

О. М. Гоков

**ПРОЦЕСИ В АТМОСФЕРІ І
АТМОСФЕРНО-ІОНОСФЕРНА ВЗАЄМОДІЯ**

Монографія

**Харків
ХНЕУ ім. С. Кузнеця
2017**

УДК 52-853
ББК 26.233
Г 59

Рецензенти: докт. фіз.-мат. наук, професор Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна *Погарський С. О.*; канд. фіз.-мат. наук, ст. наук. співробітник, зав. лабораторії кафедри космічної радіофізики Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна *Поднос В. А.*; канд. техн. наук, доцент Харківського національного університету Повітряних Сил імені І. Кожедуба *Вдовьонков В. Ю.*

Рекомендовано до видання рішенням вченої ради Харківського національного економічного університету імені Семена Кузнеця.

Протокол № _ від _____ 2016 р.

Гоков О. М.

Г59 Процеси в атмосфері і атмосферно-іоносферна взаємодія : монографія / О. М. Гоков. – Харків : ХНЕУ ім. С. Кузнеця, 2017. – 136 с.
(Укр. мов.)
ISBN

Наведено аналіз досліджень впливу основних джерел природного походження на іоносферну плазму у середньоширотній D-області іоносфери. Розглянуто основні природні процеси в атмосфері й атмосферно-іоносферна електрична взаємодія. Наведено результати багаторічних систематичних експериментальних досліджень.

Рекомендовано для наукових працівників, аспірантів і студентів, які вивчають приземну атмосферу, низькотемпературну іоносферну плазму та її вплив на поширення радіохвиль різних діапазонів.

УДК 52-853
ББК 26.233

© О. М. Гоков, 2017

© Харківський національний економічний університет імені Семена Кузнеця, 2017

ISBN

Вступ

В останні роки дослідження процесів в атмосферній електричній макросистемі та її відгуку на різні процеси природного походження, що впливають на неї, є одним з актуальних напрямів розвитку геофізики. Це обумовлюється як суттєвим впливом цих процесів на роботу систем радіозв'язку, радіолокації, радіонавігації, радіометеорології, аерокосмічних систем і електричних мереж енергопостачання, так і виявленими в останні роки їх зв'язками з великомасштабними та глобальними погодними й кліматичними змінами.

Важливість і актуальність цих досліджень підтверджується створенням глобальних систем моніторингу «космічної погоди», куди входять спостереження за змінами умов на Сонці, у сонячному вітрі, магнітосфері, іоносфері та атмосфері Землі, а також за процесами на її поверхні і в літосфері.

Іоносферні збурення є невід'ємною частиною процесів у навколоземному просторі. Значне ускладнення проблеми полягає в тому, що іоносферні збурення розвиваються як невід'ємна ланка природних збурень, що охоплюють магнітосферу й усі шари атмосфери. Дослідження відгуку на різні процеси природного походження є важливим елементом розроблення принципів та методик прогнозування іоносферних збурень і тому виступає актуальним завданням.

Добре відомо, що нижня іоносфера та відповідна їй за висотами розташування область D іоносфери відіграє важливу роль у взаємодії шарів атмосфери і значно впливає на поширення радіохвиль. Поведінка її в природних умовах залежить від варіацій іонізуювальних джерел й цілого ряду метеорологічних параметрів, які містять температуру, склад нейтрального газу і динамічні процеси. Найбільш складним і мало вивченим є питання про вплив динамічних процесів. Спектр динамічних процесів на висоті нижньої іоносфери дуже широкий. Обумовлено це великою кількістю та різноманіттям різних природних чинників, що впливають на динамічний режим цієї частини іоносферної плазми.

У даний час відносно зрозумілі лише деякі аспекти динамічного контролю нижньої іоносфери.

