериментальні результати

У розділі на основі експериментальних вимірів методами ЧВ й вертикального доплеровського зондування (ВДЗ) показана можливість генерації в нижньої середньоширотній іоносфері низькочастотного вістлера інфразвуком під час сильної грози.

### Постановка завдання.

Генерація інфразвукових хвиль в атмосфері в зазначеному вище діапазоні частот у періоди збурень різного характеру (як природного, так і штучного) підтверджена експериментально й теоретично (див. посилання вище). Відомо також, що такі коливання щільності атмосферного газу досить вільно поширюються до висот F-області іоносфери: зразковий інтервал частот інфразвукових коливань, що досягають, наприклад, висоти 160 км, буде  $0,05 \text{ Гц} \leq f_1 \leq 10 \text{ Гц}$  (інфразвукові хвилі із частотами 15 – 20 Гц, як правило, не проникають вище приблизно 120 км). Верхня границя інтервалу обмежується загасанням хвиль, нижня – частотою акустичного відсічення  $f_a = \gamma g / 4\pi f_1$  ( $g$  – прискорення вільного падіння,  $\gamma$  – відношення питомих теплоємностей). Природно припустити, що при високочастотному зондуванні (наприклад, у діапазоні частот 2 – 10 МГц) іоносфери радіохвилі будуть випробовувати дифракцію на інфразвуковій хвилі, що приводить до зсуву зондувальної частоти (задовольняючої умові Брегга) на величину, рівну частоті іфразвукової хвилі  $f_d = f_1$ .

У літературі відома достатня кількість експериментів по доплерівському високочастотному зондуванню іоносфери (найчастіше на частотах 4 – 5 МГц) у періоди реєстрації низькочастотних випромінювань під час вибухів, землетрусів [56–57, 75, 102]. Доплерівське зрушення частоти становить, як правило,  $f_d = 0.2-2$  Гц. Виходячи із цього можна по вимірах доплерівського зрушення частоти при вертикальному зондуванні іоносфери в епіцентральної зоні джерела збурень (вибухи, землетруси, грози й ін.) визначити частоту інфразвукових хвиль як  $f_d = f_1$ . Зі співвідношення (4.14), що визначає зв'язок між  $f_1$  і частотами низькочастотних вістлерів  $f_3$ , які генерируються у цій області висот, можна одержати чисельні значення цих частот і по відомому співвідношенню визначити їхню довжину хвилі  $\lambda_1 = \nu_1 / f_1$ . Вище ми відзначали, що експериментально низькочастотні вістлери, очевидно, будуть реєструватися поблизу епіцентру джерела збурень,

### **Техніка й методика досліджень.**

Експериментальні дослідження із запропонованого вище схемі були проведені під час декількох сильних гроз за допомогою комплексу апаратури [211] методами ЧО й ВДЗ поблизу м. Харкова в Радіофізичній Обсерваторії Харківського Національного університету (див. таблицю 2.1). Виміри виконувалися сеансами безупинно тривалістю 1 – 10 годин до, у період і після гроз. Оцінка періодів варіацій  $A_{so,x}(z,t)$  і  $A_{no,x}(t)$  здійснювалася із застосуванням швидкого перетворення Фур'є на інтервалах часу 30 хв. Часовий ряд при цьому утворений із щосекундних значень  $A_{so,x}(z,t)$ ,  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{no,x}(t)$ . За результатами вимірів доплерівським радаром оцінювалися доплерівські спектри (ДС) по 512 відрахункам на інтервалі часу 51,2 с. При цьому роздільна здатність по частоті становила 0,02 Гц. Інформація про доплерівські спектри фіксувалася щохвилини. Для оцінки періодів досить повільних варіацій доплерівського зсуву частоти  $f_d(t)$ , що відповідає центру ДС  $f_{dm}$ , застосовувалося швидке перетворення Фур'є на інтервалах часу 64 і 128 хв. Часовий ряд при цьому утворений із щохвилинних значень  $f_{dm}$ . Використалися дві робочі частоти: 2,8 МГц і 3,5 МГц. Порівняння проводилося з даними, отриманими на

тієї ж апаратурі у подібних геліогеомагнітних умовах без прояву грозової активності в регіоні спостережень (у контрольні дні). Контроль за станом іоносфери здійснювався за допомогою іонозонда.

Загальна кількість циклів одночасних спостережень за допомогою методів ЧВ й ВДЗ становить 4. Відомості про експерименти наведені в таблиці 4.2.

Таблиця 4.2.

### Відомості про експерименти

Дата	Час вимірів, (LT)		Час грози (LT)
	Метод ЧВ	Метод ВДЗ	
01.07.97	18.37.00 – 24.00.00	21.10.00 – 24.00.00	22.20. – 23.00.
07.07.98	17.44.00 – 00.10.00	19.06.00 – 22.58.00	20.50 – 21.35
08.09.01	15.30.00 – 19.32.00	15.20.00 – 21.25.00	19.20 – 19.50
25.09.01	02.28.00 – 10.02.00	02.00.00 – 08.30.00	04.18. - 04.55. 07.25. - 08.10.

Вирішувалися три завдання: 1) по вимірах доплерівського зрушення частоти при вертикальному зондуванні іоносфери в епіцентральної зоні грози визначити частоту інфразвукових хвиль як  $f_1 = f_d$ ; 2) по вимірах методом ЧВ амплітуд частково відбитих радіосигналів  $A_{o,x}(z,t)$  і радіошумів  $A_{no,x}(t)$  спробувати експериментально одержати підтвердження можливої генерації інфразвукових хвиль в атмосфері під час грози. Із застосуванням спектральної обробки висотно-часових записів  $A_{so,x}(z,t)$ ,  $A_{o,x}(z,t)$  і  $A_{no,x}(t)$ - визначити частоту інфразвукових хвилі  $f_1$ ; 3) при одночасних вимірах методами ЧВ й ВДЗ зрівняти отримані значення частот інфразвуку  $f_1$  й по співвідношенню (4.14) обчислити частоти низькочастотних вістлерів  $f_3$ , які генерируються у цій області висот.

## Результати експериментальних досліджень і їхнє обговорення

Як ми вже відзначали в розділі 3 при аналізі експериментальних масивів  $A_{so,x}(z,t)$  виявлені деякі відмінності в поведженні  $A_{so,x}(z,t)$  під час грози й до й після її. При спектральній обробці залежностей  $A_{so,x}(z,t)$  виявлене збільшення енергії спектральної складової на частоті  $f = 0,5$  Гц, що відповідає інфразвуковому діапазону. Можна припустити, що таке поведження  $A_{so,x}(z,t)$  під час грози може бути обумовлено появою інфразвукових акустичних хвиль, які з малими втратами поширюються в атмосфері від джерела.

Розглянемо результати, отримані в експериментах, виконаних одночасно методами ЧВ й ВДЗ. В експерименті 01.07.97 вимірювання  $A_{so,x}(z,t)$  і  $A_{no,x}(z,t)$  на частоті  $f = 2,31$  МГц виконані в інтервалі часу 18.37 – 24.00 LT у висотному діапазоні  $z = 45 – 96$  км, а вимірювання  $f_d$  на частотах 3,5 МГц і 2,8 МГц в інтервалі 21.10 – 24.00 LT.

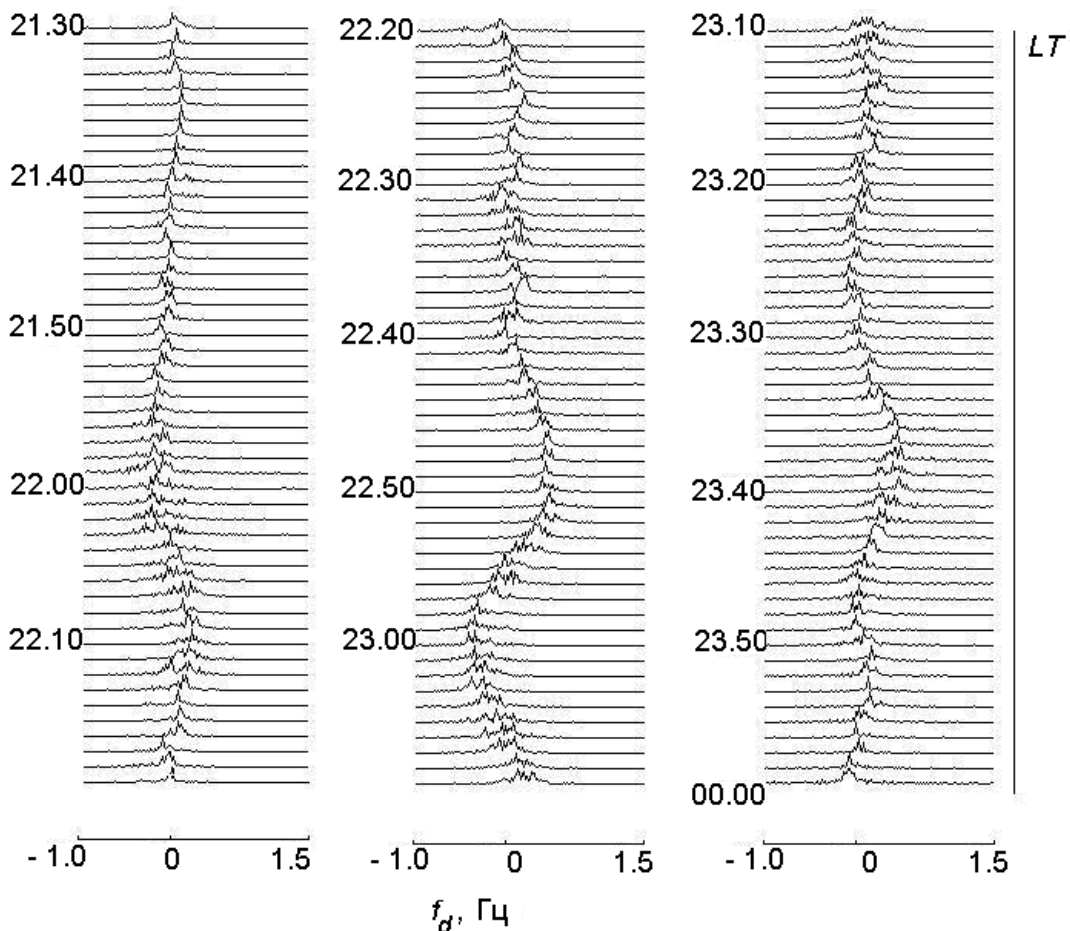


Рис. 4.1. Приклад динамічних доплерівських спектрів, отриманих в експерименті під час грози 01.07.1997

Вибір робочих частот визначався в першу чергу наявністю радіоперешкод. Гроза візуально спостерігалася в декількох кілометрах (видалення  $R_1 \sim 3-8$  км) від пункту спостережень у проміжку часу 22.20 – 23.00 LT. На рис. 4.1 наведений приклад доплерівських спектрів, отриманих у цьому експерименті. (Варіації ДС на двох близьких частотах, як і слід було очікувати, були подібними. Тому далі описуються результати спостережень на частоті 2,8 МГц.).

На рисунку після 22.40 LT чітко простежується спочатку ріст  $f_d$  до  $f_{dm} \approx 0,5$  Гц (максимальне значення  $f_d$ ) з наступним зменшенням приблизно до  $f_d \approx -0,4$  Гц протягом 35 хвилин.

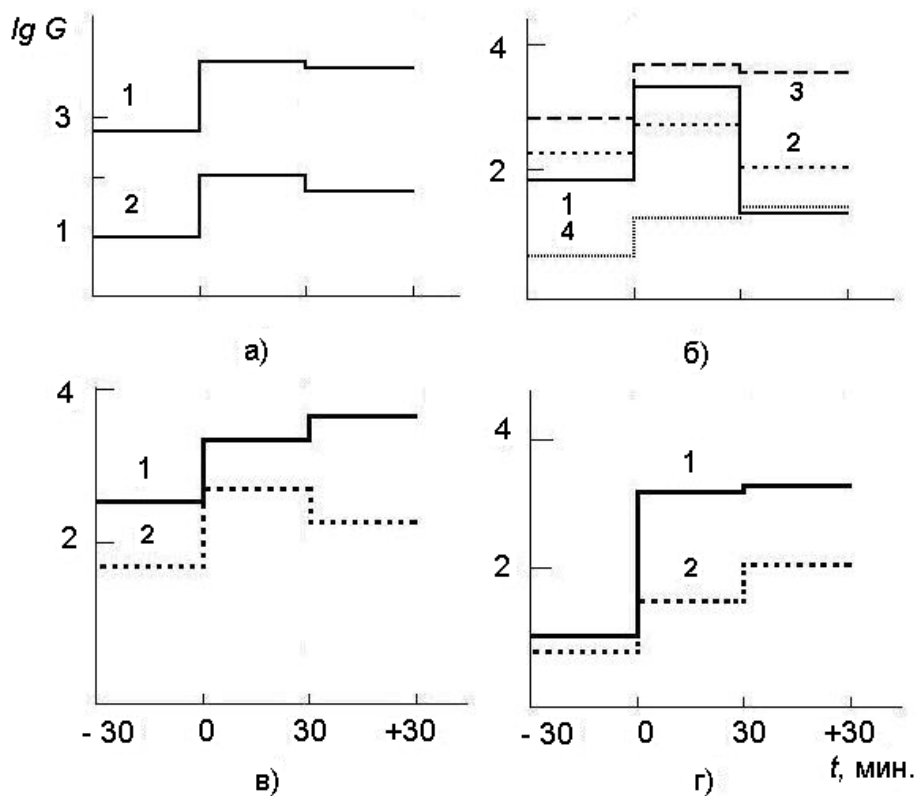


Рис. 4.2. Часові залежності спектральної щільності  $G$  для  $A_{so}(t)$ , отримані під час грози методом ЧВ (розрахунки виконані для часових інтервалів 30 хв): а) 01.07.1997, криві: 1 –  $z = 60$  км; 2 –  $z = 93$  км ( $f_d = 0.48$  Hz); б) 25.09.2001, криві: 1 –  $z = 69$  км; 2 –  $z = 120$  км ( $f_d = 0.48$  Hz); 3 –  $z = 63$  км; 4 –  $z = 117$  км ( $f_d = 0.92$  Hz); в) 07.07.1998, криві: 1 –  $z = 63$  км; 2 –  $z = 96$  км ( $f_d = 0.48$  Hz); г) 08.09.2001, криві: 1 –  $z = 63$  км; 2 –  $z = 96$  км ( $f_d = 0.48$  Hz). Розмітка на осі часу наступна: "- 30 – 0" - відповідає часовому інтервалу у 30 хв до грози; "0 – 30" для 30 хв під час грози; "30 – +30" для 30 хв після грози.

Потім, після грози, протягом приблизно 25 хвилин  $f_d \sim 0 - 0,1$  як і до грози. Така зміна  $f_d$ , очевидно, пов'язано з генерацією інфразвукових хвиль під час грози, оскільки при спектральній обробці записів  $A_{so,x}(z,t)$ , отриманих методом ЧВ, відзначене збільшення у всьому висотному діапазоні інтенсивності спектральної складової  $G$  на частоті  $f \approx 0,5$  Гц (приклад залежностей наведено на рис. 4.2). Тут слід зазначити, що у фонових вимірах у контрольний день 07.07.97 (виміри виконані: методом ЧВ: 16.14 – 17.18 LT, методом ВДЗ – 13.51-17.40 LT) подібних змін не відзначене (як і в ряді інших експериментів у незбурених умовах).

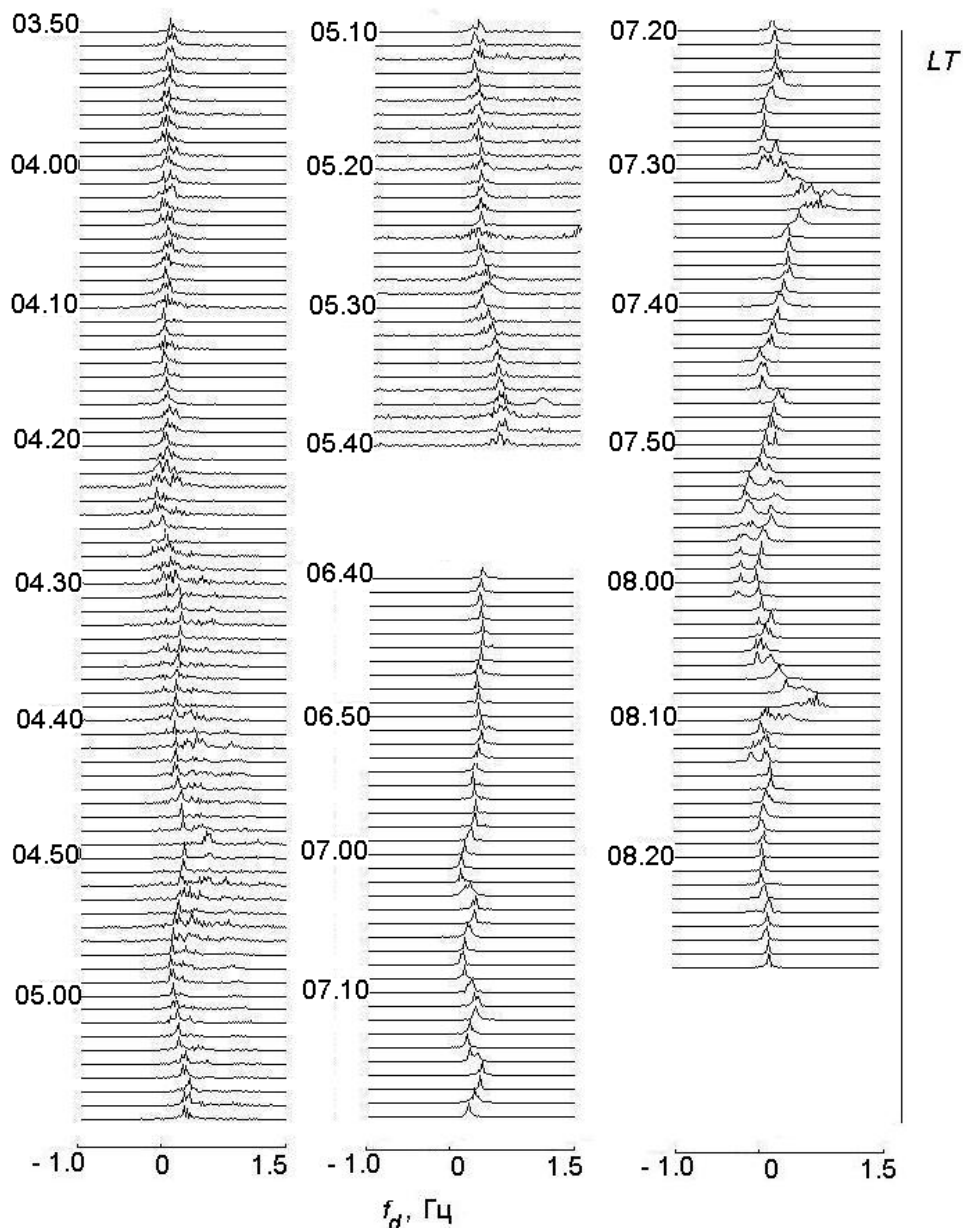


Рис. 4.3. Приклад динамічних доплерівських спектрів, отриманих в експерименті під час грози 25.09.2001.



В іншому експерименті, виконаному 25.09.01., гроза спостерігалася як поблизу (04.18. – 04.55. LT,  $R_1 \sim 3 - 6$  км), так і на деякій видаленні (07.25. – 08.10. LT,  $R_1 \sim 10 - 15$  км) від пункту спостережень. Вимірювання  $A_{so,x}(z,t)$  й  $A_{po,x}(t)$  на частоті  $f = 2,31$  МГц виконані у висотному діапазоні  $z = 60 - 126$  км, а вимірювання  $f_d$  на частотах 3,5 МГц і 2,8 МГц. На рис. 4.3 наведено приклад доплерівських спектрів, отриманих у цьому експерименті.

На рисунку в інтервалі часу 04.23 – 04.59 LT чітко видно, що на позитивний зсув доплерівської частоти ( $\sim 0,2$  Гц), що почалося в 03.40 (тобто приблизно за 40 хвилин до початку грози в районі спостережень) накладається "розсипання" ДС (його ширина змінювалася від 0,5 до 1 Гц.), що збіглося з періодом грози. Зміна доплерівської частоти (зсув) може бути викликано зміною концентрації електронів у середній іоносфері, у тому числі й в околиці області відбиття радіохвилі, і зсувом цієї області. Це, очевидно, може бути обумовлене як грозовою активністю в регіоні, так і іншими причинами. Дослідження їх виходить за рамки цієї роботи.

"Розсипання" ДС обумовлене наявністю дрібномасштабних випадкових неоднородностей в околиці області відбиття радіохвилі й нижче її. Основний механізм генерації неоднородностей з масштабом  $l \approx 10 - 10^3$  м в E і F-областях – нестійкості в магнітоактивній іоносферній плазмі [25]. Для їхнього виникнення потрібне дотримання певних умов: перевищення порога виникнення нестійкості, досить великі значення інкремента нестійкості й ін. Порушення цих умов приводить до придушення неустойчивостей, а значить і неоднорідної структури на обговорюваних висотах (одномодова структура ДС при цьому відновлюється – ефект "регуляризації" ДС).

У цьому проміжку часу інфразвукові хвилі, очевидно, не генерувалися або їхня інтенсивність була невелика, оскільки й у вимірюваннях методом ЧВ не виявлено виразних змін спектральних складових  $A_{so,x}(z,t)$  й  $A_{po,x}(t)$ .

Під час другої грози 25.09.01 (в 07.25 – 08.10 LT) спостерігалися виразні зміни  $f_d$  до  $f_{dm} \approx 0,8$  Гц зі зменшенням приблизно до  $f_{dm} \approx -0,4$  Гц протягом 40 хвилин. Ці зміни збіглися з періодом грози (запізнювання – приблизно 8 хв). При спектральній обробці записів  $A_{so,x}(z,t)$  й  $A_{po,x}(t)$ , отриманих методом ЧВ, відзначене збільшення у всьому висотному діа-

пазоні інтенсивності спектральних складових  $G$  на частотах  $f \approx 0,5, 0,9$  Гц (приклад залежностей наведений на рис. 4.2).

На рис. 4.4 наведені приклади доплерівських спектрів, отриманих в експериментах 07.07.98 (а) і 08.09.01. (б).

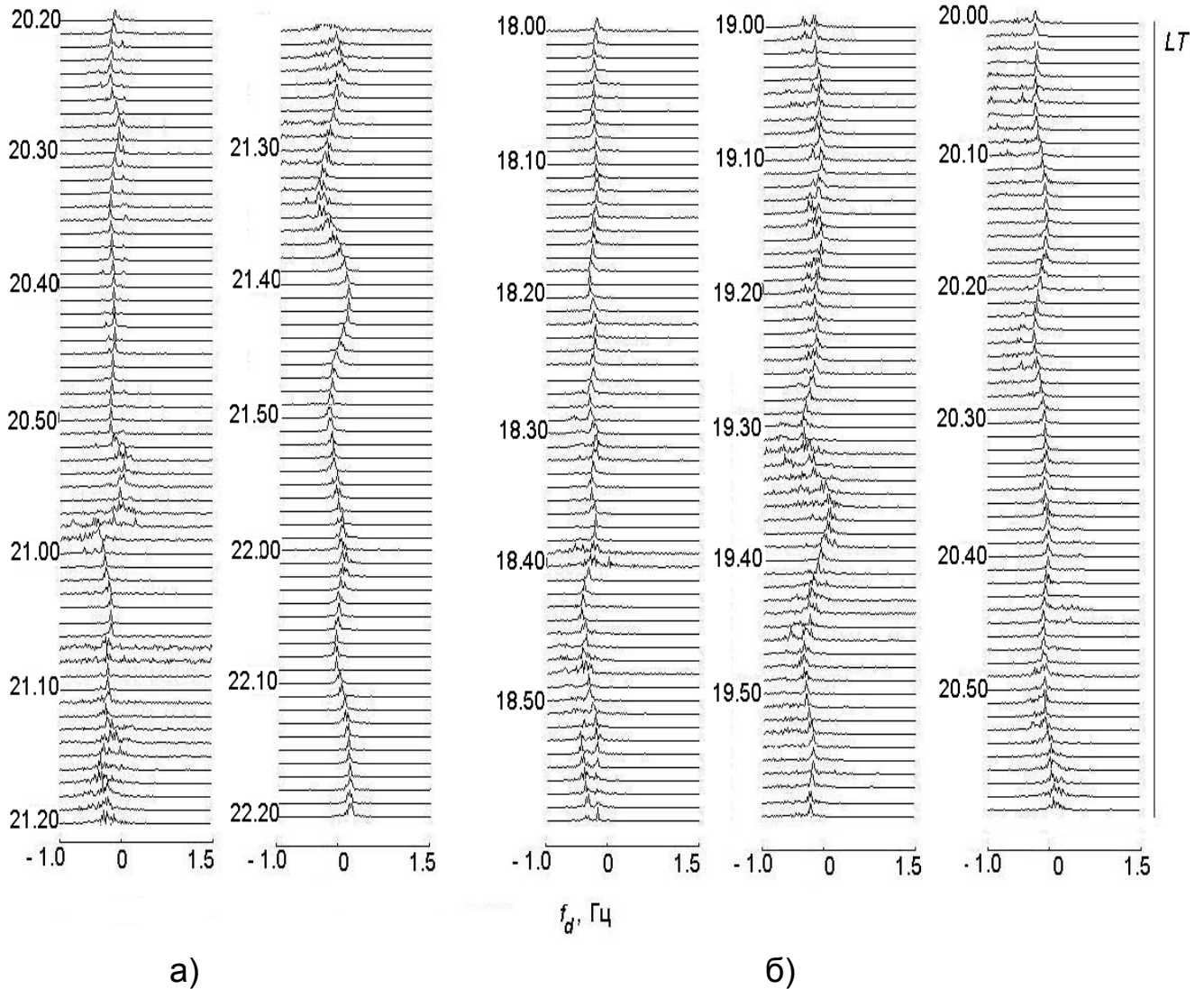


Рис. 4.4. Приклад динамічних доплерівських спектрів, отриманих в експериментах під час грози 07.07.1998 (а) і 08.09.2001 (б).

Гроза спостерігалася поблизу ( $R_1 \sim 3 - 6$  км) пункту спостережень. Вимірювання  $A_{so,x}(z,t)$  й  $A_{no,x}(t)$  на частоті  $f = 2,31$  МГц виконані у висотному діапазоні  $z = 60 - 126$  км. Як і в розглянутих вище прикладах у цих експериментах чітко виявляються зміни  $f_d \approx \pm 0,4-0,5$  Гц під час грози.

При спектральній обробці записів  $A_{so,x}(z,t)$  й  $A_{no,x}(t)$  відзначене збільшення майже у всьому висотному діапазоні інтенсивності спектраль-

них складових  $G$  на частотах  $f \approx 0,5$  Гц (приклад залежностей наведений на рис. 4.2).

Отриманий зв'язок (див. формулу (4.14)) між частотами інфразвукових хвиль  $f_1$ , які енерируються при різних збуреннях в атмосфері на поверхні й під Землею й вимірюваних експериментально, дозволяє розрахувати частоти низькочастотних вістлерів  $f_3$ , які, як показано вище й в [168], можуть генеруватися або підсилюватися при цьому в E и F- областях іоносфери.

Для розрахунків полагаємо:  $c = 3 \cdot 10^8$  м/с,  $v_1 = 500$  м/с,  $\omega_{Be} = 8 \cdot 10^6 \text{ с}^{-1}$ ,  $\omega_p = 17,6 \cdot 10^6 \text{ с}^{-1}$ , оцінка висоти відбиття  $h$  взята по іонограмам вертикального зондування, отриманим за допомогою іонозонда [211].

Розрахунки проведені в припущенні, що вістлер поширюється уздовж напрямку геомагнітного поля  $\theta = 0^\circ$ ; інфразвукова хвиля поширюється вертикально нагору й  $\theta_1 = 30^\circ$ , що відповідає магнітному нахиленню  $\sim 60^\circ$  у середніх широтах. Результати розрахунків наведені в таблиці 4.3. Відзначимо, що отримані експериментально значення частот інфразвуку  $f_3$  добре погодяться з теоретичними розрахунками [168].

Таблиця 4.3.

### Результати розрахунків частот низькочастотних всстлерсв

Дата	$h$ , км	$f_1$ , Гц	$f_3$ , кгц
01.07.97	170	0,5	11,3
07.07.98	160	0,5	11,3
08.09.01	160	0,5	11,3
25.09.01	170	0,4	7,2
	160	0,8	28,9

Відзначимо, що інфразвукові акустичні хвилі, подібні отриманим під час гроз, спостерігалися раніше в атмосфері й іоносфері внаслідок сильних вітрових потоків у гірській місцевості, виверження вулканів, морських хвилювань, через надзвуковий рух авроральних дуг [104, 105, 1181, 182]. Характеристики (періоди, швидкості поширення) таких інфразвукових акустичних хвиль виявилися подібними за порядком величини.

Помітимо також, що ще в роботі [105] для пояснення часткових відбиттів і зворотного розсіювання радіохвиль від неоднородностей плазми у D-області іоносфери пропонувався механізм взаємодії електромагнітних зондувальних хвиль і атмосферних хвиль.

Слід помітити, що розглянута методика застосовна для дослідження можливості генерації низькочастотних вістлерів поблизу епіцентру й інших збурень різної природи: землетруси, вибухи, старти ракет і т.д.

## Основні висновки

1. Запропоновано методику визначення частот низькочастотних вістлерів, які генерируються інфразвуком в E-області іоносфери поблизу епіцентру сильної грози в атмосфері Землі.

2. Експериментально з використанням методів ВДЗ і ЧВ підтверджено, що під час сильної грози поблизу епіцентру можлива генерація інфразвукових хвиль із частотами  $f_1 \approx 0,4 - 0,8$  Гц, які проникають до висот E-області іоносфери ( $z \approx 100 - 170$  км.).

3. На основі механізму трансформації інфразвукових хвиль в E-області іоносфери в низькочастотні вістлери й дисперсійного співвідношення визначені частоти вістлерів  $f_3 \approx 7 - 29$  кгц, які добре погодяться з теоретичними розрахунками.

## Висновки

1. Експериментально вивчене й пояснене збільшення в одиниці-десятки раз середніх інтенсивностей ЧВ-сигналів в D-області іоносфери й змін інтенсивності радіошуму, а також їхніх дисперсій під час рентгенівських і слабких оптичних спалахів.

2. Виявлено збільшення на 50 – 100% і більше концентрації електронів у середньоширотній D-області на висотах 81 – 87 км протягом приблизно 15 – 35 хв через 15 – 25 хв після рентгенівських спалахів, які викликаються ростом потоку рентгенівського випромінювання під час XRA. Виконано оцінки зміни швидкості іонізації. Виявилось, що  $q/q_0 \approx 3 - 5$ .

3. Під час оптичних спалахів класу SF виявлений ряд особливостей у висотно-часових варіаціях статистичних характеристик ЧВ-сигналів,

радіошумів і концентрації електронів у середньоширотній D-області, які часто подібні по характері з особливостями під час XRA.

4. На основі експериментальних даних, одержаних за допомогою методу часткових відбиттів, встановлено, що під час магнітної бурі і протягом декількох діб після неї в середньоширотній D-області іоносфери можуть спостерігатися квазіперіодичні варіації  $N(z,t)$  до порядку величини протягом декількох часів з періодами  $T \approx 40 - 45$  хв. Такі варіації  $N(z,t)$  можна пояснити збільшенням потоків протонів і електронів, які висипаються із магнітосфери. Оцінки потоків показали, що густина цих потоків складає  $p \sim 10^7 - 10^9 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Встановлено, що у світлі години доби під час магнітної бурі залежність  $N(z,\chi)$  простежувалася тільки в деякі дні. Значення  $N(z)$  при цьому в декілька разів перевищували відповідні значення концентрації електронів у незбурені дні. Іонізація в цей період значною мірою контролювалася потоками протонів і електронів, що висипаються із магнітосфери. Оцінки потоків на основі експериментальних даних, показали, що густина цих потоків була достатньо високою і складала  $p \sim 10^7 - 10^9 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ .

5. Встановлено особливості висотно-часових варіацій  $N$  у збурених умовах після проходження ранкового і вечірнього сонячного термінатора: вранці характерне зростання значень  $N(z,t)$  починалося приблизно на 10 – 50 хв раніше, ніж у незбурені дні; увечері за 40 – 60 хв до моменту проходження ВСТ спостерігалися істотні квазіперіодичні зміни  $N(z,t)$  з  $T \approx 30 - 50$  хв. Тривалість процесу складала декілька часів; величина збурень концентрації – сотні відсотків. У періоди МБ величина збурень, як правило, в одиниці разів більше, ніж у незбурених. У рамках гіпотези про висипання електронів з магнітосфери проведені розрахунки й показано можливість стимульованого висипання електронів термінатором. Оцінені щільності потоків електронів, які висипаються з магнітосфери, з енергіями 40 – 80 кеВ, величини яких склали  $10^7 - 10^8 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Встановлено, що величина потоків електронів у розглянутих експериментах під час магнітних бур становила  $p \approx (0,6 - 8,8) 10^9 \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Значення потоків електронів, оцінені за даними, отриманим в експерименті 10 листопада 2004 після сильного рентгенівського спалаху, виявилися в кілька разів вище в порівнянні з іншими періодами.

6. Експериментально виявлено і пояснено основні особливості у варіаціях концентрації електронів  $N$  у середньоширотній D-області іоносфери в періоди 5 часткових затемнень Сонця: відсутність навколополу-

денного максимуму електронної концентрації в день із ЗС; зростання концентрації електронів на висотах 81 – 96 км через десятки хвилин після початку затемнення і квазіперіодичне (з періодом близько 60 хв) зростання  $N$  в 2 – 3 рази на висотах 81 – 84 км, що продовжувалося не меншого 3 – 4 годин після закінчення ЗС. Такі зміни  $N$  обумовлені, мабуть, висипанням електронів з магнітосфери в атмосферу під час сонячного затемнення і після нього. На основі цієї гіпотези за експериментальними даними оцінені енергетичні параметри потоків електронів, що висипаються з магнітосфери, з енергіями 40 – 80 кеВ: потоки електронів склали близько  $10^7 - 10^8 \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ , величини потоків добре узгоджуються між собою для різних затемнень і з теоретичними оцінками і результатами експериментальних досліджень потоків під час збурень антропогенного і природного походження.

7. Експериментально встановлено, що під час гроз у нижній частині D-області іоносфери ( $z < 70 \text{ км}$ ) можливе підвищення в порівнянні з незбуреними умовами фонові іонізації в кілька разів до значень  $(5 - 8)10 \text{ см}^{-3}$ . Встановлено, що частота зіткнень електронів з молекулами  $\nu$  на висоті  $z = 63 \text{ км}$  під час грози збільшувалася в 1,7 – 1,8 разів. Показано, що можливими причинами такого поведіння  $N(z)$  і  $\nu(z)$  можуть бути висипання заряджених частинок з магнітосфери або варіації електричного потенціалу іоносфери внаслідок змін провідності приземної атмосфери, обумовлених сильними грозами.

8. Експериментально встановлено, що землетруси з енергією  $E > 10^{12} \text{ Дж}$  викликають у нижній іоносфері кілька типів збурень, які проявляються на відстанях до  $\sim 10 \text{ Мм}$  від епіцентру. Показано, що горизонтальні швидкості передачі цих збурень змінюються в широких межах:  $V \sim 0,5 - 100 \text{ км/с}$ . Наведена можлива класифікація збурень, яка відповідає сучасним уявленням про літосферно-іоносферну взаємодію. Встановлено також, що під час сильних віддалених землетрусів з енергією  $E > 10^{12} \text{ Дж}$  у середньоширотній D-області іоносфери на висотах  $z > 78 \text{ км}$  може спостерігатися збільшення  $N$  на 50 – 200% тривалістю  $t \sim 10 - 20 \text{ хв}$ . Показано, що такі варіації  $N(z, t)$  можна пояснити висипанням потоків високоенергійних електронів з радіаційного пояса Землі, що викликається МГД-хвилею, яка генерується за певних умов в іоносфері й поширюється в іоносферній плазмі з швидкістю  $V \approx V_A = 100 \text{ км/с}$ .

9. Показано і стисло проаналізовано вплив великих пожеж у системі Земля-приземна атмосфера-іоносфера. Прояв їх у цій системі ком-

плексний: вони сильно впливають на екологічну обстановку, на розподіл атмосферної електрики, на параметри глобального електричного ланцюга, на тепловий баланс в атмосфері і її динаміку. Поблизу зони великої пожежі атмосферне електричне поле в десятки-сотні разів перевищує фонове значення й може становити  $|E_z| \approx 10^3$  В/м. Збурення вертикального електростатичного поля може приводити до змін напруженості  $E_z$  поля на іоносферних висотах (і до реєструємим радіофізичними методами збуренням концентрації електронів) за допомогою проникнення електричного поля, яке генерується локальною областю дуже великої пожежі в приземному шарі атмосфери. Зростання на 1 – 2 порядки тропосферної провідності над регіоном пожежі при наявності над цією областю потужних мезосферних електричних полів за допомогою тропосферно-мезосферних електричних зв'язків приводить до падіння напруженості мезосферного електричного поля, що може приводити до швидкої зміни умов поширення радіохвиль у нижній іоносфері над регіоном. Великі пожежі можуть приводити до стимуляції вторинних, значно більше енергійних, процесів у глобальних масштабах. Вони пов'язані з розсіюванням сонячного випромінювання продуктами горіння (а значить частковим екрануванням земної поверхні), викинутими в стратосферу. Енергія вторинних процесів на 3 – 5 порядків перевершує енергію первинного джерела. Такі порушення енергетичного балансу мають помітне значення для земної поверхні й для атмосфери. Прояв екологічних наслідків буде помітним (і часто істотним і необоротним) далеко за межами зони пожежі й протягом тривалого часу після нього.

10. Мегаполіси надають помітний, часто істотний вплив у системі Земля-приземна атмосфера-іоносфера, приводячи до необоротних змін у ній. Прояв їх у цій системі комплексний: вони істотно впливають на екологічну обстановку, на розподіл атмосферної електрики, на параметри глобального електричного ланцюга, на тепловий баланс в атмосфері і її динаміку. Поблизу зони мегаполіса атмосферне електричне поле в десятки-сотні разів перевищує фонове значення й може становити  $|E_z| \approx 10^2 - 10^3$  В/м. Зміни приземного атмосферного електричного поля в регіоні мегаполіса викликають помітні зміни тропосферної провідності шару атмосфери поблизу поверхні Землі на значній площі. Це приводить до збурень параметрів глобального електричного ланцюга, які ініціюють ряд вторинних процесів в атмосфері, іоносфері й магнітосфері Землі. Останні, у свою чергу, впливають на навколосемне середовище в глоба-

льних масштабах. У результаті генерації й посилення електромагнітних і акустичних хвильових процесів в атмосфері в зоні й над мегаполісом потік потужності хвильового випромінювання зростає в сотні разів у порівнянні з фоновими умовами. Істотні екологічні наслідки пов'язані з викидами в стратосферу дрібного пилу, диму, сажі (включаючи вихлопні гази наземного транспорту), випарами асфальтового покриття доріг, тротуарів і дахів будинків, які, крім прямого негативного впливу на флору й фауну в мегаполісі, екранують сонячне випромінювання, що може приводити до стимуляції вторинних, значно більш енергійних, процесів у глобальних масштабах. Прояв екологічних наслідків істотний й часто необоротний далеко за межами зони мегаполіса протягом тривалого часу.

11. Експериментально за допомогою запропонованої методики визначення частот низькочастотних вістлерів, які генерируються інфразвуком в Е-області іоносфери підтверджено, що під час сильної грози поблизу епіцентру можлива генерація інфразвукових хвиль із частотами  $f_1 \approx 0,4 - 0,8$  Гц, які проникають до висот Е-області іоносфери ( $z \approx 100 - 170$  км.). На основі механізму трансформації інфразвукових хвиль в Е-області іоносфери в низькочастотні вістлери й дисперсійного співвідношення визначені частоти вістлерів  $f_3 \approx 7 - 29$  кгц, які добре погодяться з теоретичними розрахунками.



## Литература

1. Адушкин В. В. Доплеровское зондирование ионосферы над Югославией во время военных действий в Косово / В. В. Адушкин, К. И. Горелый // Докл. АН. – 2000. – Т. 373, № 1. – С. 87 – 89.
2. Аки К. Количественная сейсмология / К. Аки, П. Ричардс – М.: Мир. – 1983. – 880 с.
3. Аллисон А. Геология / А. Аллисон, Д. Палмер – М.: Мир. – 1984. – 567 с.
4. Антонова В. П. Комплексное экспериментальное исследование волн в атмосфере, генерируемых солнечным терминатором / В. П. Антонова, Ш. Ш. Гусейнов, В. И. Дробжев // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1988. – Т. 26, № 5. – С. 837 – 841.
5. Атмосферно-ионосферные эффекты солнечного затмения 31 мая 2003 года в Харькове / А. Л. Акимов, В. К. Боговский, Е. И. Григоренко и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2005. – Т. 45, № 4. – С. 526 – 551.
6. Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы / С. А. Пулинец, В. В. Хегай, К. А. Боярчук, А. М. Ломоносов // УФН. – 1998. – Т. 168, № 5. – С. 582 – 589.
7. Атмосферное электричество / Под ред. Б. Ф. Евтеева, Ф. Х. Халилова, Я. М. Шварца. // Тр. II Всесоюзн. Симпоз. Л.: Гидрометеиздат. – 1984. – 280 с.
8. Атмосферное электричество // Тр. III Всесоюзн. Симпоз. Л.: Гидрометеиздат. – 1988. – 288 с.
9. Беликович В. В. Искусственные периодические неоднородности в нижней части E-области на восходе и заходе Солнца / В. В. Беликович, Е. А. Бенедиктов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1986. – Т. 26, № 5. – С. 837 – 841.
10. Бойтман О. Н. Среднеширотная ионосфера в период полного солнечного затмения 9 марта 1997 г. 1. Моделирование эффектов затмения / О. Н. Бойтман, А. Д. Калихман, А. В. Тащилин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1999. – Т. 39, № 6. – С. 45 – 51.
11. Бойтман О. Н. Среднеширотная ионосфера в период полного солнечного затмения 9 марта 1997 г. 2. Данные наблюдений и сравнения с результатами моделирования / О. Н. Бойтман, А. Д. Калихман, А. В. Тащилин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1999. – Т. 39, № 6. – С. 52 – 60.

12. Бончковский В. Ф. Изменение градиента электрического потенциала атмосферы как один из возможных предвестников землетрясений / В. Ф. Бончковский // Труды Геофизического института. – 1954. – № 25. – С. 192 – 206.

13. Будыко М. И. Глобальные климатические катастрофы / М. И. Будыко, Г. С. Голицын, Ю. А. Израэль – М. : Гидрометеиздат. 1986. – 168 с.

14. Бурмака В. П. Результаты исследования волновых процессов в спокойной и возмущенной ионосфере / В. П. Бурмака, В. Н. Лысенко, Л. Ф. Черногор // Сб. тезисов: 4-я Украинская конференция по перспективным космическим исследованиям. Понизовка. Крым. – 2004. – С. 78.

15. Бурмака В. П. Результаты исследования волновых процессов в ионосфере при различных состояниях космической погоды / В. П. Бурмака, В. Н. Лысенко, Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія. – 2005. – Т. 11, № 1/2. – С. 37 – 57.

16. Виснапу Л. Ю. Исследование систем и газовый поток – униполярные ионы – аэрозольные частицы / Л. Ю. Виснапу, В. В. Смирнов // Труды ИЭМ. – 1987. – Вып. 44(134). – С. 56 – 82.

17. Возбуждение низкочастотных электромагнитных возмущений ионосферы / А. В. Гульельми, Б.В. Довбня, Б.И. Клайн, В.А. Пархомов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1978. – Т.18, №1. – С. 179 – 181.

18. Волновые возмущения атмосферы при больших пожарах / Ю. А. Гостинцев, Е. А. Иванов, Н. П. Копылов, Ю. В. Шацких // Физика горения и взрыва. – 1983. – Т. 19, № 4. – С. 62 – 64.

19. Гаргер Г. К. Расчет диффузионных характеристик поля концентрации невесомой примеси в приземном слое атмосферы / Г. К. Гаргер // Труды ИЭМ. – 1984. – Вып. 29(103). – С. 54 – 69.

20. Гармаш К. П. Возникновение крупномасштабных возмущений в ионосфере, инициируемых мощным нестационарным радиоизлучением / К. П. Гармаш, А. Б. Шварцбург, Л. Ф. Черногор // Компьютерная оптика. – 1988. – №6. – С. 62 – 71.

21. Гармаш К. П. Генерация и распространение электромагнитных волн, связанных с вариациями проводимости / К. П. Гармаш, Л. Ф. Черногор // Тезисы докладов: Всесоюзный семинар "Распространение радиоволн в ионосфере". – М. : Радио и связь. – 1989. – С. 70.

22. Гармаш К. П. Эффекты в околоземной космической плазме, стимулированные воздействием мощного радиоизлучения / К. П. Гар-

маш, Л. Ф. Черногор // Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники. – 1998.– №6. – С. 17 – 40.

23. Гармаш К. П. Влияние вихревой компоненты низкочастотного электрического поля, генерируемого при нагреве ионосферы мощным радиоизлучением, на параметры взаимодействия волна-частица / К. П. Гармаш, Л. Ф. Черногор // Тезисы докладов: Международный симпозиум "Спутниковые исследования ионосферных и магнитосферных процессов". – М. : ИЗМИРАН, 1995. – С. 30-31.

24. Гармаш К. П. Профили электронной концентрации D-области ионосферы в спокойных и возмущенных условиях по данным частичных отражений / К. П. Гармаш, Л. Ф. Черногор // Геомагнетизм и аэрономия. – 1996. – Т.36, № 2. – С. 75 – 81.

25. Гельберг М. Г. Неоднородности высокоширотной ионосферы / М. Г. Гельберг. – Новосибирск : Наука, 1986. – 194 с.

26. Гинзбург В. Л. Волны в магнитоактивной плазме / В. Л. Гинзбург, А. А. Рухадзе – М. : Наука, 1970. – 207 с.

27. Глобальные возмущения ионосферы, вызванные стартом ракеты на фоне магнитной бури / К. П. Гармаш, Л. С. Костров, В. Т. Розуменко и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1999. – Т. 39, № 1. – С. 72 – 78.

28. Гоков А. М. К определению электронной концентрации D-области ионосферы по амплитудным измерениям частично отраженных сигналов / А. М. Гоков, Л. А. Пивень, Ю. П. Федоренко // Радиотехника. – Харьков, 1990. – Вып. 93. – С. 108 – 111.

29. Гоков А. М. Исследование влияния солнечного терминатора на параметры нижней ионосферы и характеристики частично отраженных КВ сигналов / А. М. Гоков, А. И. Гритчин, В. А. Мисюра // Харьк. ун-т. Харьков, 1990. – Деп. в ВИНТИ 23.04.90, № 2158 – 1990. – 11 с.

30. Гоков А. М. О возможном влиянии сильных гроз на параметры D-области ионосферы и характеристики зондирующих КВ радиоволн / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1992. – Т. 32, № 5. – С. 178 – 180.

31. Гоков А. М. Экспериментальные исследования естественных возмущений среднеширотной области D ионосферы частичных отражений / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // В сб.: «Комплексные радиофизические исследования среднеширотной ионосферы в Харьковском университете». Деп. в ГНТБ Украины 24.05.93. Деп. № 1005 – УК 93. – С. 19 – 28.

32. Гоков А. М. Влияние солнечного терминатора на среднеширотную D-область ионосферы и характеристики частично отраженных КВ - сигналов и радиозумов / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1994. – Т. 34, № 2. – С. 169 – 172.

33. Гоков А. М. Некоторые особенности поведения радиозумов в диапазоне 2–4 МГц во время удаленных сильных землетрясений / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // В сб.: "Радиофизические исследования ионосферы и распространения радиоволн в Харьковском университете". 1995. Деп. в ГНТБ Украины 09.03.95. Деп. № 596 – Ук. 95. – С. 3 – 10.

34. Гоков А. М. Исследование реакции нижней ионосферы на удаленные сильные землетрясения методом частичных отражений / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Радиофизика и радиоастрономия. – 1996. – Т. 1, № 2. – С. 194 – 199.

35. Гоков А. М. Особенности отклика радиозумов в диапазоне 2 – 4 МГц на удаленные сильные землетрясения / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1996. – Т. 36, № 1. – С. 183 – 187.

36. Гоков А. М. Характеристики некоторых возмущений в D-области ионосферы во время магнитных бурь и солнечных вспышек / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Космические исследования. – 1996. – № 6. – С. 585 – 589.

37. Гоков А. М. Исследование реакции нижней ионосферы на удаленные сильные землетрясения методом частичных отражений / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1997. – Т. 37, № 4. – С. 169 – 173.

38. Гоков А. М. Изменения частоты соударений электронов и электрические поля в нижней ионосфере / А. М. Гоков, С. И. Мартыненко // Геомагнетизм и аэрономия. – 1997. – Т. 37, № 1. – С. 76—80.

39. Гоков А. М. Экспериментальные исследования влияния сильных гроз на параметры среднеширотной D-области ионосферы / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1998. – Т. 38, № 1. – С. 184 – 188.

40. Гоков А. М. Генерация низкочастотных вистлеров в E-области ионосферы инфразвуковыми волнами во время возмущений различной природы / А. М. Гоков // Радиотехника. – 1999. – Вып. 109. – С. 24 – 28.

41. Гоков А. М. Атмосферное электричество мегаполисов и некоторые аспекты атмосферно-ионосферного электрического взаимодействия / А. М. Гоков // Радиотехника. Харьков. – 2000. – Вып. 113. – С. 43 – 46.

42. Гоков А. М. Результаты наблюдений процессов в нижней ионосфере, сопутствующих затмению Солнца 11 августа 1999 г. / А. М. Гоков, Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 2000. – Т. 5, № 4. – С. 348 – 360.

43. Гоков А. М. К вопросу о реакции среднеширотной D-области ионосферы на удаленные сильные землетрясения / А. М. Гоков // Геомагнетизм и аэрономия. – 2001. – Т. 41, № 4. – С. 532 – 536.

44. Гоков А. М. Некоторые особенности динамики нижней ионосферы, обусловленные солнечным терминатором / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники. – 2002, № 12. – С. 26 – 32.

45. Гоков А. М. О некоторых электрических характеристиках атмосферы в районах крупных пожаров и атмосферно-ионосферном электрическом взаимодействии / А. М. Гоков // Сборник трудов конференции: Пятая Российская конференция по атмосферному электричеству. Владимир, 21 – 26 сентября 2003 г. – Т. 1. – С. 156 – 158.

46. Гоков А. М. Отклик среднеширотной D-области ионосферы на протонные события SPE / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Космічна наука і технологія. ДОДАТОК. – 2003. – Т. 9, № 2. – С. 86 – 90.

47. Гоков А. М. Экспериментальное исследование методом частичных отражений реакции среднеширотной D-области ионосферы на рентгеновские и оптические вспышки / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов, Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія. – 2005. – Т. 11, № 3/4. – С. 56 – 67.

48. Гоков А. М. Вариации электронной концентрации в среднеширотной D-области ионосферы во время магнитных бурь / А. М. Гоков, Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія. – 2005. – Т. 11, № 5/6. – С. 12 – 21.

49. Гоков А. М. Вариации концентрации электронов в среднеширотной D-области ионосферы в период магнитной бури 7–11 ноября 2004 г., обусловленные утренним солнечным терминатором / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Космічна наука і технологія. – 2006. – Т. 12, № 5/6. – С. 69 – 78.

50. Гоков А. М. Особенности вариаций концентрации электронов в D-области ионосферы вблизи г. Харькова в период магнитной бури в декабре 2006 г. / А. М. Гоков // Космічна наука і технологія. – 2007. – Т. 13, № 6. – С. 57 – 73.

51. Гоков А. М. Экспериментальное исследование отклика среднеширотной D-области ионосферы на затмение Солнца 29 марта 2006 г. / А. М. Гоков, А. И. Гритчин, О. Ф. Тырнов // Геомагнетизм и аэрономия. – 2008. – Т. 48, № 2. – С. 241 – 249.

52. Гоков А. М. Вариации концентрации электронов в D-области ионосферы вблизи Харькова в период магнитной бури в январе 2005 г. / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Радиофизика и радиоастрономия. – 2008. – Т. 13, № 1. – С. 54 – 66.

53. Гоков А. М. Особенности вариаций характеристик частично отраженных кв-сигналов, радишумов и концентрации электронов в региональной среднеширотной D-области ионосферы в период пяти частных затмений солнца / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Материалы 19-й международной Крымской конференция "СВЧ техника и телекоммуникационные технологии". – 2009. Севастополь: "Вебер". – С. 927– 928.

54. Горение нефти на водной поверхности (крупномасштабный эксперимент) / Ю. А. Гостинцев, Н. П. Копылов, Л. А. Суханов и др. // Физика горения и взрыва. – 1983. – Т. 19, № 4. – С. 36 – 39.

55. Гостинцев Ю. А. Инфразвуковые волны в атмосфере при больших пожарах / Ю. А. Гостинцев, Е. А. Иванов, Ю. В. Шацких // ДАН. – 1983. – Т. 271, № 2. – С. 327 – 330.

56. Гохберг М. Б. Электромагнитные эффекты в ионосфере при сейсмо-акустических воздействиях / М. Б. Гохберг // Электромагнитная совместимость. – 1986. – Т. 1. – С. 15 – 24.

57. Гохберг М. Б. О высокочастотном электромагнитном излучении при сейсмической активности / М. Б. Гохберг, В. А. Моргунов, Е. Л. Аронов // Доклады АН СССР. – 1979. – Т. 248, № 5. – С. 1077 – 1084.

58. Григорьев Т. И. Инфразвук и внутренние гравитационные волны при грозовых разрядах в атмосфере / Т. И. Григорьев, В. П. Докучаев // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1981. – Т. 17. – С. 690 – 697.

59. Дмитриев Э. М. Отклик атмосферного электрического поля на изменение проводимости в приземной атмосфере / Э. М. Дмитриев, С. В. Анисимов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1994. – Т. 34, № 3. – С. 97 – 103.

60. Ивлев Л. С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей / Л.С. Ивлев – Ленинград: Изд-во ЛГУ, 1982. – 365 с.

61. Исследование реакции нижней ионосферы на удаленные мощные землетрясения / К. П. Гармаш, А. М. Гоков, А. И. Гритчин и др. // Радиотехника. – Харьков. – 1990. – Вып. 95. – С. 52 – 56.

62. Касахара К. Механика землетрясений / К. Касахара – М. : Мир, 1985. – 264 с.

63. Ким В. П. В. Возможные эффекты в E-области ионосферы перед сильными землетрясениями / В. П. Ким, В. В. Хегай, П. В. Иллич-Свитыч // В сб.: Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений. – 1999. – Вып. 1. – С. 87– 93.

64. Кнут Р. Ионосферные возмущения на средних широтах, вызванные частицами высоких энергий / Р. Кнут, И. Вюрцберг // Геомагнетизм и аэрономия. – 1976. – 16, № 4. – С. 666 – 673.

65. Кнут Р. Международные координированные измерения геофизических эффектов солнечной активности в верхней ионосфере. 4. Высыпание энергичных частиц во время бухтообразного возмущения среднеширотной D-области ионосферы / Р. Кнут, Н. И. Федорова // Геомагнетизм и аэрономия. – 1977. – 17, № 5. – С. 854 – 861.

66. Колоколов Л. Е. Ионосферные эффекты, связанные с солнечным затмением 18 марта 1988 г. / Л. Е. Колоколов, А. Д. Легенька, С. А. Пулинец // Геомагнетизм и аэрономия. – 1993. – Т. 33, № 1. – С. 49 – 57.

67. Комплексное экспериментальное исследование реакции ионосферы на солнечное затмение 9 марта 1997 г. / Б. Б. Борисов, Д. А. Егоров, Н. Е. Егоров и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2000. – Т. 40, № 3. – С. 94 – 103.

68. Комплексные радиофизические и оптические исследования динамических процессов в атмосфере и геокосмосе, вызванных солнечным затмением 11 августа 1999 года / Л. А. Акимов, Е. И. Григоренко, В. И. Таран и др. // Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники. – 2002. – № 2. – С. 25 – 63.

69. Костров Л. С. Результаты наблюдения процессов в средней ионосфере, сопутствующих затмению Солнца 11 августа 1999 г. / Л. С. Костров, Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 2000. – Т. 5, № 4. – С. 361 – 370.

70. Красногорская Н. В. Электричество нижних слоёв атмосферы и методы его измерения / Н. В. Красногорская – М. : Гидрометеоздат, 1972. – 323 с.

71. Креков Г. М. Оптико-локационная модель континентального аэ-

розоля / Г. М. Креков, Р. Рахимов. – Новосибирск : Наука, 1982. – 198 с.

72. Крупномасштабные ионосферные возмущения, вызываемые удаленными землетрясениями и мощные мезосферные электрические поля / А. М. Гоков, С. И. Мартыненко, В. Т. Розуменко, О. Ф. Тырнов // Радиотехника. Тематический выпуск "Проблемы телекоммуникаций". Вып. 128. – 2002. – С. 206 – 209.

73. Кучеров К. И. О нагреве электронов нижней ионосферы горизонтальными грозовыми разрядами / К. И. Кучеров, А. П. Николаенко // Известия вузов. Радиофизика. – 1979. – Т. 22. – С. 894 – 896.

74. Лаштовичка Я. Международные координированные измерения геофизических эффектов солнечной активности в верхней ионосфере. 3. Необычное среднеширотное ионосферное возмущение корпускулярного происхождения / Я. Лаштовичка, Н. И. Федорова // Геомагнетизм и аэронавигация. – 1976. – 16, № 6. – С. 1018 – 1025.

75. Липеровский В. А. Исследование F-области ионосферы перед землетрясением / В. А. Липеровский, О. А. Алимов, М. Б. Гохберг // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1990. – №12. – С. 77 – 86.

76. Липеровский В. А. Ионосферные предвестники землетрясений / В. А. Липеровский, О. А. Похотелов, С. Л. Шалимов – М. : Наука, 1992. – 304 с.

77. Ляцкий В. Б. Магнитосферно-ионосферное взаимодействие / В. Б. Ляцкий, Ю. П. Мальцев – М. : Наука, 1983. – 192 с.

78. Мазур В. А. О распространении низкочастотного вистлера в ионосфере / В. А. Мазур // Известия вузов. Радиофизика. – 1988. – Т. 31, №12. – С. 1423 – 1430.

79. Мартыненко С. И. Отклик нижней ионосферы на изменение проводимости приземной атмосферы / С. И. Мартыненко, И. М. Фукс, Р. С. Шубова // Геомагнетизм и аэронавигация // 1994. – Т. 34, № 2. – С. 121 – 127.

80. Мисюра В. А. О природе частично отраженных сигналов / В. А. Мисюра, Л. А. Пивень, Ю. П. Федоренко // Ускорение частиц и плазменные эффекты в космосе. – К. : Наукова думка, 1976. – С. 14 – 21.

81. Митра А. Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли / А. Митра – М. : Мир, 1977. – 370 с.

82. Михайлов Ю. М. КНЧ и ОНЧ-электромагнитный фон во внешней ионосфере над сейсмоактивными районами / Ю. М. Михайлов, А. Г. Ми-



хайлова, О. В. Капустина // Геомагнетизм и аэрономия. – 1997. –Т. 37, № 4. – С. 78 – 85.

83. Модификация ионосферы во время военных действий в зоне Персидского залива / О. А. Похотелов, В. А. Липеровский, Ю. П. Фомичев и др. // Докл. АН. – 1991. – Т. 321, № 6. – С. 1168 – 1172.

84. Молчанов О. А. Низкочастотные волны и индуцированные излучения в околоземной плазме / О. А. Молчанов – М.: Наука, 1985. – 224 с.

85. Молчанов О. А. О проникновении низкочастотных электромагнитных полей от сейсмических источников в магнитосферу Земли / О. А. Молчанов // Препринт ИЗМИР АН СССР. Москва. – 1988. – № 56. – 37 с.

86. Непреднамеренные воздействия на климат / под ред. М. И. Будыко. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1974. – 260 с.

87. Николаенко А. П. О нагреве электронов нижней ионосферы электромагнитным излучением вертикальных грозных разрядов / А. П. Николаенко // Геомагнетизм и аэрономия. – 1976. – Т. 16. – С. 260 – 264.

88. Ночная ионизация D-области ионосферы умеренных широт в период магнитной бури / В. В. Беликович, Е. А. Бенедиктов, В. Д. Вяхи-рев, Л. В. Гришкевич // Геомагнетизм и аэрономия. – 1980. – Т. 20, № 3. – С. 547 – 548.

89. О вариациях характеристик КВ сигнала на трассе наклонного зондирования во время солнечного затмения 11 августа 1999 г. / В. П. Урядов, А. М. Леонов, А. А. Понятов и др. // Изв. вузов. Радиофизика. – 2000. – Т. 43, № 8. – С. 682 – 686.

90. О механизме генерации инфразвуковых волн в атмосфере большими пожарами / Ю. А. Гостинцев, Е. А. Иванов, С. В. Анисимов и др. // ДАН. – 1985. – Т. 283, № 3. – С. 573 – 576.

91. О неоднородностях нижней ионосферы, движущихся за терминатором / В. Г. Безродный, П. В. Блиох, И. С. Фалькович и др. // Тез. Докл. Семинара КАПГ по физике страто-мезосферы и нижней ионосферы. Ростов-на Дону. – М. : Наука, 1977. – С. 52.

92. Орлов В. В. Инфразвуковые предвестники землетрясений / В. В. Орлов, А. М. Уралов // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1984. – Т. 20, № 6. – С. 476 – 484.

93. Орлов В. В. Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца / В. В. Орлов, А. М. Уралов – М. : Наука. – 1987. – Вып. 78. – С. 28 – 40.

94. Особенности атмосферно-ионосферных эффектов солнечного затмения 31 мая 2003 года / Л. А. Акимов, Е. И. Григоренко, В. И. Таран, Л. Ф. Черногор // Успехи современной радиоэлектроники. – 2005. – № 3. – С. 55 – 70.

95. Отклик ионосферы на частное солнечное затмение 29 марта 2006 г. по наблюдениям в Н. Новгороде и Мурманске / В. В. Беликович, В. Д. Вяхирев, Е. Е. Калинина и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2008. – Т. 48, № 1. – С. 103 – 108.

96. Павлов В. А. Воздействие землетрясений и извержений вулканов на ионосферную плазму / В. А. Павлов // Изв. вузов. Радиофизика. – 1979. – Т. 22, № 1. – С. 11 – 15.

97. Павлов В. А. Электромагнитные предвестники землетрясений / В. А. Павлов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1986. – Т. 26, № 5. – С. 807 – 815.

98. Павлов В. А. Волновые процессы в ионосфере / В. А. Павлов. – Алма-Ата : Наука, 1987. – С. 3.

99. Петухов В. К. Поиск предвестников землетрясений / В. К. Петухов, Н. Н. Романова // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. – 1971. – Т. 7, № 2. – С. 218 – 223.

100. Поиск предвестников землетрясений / под редакцией М. Б. Гохберга. – М. : Наука, 1988. – 143 с.

101. Поляков С. В. О генерации электрических волн в верхней атмосфере / С. В. Поляков, В. О. Рапопорт, В. Ю. Трахтенгерц // Геомагнетизм и аэрономия. – 1990. – Т. 30, № 5. – С. 869 – 871.

102. Пономарев Е. А. Инфразвуковые волны в атмосфере Земли. (Обзор) / Е. А. Пономарев, А. И. Ерущенков // Изв. вузов. Радиофизика. – 1977. – Т. 20, № 12. – С. 1773 – 1789.

103. Последствия ядерной войны. Физические и атмосферные эффекты / Б. Питток, Т. Акермен, П. Крутцен и др.; – пер. с англ. – М. : Мир, 1988. – 392 с.

104. Предвестники сильных землетрясений в нижней ионосфере: экологические аспекты проблемы / И. П. Гуфельд, Г. А. Гусев, О. В. Козырева и др. // Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений. – 1999. – Вып. 1. – С. 94 – 100.

105. Радиофизические исследования и моделирование процессов в ионосфере, возмущенной источниками различной природы. 1. Экспе-

риментальная база и процессы в естественно возмущенной ионосфере / К. П. Гармаш, А. М. Гоков, Л. С. Костров и др. // Вестник Харьковского университета. Сер. Радиофизика и электроника. Харьков: ХГУ, 1998. – № 405. – С. 157 – 177.

106. Радиофизические исследования и моделирование процессов в ионосфере, возмущенной источниками различной природы. 2. Процессы в искусственно возмущенной ионосфере. Вариации характеристик радиосигналов. Моделирование возмущений / К. П. Гармаш, А. М. Гоков, Л. С. Костров и др. // Вісник Харківського університету № 427. Радіофізика та електроніка. Вип. 1. Харків, 1999. – С. 3 – 22.

107. Распространение радиоволн в ионосфере / В. С. Белей, В. Т. Галушко, Ю. М. Ямпольский и др. – М. : Наука, 1983. – 82 с.

108. Руденко Г. В. Возбуждение ионосферного МГД-волновода подземными токами в зоне подготовки землетрясений / Г. В. Руденко // Геомагнетизм и аэрономия. – 1985. – Т. 25, № 5. – С.799 – 804.

109. Савченко А. В. Динамика шлейфа заряженных аэрозольных частиц в приземном слое атмосферы / А. В. Савченко, В. В. Смирнов, А. Д. Уваров // Труды ИЭМ. – 1987. – Вып. 44(134). – С. 69 – 78.

110. Свиркунов П. Н. Диффузионный механизм формирования электрического поля в приземном слое атмосферы // Тр. ИЭМ. – 1987. – Вып. 44, № 131. – С. 3 – 8.

111. Смирнов В. А. Деформация ионного, газового и аэрозольного состава воздуха при его радиоактивном загрязнении / В. А. Смирнов // Тр. ИЭМ. – 1992. – Вып.19, № 152. – С. 46 – 59.

112. Смирнов В. А. Ионизация в тропосфере / В. А. Смирнов. – Спб.: Гидрометеиздат, 1992. – 312 с.

113. Соколов В. Д. Эффект солнечного затмения в риометрических данных в Якутске 9 марта 1997 года / В. Д. Соколов, И. П. Безродных, В. А. Кузьмин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1999. – Т. 39, № 2. – С. 139 – 140.

114. Соловьев А. В. Исследования инфразвуковых колебаний давления при маломасштабных пожарах / А. В. Соловьев, Е. Д. Тельпуховский // Изв. вузов. Физика. – 2001. – № 1. – С. 91 – 93.

115. Сомсиков В. М. Солнечный терминатор и динамика атмосферы / В. М. Сомсиков – Алма-Ата: Наука, 1983. – 192 с.

116. Сомсиков В. М. Волны в атмосфере, обусловленные солнечным терминатором (обзор) / В. М. Сомсиков // Геомагнетизм и аэронаука. – 1991. – Т. 31, №1. – С. 1 – 12.

117. Сомсиков В. М. О генерации турбулентности атмосферы солнечным терминатором / В. М. Сомсиков // Геомагнетизм и аэронаука. – 1992. – Т. 32, №3. – С. 55 – 59.

118. Сорокин В. М. Физика медленных МГД волн в ионосферной плазме / В. М. Сорокин, Г. В. Федорович – М. : Энергия, 1982. – 135 с.

119. Сорокин В. М. Электродинамическая модель ионосферных предвестников землетрясений и некоторых видов катастроф / В. М. Сорокин, В. М. Чмырев // Геомагнетизм и аэронаука. – 2002. – Т. 42, № 6. – С. 821 – 830.

120. Стационарный комплекс аппаратуры для исследования нижней ионосферы методом частичных отражений / А. И. Гритчин, В. Л. Дорохов, Л. Г. Концевая и др. // Вестн. Харьк. ун-та. Радиофизика и электроника. – 1988. – № 318. – С. 21 – 24.

121. Сурков В. А. Возбуждение низкочастотных электромагнитных возмущений ионосферы акустическими волнами / В. А. Сурков // М. : Препринт МИФИ №041-89, 1989. – 24 с.

122. Сухоруков А. И. Simulation of the strong lightning pulse penetration into the lower ionosphere / А. И. Сухоруков, А. И. Руденко, Р. Stubbe // Geophys. Res. Let. – 1996. – V. 23. – P. 2911 – 2915.

123. Фетт В. Атмосферная пыль / В. Фетт – М. : Иностранная литература, 1961. – 336 с.

124. Физика космоса: Маленькая энциклопедия. М. : Сов. Энциклопедия, 1986. – 783 с.

125. Цирс Г. П. Крупномасштабные (не менее 100 км) эффекты в ионосфере, стимулированные мощным радиоизлучением / Г. П. Цирс // Геомагнетизм и аэронаука. – 1982. – Т. 22, №5, – С. 814 – 818.

126. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество / Дж. А. Чалмерс – Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. – 420 с.

127. Черногор Л. Ф. Возмущение неоднородной структуры в нижней ионосфере под действием мощного радиоизлучения / Л. Ф. Черногор // Известия вузов. Радиофизика. – 1985. – Т. 28, № 12. – С. 17 – 26.

128. Черногор Л. Ф. Глобальные эффекты при локальном энерговыделении в Геосфере / Л. Ф. Черногор // Сб. докл. Всес. конф. по не-

традиционным идеям о природе и ее явлениях. Т. 2. Гомель. – 1990. – С. 86 – 94.

129. Черногор Л. Ф. Инфразвуковое воздействие землетрясений и их предвестников на параметры околоземного пространства / Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 1997. – Т. 2, № 4. – С. 463 – 472.

130. Черногор Л. Ф. Энергетика процессов на Земле, в атмосфере и околоземном космосе в свете проекта "Попередження" / Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія. – 1998. – Т. 4, № 2. – С. 1 – 10.

131. Черногор Л. Ф. Современная наука о природе. Интегрирующий курс естествознания. Учебн. пособ. / Л. Ф. Черногор // – Харьков, 1998. – 240 с.

132. Черногор Л. Ф. Естествознание. Интегрирующий курс / Л. Ф. Черногор. – Харьков: ХНУ, 2000. – 415 с.

133. Черногор Л. Ф. Высыпание электронов из магнитосферы, стимулированное затмением Солнца / Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 2000. – Т. 5, № 4. – С. 371 – 375.

134. Черногор Л. Ф. Земля – атмосфера – геокосмос как открытая динамическая нелинейная система / Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія. – 2003. – Т. 9, №5/6. – С. 96 – 105.

135. Черногор Л. Ф. Физика Земли, атмосферы и геокосмоса в свете системной парадигмы / Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 2003. – Т. 8, № 1. – С. 59 – 106.

136. Черногор Л. Ф. Физические процессы в околоземной среде, сопровождавшие военные действия в Ираке (март – апрель 2003 г.) / Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія. – 2003. – №2/3. – С.13 – 33.

137. Черногор Л. Ф. Геофизические эффекты и геоэкологические последствия массовых химических взрывов на военных складах в г. Артемовске / Л. Ф. Черногор // Геофизический журнал. – 2004. – Т. 26, № 4. – С. 31 – 44.

138. Черногор Л. Ф. Земля – атмосфера – ионосфера – магнитосфера как открытая динамическая нелинейная физическая система. 1. / Л. Ф. Черногор // Нелинейный мир. – 2006. – Т. 4, № 12. – С. 655 – 697.

139. Черногор Л. Ф. Волновые возмущения в геокосмосе: теория, результаты наблюдений и моделирования / Л. Ф. Черногор // Сборник

тезисов: Шестая Украинская конференция по космическим исследованиям. 3 – 10 сентября 2006 г. НЦУИКС, Евпатория. – С. 76.

140. Черногор Л. Ф. Земля – атмосфера – ионосфера – магнитосфера как открытая динамическая нелинейная физическая система. 2. / Л. Ф. Черногор // Нелинейный мир. – 2007. – Т. 5, № 4. – С. 55 – 97.

141. Черногор Л. Ф. Волновые возмущения в геокосмосе – индикатор состояния атмосферной и космической погоды / Л. Ф. Черногор // Збірник тез.: Сьома Українська конференція з космічних досліджень. 3 – 8 вересня 2007 р. Крим. Євпаторія. – С. 72.

142. Чернявский Е. А. Атмосферно-электрические предвестники землетрясений / Е. А. Чернявский // Метеорология и гидрология в Узбекистане. Ташкент. – 1955. – С. 317 – 327.

143. Экспериментальные исследования перемещающихся ионосферных возмущений на параметры КВ радиосигнала / В. С. Белей, В. Т. Галушко, Ю. М. Ямпольский и др. // Препринт № 231. Харьков: ИРЭ АН УССР. – 1983. – 16 с.

144. Электрические и магнитные предвестники землетрясений / под ред. В. П. Головкова. – Ташкент : ФАН, 1983. – 135 с.

145. Электромагнитные предвестники землетрясений / Под ред. М. А. Садовского. – М. : Наука, 1982. – 160 с.

146. Эффекты сильных землетрясений в ионосфере Земли / Е. А. Егоров, Ю. Н. Елизарьев, В. М. Новиков и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 1990. – Т. 30, № 4. – С. 680 – 689.

147. Belrose J. S. Study of the lower ionosphere using partial reflection. 1. Experimental technique and method of analysis / J. S. Belrose, M. J. Burke // J. Geophys. Res. – 1964. – V. 69, № 13. – P. 2799 – 2818.

148. Belrose J. S. Ionization changes in the middle latitude D region associated with geomagnetic storms / J. S. Belrose, L. Thomas // J. Atmos. Terr. Phys. – 1968. – V. 30. – P. 1397 – 1413.

149. Belrose J. S. Radio wave probing of the ionosphere by the partial reflection of radio waves (from heights below 100 km) / J. S. Belrose // J. Atmos. Terr. Phys. – 1970. – V. 32. – P. 567 – 597.

150. Bering E. A. The global Electric circuit / E. A. Bering, A. A. Few, J. R. Renbrook // Physics Today. – 1998. – V 10. – P. 24 – 30.

151. Bertel L. Evaluation of the vertical flux of energy into the thermosphere from medium scale gravity waves generated by the jet stream

/ L. Bertel, F. Bertin, V. Vestud // J. Atmos. Terr. Phys. 1978. – V. 40. – P. 691 – 696.

152. Buonsanto M. J. Ionospheric Storms. A review / M. J. Buonsanto // Space Science Reviews. – 1999. – V. 88. – P. 563 – 601.

153. Chernogor L. F. Flux Parameters of Energetic Particles Affecting the Middle Latitude Lower Ionosphere / L. F. Chernogor, K. P. Garmash, V. T. Rozumenko // Радиофизика и радиоастрономия. – 1998. – Т. 3, № 2. – P. 191 – 197.

154. Chimonas G. Atmos. Gravity Waves Induced by a Solar Eclipse / G. Chimonas, C. O. Hines // J. Geophys. Res. – 1970. – V. 75, № P. 875 – 889.

155. Chimonas G. Internal Gravity-Wave Motions Induced in the Earth's Atmosphere by a Solar Eclipse / G. Chimonas // J. Geophys. Res. – 1970. – V. 75, № 28. – P. 5545 – 5551.

156. Cobb W. E. The electrical conductivity of oceanic air and its correlation to global Atmos. pollution / W. E. Cobb, R. I. Wells // J. Atmos. Sci. – 1970. – V 27. – P. 814 – 819.

157. Continuous Traveling Coupling between Seismic Waves and Ionosphere Evident in May 1968 Japan Earthquake Data / P. C. Yuen, P. F. Weaver, A. S. Suzuki, A. S. Furumoto // J. Geophys. Res. – 1969. – V.74, № 9. – P. 2256 – 2268.

158. Danilov A. D. Effects of geomagnetic storms on the ionosphere and atmosphere / A. D. Danilov, J. Lastovicka // International Journal of Geomagnetism and Aeronomy. – 1999. – V. 1, №. 3. – P. 3 – 27.

159. Direct observation of magnetospheric electron precipitation stimulated by lightning / R. A. Goldberg, J. R. Barcus, L. C. Hale, S. A. Curtis // J. Atmos. Terr. Phys. – 1986. – V. 48. – P. 293 – 300.

160. Eclipse Supplement // Nature. – 1970. – V. 226. – P. 1097 – 1155.

161. Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction / Edited by M. Hayakawa, Y. Fujinawa. – Terra Scientific Publishing Company, Tokyo. – 1994. – 678 p.

162. Feldman W. C. Hard X ray survey of energetic electrons from low-Earth orbit / W. C. Feldman, E. M. D. Symbalisty, R. A. Roussel-Dupre // J. Geophys. Res. – 1996. – V. 101. – P. 5195 – 5209.

163. Foster J. C. Midlatitude particle and electric field effects at the onset of the November 1993 geomagnetic storm / J. C. Foster, S. Cummer,

U. S. Inan // J. Geophys. Res. – 1993. – V. 103, № 26. – P. 359 – 366.

164. Gokov A. M. Generation of Low-Frequency Whistlers by Infrasonic Waves in the Ionospheric E-Region During Disturbances of Various Nature / A. M. Gokov // Telecommunications and Radio Engineering. – 1997. – V. 52, № 10.–P. 72– 74.

165. Gokov A. M. Application of the Partial Reflections Technique to Studying the Response of the Lower Ionosphere to Strong Distant Earthquakes / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and Radio Engineering. – 1997. – V.51, № 4. – P. 92 – 97.

166. Gokov A. M. Experimental investigations of strong thunderstorms having effect on the middle latitude ionospheric D-region parameters / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunication and Radio Engineering. – 1999. – V. 53, № 7 – 8. – P. 6 – 12.

167. Gokov A. M. Partial reflection technique investigation of the lower ionosphere response to strong remote earthquakes / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Journal of Atmos. Electricity. – 2000. – V. 20, № 2. – P. 63 – 73.

168. Gokov A. M. Low frequency whistlers generated by infrasonic waves in the ionospheric E-region during disturbances of different nature / A. M. Gokov // Journal of Atmos. Electricity. – 2000. – V. 21, № 1. – P. 1 – 6.

169. Gokov A. M. Experimental Investigations of Electron Density Variations in the Middle Latitude Ionospheric D-Region During Remote Strong Earthquakes / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and Radio Engineering. – 2001. – V. 55, № 5. – P. 8 – 15.

170. Gokov A. M. Some Features of Lower Ionosphere Dynamics Caused by the Morning Solar Terminator / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Journal of Atmos. Electricity. – 2002. – V. 22, № 1. – P. 13 – 21.

171. Gokov A. M. Low frequency whistlers generated in lower ionosphere during strong thuderstoms / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and radio engineering. – 2002. – V. 57, № 10&11. – P. 110 – 122.

172. Gokov A. M. Experimental Investigation of Middle Latitude D-region Ionosphere Responding to Events Related to Proton Precipitations / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Telecommunications and Radio Engineering. – 2002. – V. 57, № 10&11. – P. 123 – 135.

173. Gokov A. M. The lower ionosphere response to some phenomena related to events on the Sun / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Proc. of International Symposium from solar corona through interplanetary space, into Earth's



magnetosphere and ionosphere: Interball ISTP satellites, and ground-based observations. Session I – IV. February 1–4, 2000. Kyiv, Ukraine. P. 141 – 144.

174. Gokov A. M. Experimental investigations of the middle latitude ionospheric D-region reaction to geomagnetic sudden storm commencements / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Journal of Atmos. Electricity*. – 2003. – V. 23, № 1. – P. 21–29.

175. Gokov A. M. The Midlatitude Ionosphere D-region Response to Some Events on the Sun / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Adv. Space Res.* – 2003. – V. 31, № 4. – P. 1001 – 1006.

176. Gokov A. M. Simultaneous Determination of Electron Density and Electron-Neutral Molecule Collision Frequencies in the Ionospheric D-region by a Partial Reflection Technique / A. M. Gokov // *Telecommunications and Radio Engineering*. – 2003. – V. 60, №10 – 12. – P. 145 – 158.

177. Gokov A. M. Middle Latitude Ionospheric D-Region Responses to solar Events as Investigated by Partial Reflection Technique / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Telecommunications and Radio Engineering*. – 2003. – V. 59, № 4 3&4. – P. 114 – 134.

178. Gokov A. M. Peculiarities of the Middle Latitude Ionospheric D-Region Dynamics, Caused by the Solar Terminator / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Telecommunications and Radio Engineering*. – 2003. – V. 59, № 3&4. – P. 159 – 172.

179. Gokov A. M. Middle Latitude Ionospheric D-region Responses to Disturbance Launchings and Flights of Space Vehicles Experimentally Investigated by Means of a Partial Reflection Technique / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Telecommunications and Radio Engineering*. – 2004. – V. 61, № 5. – P. 434 – 450.

180. Gokov A. M. Atmospheric electricity of megapolises and some aspects of atmosphere-ionosphere electrical interactions / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Telecommunications and Radio Engineering*. – 2004. – V. 61, № 11. – P. 983 – 998.

181. Gokov A. M. The Ionospheric D-Region over Kharkiv during the 14-24 April 2002 Magnetic Storm / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Telecommunications and Radio Engineering*. – 2005. – V. 63, № 1. – P. 63 – 74.

182. Gokov A. M. Experimental Study of the Response of the Midlatitude Ionospheric D-Region to the Solar Eclipse of March 29, 2006 / A. M. Go-

kov, A. I. Gritchin, O. F. Tyrnov // *Geomagnetism and Aeronomy*. – 2008. – V. 48, № 2. – P. 232 – 239.

183. Gonzalez W. D. What is a geomagnetic storm? / W. D. Gonzalez, J. A. Jozelyn, Y. Kamide // *J. Geophys. Res.* – 1994. – V. 99, № A 4. – P. 5771 – 5792.

184. Hale L. C. Current to the ionosphere following to lightning stroke / L. C. Hale, M. E. Baginski // *Nature*. – 1987. – V. 329. – P. 814 – 816.

185. Hargreaves J. K. *The Upper Atmosphere and Solar-Terrestrial Physics. An introduction to the aerospace environment* / J. K. Hargreaves – Van Nostrand Reinhold Co. Ltd. – 1979. – 352 p.

186. Hargreaves J. K. *The Solar-Terrestrial Environment* / J. K. Hargreaves. – New York : Cambridge University Press, 1992. – 420 p.

187. Hines C. O. Internal Atmos. gravity waves at ionospheric heights / C. O. Hines // *Can. J. Phys.* – 1960. – V. 38. – P. 1441 – 1481.

188. Inan U. S. Lightning-induced electron precipitation events observed as phase and amplitude perturbations on subionospheric VLF signals / U. S. Inan, D. L. Carpenter // *J. Geophys. Res.* – 1987. – V. 92. – P. 3293 – 3297.

189. Inan U. S. VLF-heating of the lower ionosphere / U. S. Inan // *Geophys. Res. Lett.* – 1990. – V. 17. – P. 729 – 734.

190. Inan U. S. Heating and ionization of the ionosphere by lightning / U. S. Inan, T. F. Bell, I. V. Rodriguez // *Geophys. Res. Lett.* – 1991. – V. 18. – P. 705 – 711.

191. Kelley M. C. Electrical measurements in the atmosphere and the lower ionosphere over an active thunderstorm. 1. Campaign Overview and Individual Results / M. C. Kelley, C. L. Siefring, R. Pfaff // *J. Geophys. Res.* – 1985. – V 90, № 10. – P. 9815 – 9827.

192. Kelley M. C. Intence ionospheric electric and magnetic field pulses generated by lightning / M. C. Kelley, J. C. Ding, R. H. Holzworth // *Geophys. Res. Lett.* – 1990. – V 17, № 12. – P. 2221 – 2232.

193. Lastovicka J. Effects of Geomagnetic Storms in the Lower Ionosphere. Middle Atmosphere and Troposphere / J. Lastovicka // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1996. – V. 58. – P. 831 – 843.

194. Lauter E. A. Precipitation of high energy particles into the upper atmosphere at medium latitudes after magnetic storm / E. A. Lauter, R. Knuth // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1967. – V. 29. – P. – 411 – 417.

195. Lauter E. A. The post-storm ionization in the upper mesosphere / E. A. Lauter // J. Meteorol. – 1977. – № 6. – P. 67 – 73.
196. Martynenko S. I. Atmospheric electric field and disturbances of the lower ionosphere parameters / S. I. Martynenko // J. of Atmos. Electricity. – 1999. – V. 19, № 1. – P. 1 – 9.
197. Muhleisen K. The global circuits and its parameters / K. Muhleisen // Proc. 5-th Intern. Conf. on Atmos. Electr. Parmstadt. – 1977. – P. 467 – 476.
198. Nickolaenko A. P. The rocket flare as a fair weather field converter into low frequency emission / A. P. Nickolaenko // J. Atmos. Electr. – 1995. – V. 15. – P. 5 – 10.
199. *Observations of ionospheric D region perturbations which accompanied the space shuttle orbiter Atlantis launch with a geomagnetic storm as a background by partial reflection technique / L. F. Chernogor, K. P. Garmash, L. S. Kostrov et al. // Annales Geophysicae. Part III. Space and Planetary Sciences. – 1998.– Supplement I to Vol 16. – P. 839.*
200. Park C. G. Penetration of thundercloud electric fields into the ionosphere and magnetosphere. 1. Middle and subauroral latitudes / C. G. Park, M. Dejnakarinta // J. Geophys. Res. – 1973. – V. 78, № 287. – P. 6623 – 6633.
201. Perturbations in the ionosphere following U.S. powerful space vehicle launching / L. F. Chernogor, K. P. Garmash, L. S. Kostrov et al. // Radio Physics and Radio Astronomy. – 1998. – № 3. – P. 181 – 190.
202. Peter W. B. Perturbations of midlatitude subionospheric VLF signals associated with lower ionospheric disturbances during major geomagnetic storms / W. B. Peter, M. W. Chevalier, U. S. Inan // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111. – P. 1 – 14.
203. Potemra T. A. Precipitating Energetic Electrons as an Ionization Source in the Midlatitude Nighttime D Region / T. A. Potemra, A. J. Zmuda // J. Geophys. Res. – 1970. – V. 75, № 34. – P. 7161 – 7166.
204. Radiophysical Investigations and Modeling of Ionospheric Processes Generated by Sources of Various Nature. 1. Processes in a Naturally Disturbed Ionosphere. Technical Facilities / K. P. Garmash, A. M. Gokov, L. S. Kostrov et al. // Telecommunications and Radio Engineering. – 1999. – V. 53, № 4 – 5. – P. 6 – 20.

205. Radiophysical Investigations and Modeling of Ionospheric Processes Generated by Sources of Various Nature. 2. Processes in a Modified Ionosphere. Signal Parameter Variations. Disturbance Simulation / K. P. Garmash, A. M. Gokov, L. S. Kostrov et al. // Telecommunications and Radio Engineering. – 1999. – V. 53, № 6. – P. 1 – 22.

206. Remote earthquake-induced large-scale ionospheric disturbances and strong mesospheric electric fields / A. M. Gokov, S. I. Martynenko, V. T. Rozumenko, O. F. Tyrnov // Telecommunications and radio engineering. – 2002. – V. 57, № 10&11. – P. 136 – 140.

207. Rodriguez I. V. D-region phenomena due to heating and ionization by lightning radiation / I. V. Rodriguez, U. S. Inan, T. S. Bell // Eos. – 1991. – V. 72, Suppl. 376. – P. 199 – 208.

208. Rycroft M. J. The global Atmos. electric circuit, solar activity and climate change / M. J. Rycroft, S. Israelsson, C. Price // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. – 2000. – V. 62. – P. 1563 – 1576.

209. Schlegel K. Partial reflection results in the auroral D-region explained in terms of acoustic waves / K. Schlegel, E. V. Thrane, A. Brekke // J. Atmos. Terr. Phys. – 1980. – V. 42. – P. 809 – 814.

210. Special Eclipse Issue (The eclipse of 7 March 1970) // J. Atmos. Terr. Phys. – 1972. – V. 34. – P. 559 – 739.

211. The Radiophysical Observatory for Remote Sounding of the Ionosphere / O. F. Tyrnov, K. P. Garmash, A. M. Gokov et al. // Turkish Journal of Physics. – 1994. – V. 18, № 11. P. 1260 – 1265.

212. Tonev P. T. Time-dependent model of the initial phase of thundercloud electric field penetration into the ionosphere / P. T. Tonev, P. I. Velinov // Doklady Bolgarskoy AN. – 1992. – V. 45. – P. 47 – 50.

213. Voss H. D. Lightning-induced electron precipitation / H. D. Voss, W. L. Imhoff, M. E. Walt // Nature. – 1984. – V. 312. – P. 740 – 742.

214. Wayne M. Rae Solar flare induced ionospheric D-region enhancements from VLF phase and amplitude observations / M. Rae Wayne, Neil R. Thomson // Journal of Atmos. and Solar-Terrestrial Physics. – 2004. – V. 66, № 1. – P. 77 – 87.

215. Wickersham A. F. Identification of Acoustic-Wave Modes from Ionospheric Range-Time Observation / A. F. Wickersham // J. Geophys. Res. – 1966. – V. 70, № 11. – P. 4551 – 4559.

## Предметний покажчик

- Акустико-гравітаційні хвилі**, 12, 21  
Алгоритм регуляризації, 35  
Альвенівська швидкість, 99  
Атмосфера, 17  
Атмосферна конвекція, 115  
– турбулентність, 115
- Вертикальна складова електричного поля**, 112, 113, 114  
Висотно-часові залежності середніх амплітуд суміші ЧВ сигналу і радіошуму, 35, 139  
– амплітуд ЧВ сигналу, 35, 139  
– амплітуд шуму, 35, 139  
Власні частоти атмосфери, 28  
Викиди в атмосферу продуктів горіння, 116  
Випромінювання акустичне, 26  
– гамма, 21  
– оптичне, 9, 17, 19  
– рентгенівське, 9, 20  
– корпускулярне, 9  
– ультрафіолетове, 19, 20  
– інфрачервоне, 20  
Висипання магнітосферних електронів, 10, 13,  
– протонів, 10  
Внутрішня енергія, 23, 25
- Гірочастота електронів**, 49, 132  
– іонів, 132  
Грози, 13, 91  
Густина потоку потужності  
– сейсмічної енергії, 28
- Дисперсія значення  $R$** , 49  
– інтенсивностей ЧВ сигналу, 49  
Димовий шлейф, 111, 112  
Джерела електромагнітного випромінювання, 128  
– тепло-пилові, 128  
– хімічні, 128  
Довжина хвиль, 131  
– інфразвуку, 133  
Доплерівське зрушення частоти, 141
- Екологічні ефекти**, 115, 125  
Енергія  
– електронів, 37  
– протонів, 37  
Електричний струм, 114  
Електромагнітні поля  
– низькочастотні, 14  
– дуженизкочастотні, 14  
– мезосферні, 15  
Електричні поля атмосферні, 5, 127  
– мегаполіса, 16  
Енергія потенційна сейсмічна, 30  
– пружна, 30
- Затемнення Сонця**, 12, 78  
Збурення  
– вертикального електростатичного поля, 113  
– глобального електричного ланцюга, 114  
Збурені умови, 114  
Землетрус, 14, 28, 98  
Зенітний кут Сонця, 93

- Зміни питомої внутрішньої енергії, 101  
 – щільності атмосферного газу, 113  
 Зенітний кут Сонця, 99
- Інтегральний коефіцієнт поглинання ЧВ сигналу, 48  
 Інтенсивність флуктуацій  $N$ , 48  
 Інфразвукова хвиля, 124  
 Іоносфера, 28
- Концентрація аерозолів**, 110  
 – електронів, 36, 50, 53, 75, 105  
 – позитивних іонів, 122  
 – негативних іонів, 122  
 Коефіцієнти дифузії, 122  
 – рекомбінації іонів, 122  
 – використання в генераторі аерозолію, 122  
 – турбулентної дифузії, 122  
 – молекулярної дифузії, 122  
 Космічна погода, 8
- Магнітні бури**, 8, 49, 68  
 Магнітосфера, 28  
 Мегаполіс, 15, 119  
 Метод часткових відбиттів, 10, 136  
 – доплерівського зондування, 136
- Напруженість електричного поля**, 122  
 Наведена висота атмосфери, 24, 124
- Незбурені умови, 7  
 Низькоенергійна плазма, 9  
 Низькочастотний вістлер, 132
- Об'ємний заряд аерозолію**, 110, 111  
 ОНЧ хвиля, 13  
 Оцінки середніх величин квадратів амплітуд, ЧВ сигналу, 34, 35  
 – шумів, 34, 35
- Перетворення Фур'є**, 138  
 Позитивний зсув доплерівської частоти, 143  
 Пожежі, 15, 26, 109  
 Потік електронів, 58, 68, 77, 90, 108  
 Потужність середня, 118  
 Питома теплоємність повітря, 23  
 – теплота згоряння горючих матеріалів, 135  
 – внутрішня енергія, 25, 26  
 – потужність, 23, 26
- Показник адіабати, 148  
 Прискорення вільного падіння, 135  
 Провідність педерсенівська, 137  
 – холловська, 137  
 – приземної атмосфери, 96  
 – тропосферна, 118  
 Продуктивність безперервного точкового джерела, 109  
 Потік тепла, 27
- Резонатор**, 136  
 Рівняння Максвела, 133  
 – динаміки, 133  
 – безперервності, 133

- дисперсійне, 133, 135
- збереження кількості руху частинок, 133
- Рішення рівняння,
  - власне, 135
  - загальне, 135
  - однорідного рівняння, 135
- Розподіл заряду аерозолю, 121
  - щільності об'ємного заряду, 121
- Рухливості іонів, 121
  - позитивних, 121
  - негативних, 121
- Середній потік тепла, 27
  - потужності, 27
- Спалахи
  - рентгенівські, 9, 42, 43, 48, 59
  - сонячні, 9, 42
  - оптичні, 9, 42, 46, 49
- Ступінь покриття Сонця, 79
- Сонячний
  - термінатор 11, 62
  - вітер, 17
- Спектральна щільність, 141
- Спектр, доплерівський, 140, 142
- Температура
  - атмосфери, 26, 82
  - електронів, 12
  - іонів, 12
- Тиск для часток сорту  $\alpha$ , 132
- Товщина шару, 24, 26
- Хвиля акустична, 103
  - акустико-гравітаційні, 103
  - гіротропна, 103
  - електромагнітна, 103
  - іонно-акустичні, 103
  - об'ємні, 103
  - поверхневі Релея, 103
  - МГД, 103
  - плазмо-акустична, 103
- Хвильовий вектор, 133
- Частота інфразвуку, 135
  - акустичного відсічення, 137
  - зіткнень із нейтралами електронів, 13, 49, 94, 132
  - зіткнень із нейтралами іонів, 132
  - власні частоти атмосфери, 28
  - плазменна, 134, 135
  - циклотронні, 134
  - низькочастотних вістлерів, 135
- Швидкість
  - утворення електронів, 50
  - вітру, 111, 122
  - поширення, 104
  - інфразвуку, 135
- Щільність вертикального електричного струму 114, 122
  - повітря, 24, 129
  - потоку, 129
  - газу, 24

## Зміст

<b>Вступ</b> .....	3
<b>1. Характеристика результатів досліджень і відомості про основні джерела збурень</b> .....	8
1.1. Коротка характеристика результатів досліджень середньоширої D-області іоносфери.....	8
1.2. Короткі відомості про основні джерела збурень.....	17
<b>2. Основні відомості про засоби, метод і методики досліджень</b> .....	31
2.1. Техніка, методики проведення експериментальних досліджень й одержання параметрів іоносферної плазми .....	31
2.1.1. Короткі відомості про комплекс часткових відбиттів.....	31
2.1.2. Методики вимірювань і обробки даних .....	34
2.2. Короткі відомості про заряджені частинки, які висипаються з магнітосфери і методику оцінки їхніх параметрів .....	36
2.2.1. Відомості про заряджені частинки, які висипаються з магнітосфери .....	36
2.2.2. Відомості про методику оцінки параметрів заряджених частинок, які висипаються .....	41
<b>3. Результати експериментальних досліджень</b> .....	42
3.1. Збурення, обумовлені варіаціями сонячної й геомагнітної активності (процесами на Сонці) .....	42
3.1.1. Експериментальні дослідження реакції середньоширої D-області іоносфери на рентгенівські й оптичні спалахи .....	42
3.1.2. Варіації електронної концентрації в середньоширої D-області іоносфери під час сильних магнітних бур .....	51
3.2. Особливості динаміки D-області іоносфери середніх широт, обумовлені сонячним термінатором .....	62
3.2.1. Незбурені умови .....	62
3.2.2. Варіації концентрації електронів у середньоширої D-області в період магнітної бури 7–11 листопада 2004 р., обумовлені ранковим сонячним термінатором .....	70
3.3. Відгук середньоширої D-області іоносфери на сонячні затемнення .....	80
3.4. Експериментальні дослідження впливу сильних гроз	



на параметри середньоширотної D-області іоносфери .....	92
3.5. Дослідження реакції нижньої іоносфери на віддалені сильні землетруси .....	99
3.6. Про деякі електричні характеристики атмосфери в районах великих пожеж і атмосферно-іоносферну електричну взаємодію .....	110
3.7. Атмосферна електрика мегаполісів і деякі аспекти атмо- сферно-іоносферної електричної взаємодії .....	119
<b>4. Про можливості генерації низькочастотних вістлерів у нижній іоносфері в періоди збурень різної природи .....</b>	<b>132</b>
4.1. Основні положення .....	132
4.2. Експериментальні результати .....	137
<b>Висновки .....</b>	<b>146</b>
<b>Література .....</b>	<b>151</b>
<b>Предметний покажчик.....</b>	<b>171</b>

НАУКОВЕ ВИДАННЯ

Гоков Олександр Михайлович

**ЗБУРЕННЯ В НИЗЬКОТЕМПЕРАТУРНІЙ ПЛАЗМІ  
СЕРЕДНЬОШИРОТНОЇ НИЖНЬОЇ ІОНОСФЕРИ,  
ОБУМОВЛЕНІ ПРИРОДНИМИ ДЖЕРЕЛАМИ**

Монографія

Відповідальний за випуск Лалта С. І.

Відповідальний редактор Седова Л. М.

Редактор Голінська О. Г.

Коректор Носач О. С.

План 2010 р. Поз. № 16-Н.

Підп. до друку *дл. 04.10.10* Формат 60 x 90 1/16. Папір MultiCopy. Друк Riso.  
Ум.-друк. арк. 11,0. Обл.-вид. арк. 13,75. Тираж *500* прим. Зам. № *292*

---

Видавець і виготівник — видавництво ХНЕУ, 61001, м. Харків, пр. Леніна, 9а

Свідоцтво про внесення до Державного реєстру суб'єктів видавничої справи  
Дк № 481 від 13.06.2001 р.

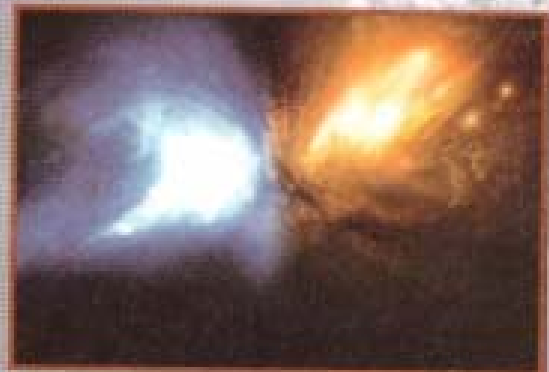
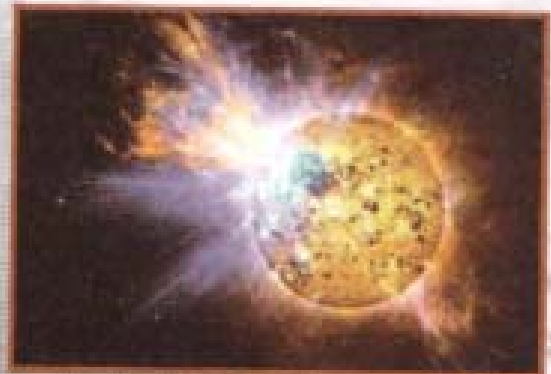


Гоков О. М.

**ЗБУРЕННЯ  
В НИЗЬКОТЕМПЕРАТУРНІЙ ПЛАЗМІ  
СЕРЕДНЬОШИРОТНОЇ НИЖНЬОЇ ІОНОСФЕРИ,  
ОБУМОВЛЕНІ ПРИРОДНИМИ  
ДЖЕРЕЛАМИ**

м о н о г р а ф і я

Наведено основні результати експериментальних досліджень впливу основних джерел природного походження на іоносферну плазму у регіональній середньоширотній D-області іоносфери на основі регулярних спостережень варіацій іоносферних параметрів за допомогою радіофізичного методу дистанційного радіозондування іоносфери – методу часткових відбиттів. Установлено та проаналізовано основні особливості відгуку регіональної середньоширотної D-області, виконано оцінки й розрахунки параметрів збурювань, характеристик потоків заряджених частинок, які висипаються із магнітосфери в періоди збурень.



ВИДАВНИЦТВО **ХНЕУ**  
**ХАРКІВ 2010**