Традиційно вважалося, що стан нижньої іоносфери контролюється головним чином процесами на Сонці. Експериментальні дослідження, виконані в останні роки, показали, що стан D-області часто істотно конт-

ролюється потужними природними джерелами збурень у тропосфері (грози, циклони та антициклони, великі пожежі, потужні атмосферні фронти тощо), у світовому океані (тайфуни, цунамі та інше) і в літосфері (вищверження вулканів, землетруси), які, до того ж, часто мають місце на тлі сонячних і геомагнітних варіацій, включаючи сонячні спалахи та геомагнітні бурі. Є підстави стверджувати, що поряд із природними джерелами, антропогенні збурювання в ряді випадків також помітно впливають на динаміку нижньої іоносфери. Урахування цих чинників істотно ускладнює моделювання в D-області іоносфери. Тому в цей час до числа актуальних завдань іоносферних досліджень і геофізики належить дослідження впливу та створення емпіричної моделі просторово-часового відгуку нижньої іоносфери на потужні природні джерела збурень.

Слід зазначити, що варіації параметрів D-області залежать також від регіональних особливостей: рельєфу і типу місцевості, наявності мегаполісів та великих промислових об'єктів, погодних і кліматичних особливостей, наявності різних джерел збурень природного і техногенного характеру. Наявність багатьох особливостей, що формують іоносферу в окремих регіонах, свідчить про необхідність дослідження, у першу чергу, відгуку й розроблення моделей регіональної нижньої іоносфери, які потім можуть входити в глобальні як невід'ємна частина.

Вирішення багатьох наукових і практичних завдань потребує знання відомостей про варіації основних іоносферних параметрів, насамперед, електронної концентрації N і частот зіткнень електронів із нейтральними молекулами ν на цих висотах. Висотні профілі $N(z)$ і $\nu(z)$ (z – висота над поверхнею Землі) схильні до різного роду змін, частина яких має систематичний характер (сезонні і добові варіації), а інша – характер випадкових змін, обумовлених метеорологічними факторами і впливом джерел різної природи, в першу чергу, природного характеру.

У даний час, незважаючи на відносно численні експериментальні дослідження, не існує глобальних моделей висотно-часових варіацій основних параметрів області D іоносфери. Викликано це, насамперед, складністю і дорожнечою проведення тривалих експериментальних досліджень, відсутністю на планеті навіть мінімально необхідної мережі експериментальних установок для проведення досліджень. На існуючих у світі експериментальних установках дотепер не здійснюється координованих досліджень D-області іоносфери для цілей моделювання. Відносно тривалі спостереження проводяться у 2 – 3 пунктах у різних регіо-

нах планети лише епізодично і здебільшого спрямовані на вирішення інших завдань. Тому виняткову цінність мають тривалі систематичні експериментальні спостереження, на основі яких можлива побудова моделей області D іоносфери.

Серед джерел збурень природного характеру які, як показують дослідження, проведені в останні десятиліття, часто надають істотний вплив на стан іоносферної плазми, є сейсмічна активність Землі, великі пожежі, мегаполіси та процеси в атмосфері і гідросфері. Основна особливість цих джерел полягає в тому, що, крім впливу на приземну іоносферну плазму через генерацію хвильових процесів різного типу і характеру, вони викликають помітні, часто істотні, збурення атмосферного електричного поля, що, у свою чергу, призводить до збурень в іоносферній плазмі. Частина таких збурень реєструється радіофізичним та іншими методами.

Уже відомо, що природні збурення є потужним джерелом атмосферної електрики. Хоча до цього часу механізми їх впливу на стан іоносферної плазми залишаються малодослідженими, вже ясно, що під час цих типів збурень ключову роль у процесах літосферно-атмосферно-іоносферно-магнітосферної взаємодії грають локальні та великомасштабні зміни геоелектричного поля та пов'язані з ними геофізичні явища. Незважаючи на порівняно велику кількість публікацій, питання такого впливу на іоносферну плазму вивчені ще недостатньо. Особливо це належить до найнижчої частини іоносфери – її D-області. У механізмах цих зв'язків на цей час залишається багато нез'ясованих елементів, які потребують подальших теоретичних та експериментальних досліджень.

До цього часу відгук середньоширотної нижньої іоносфери на потужні природні явища був досліджений мало і лише в епізодичних спостереженнях. Тому є актуальним розвиток просторово-часових моделей параметрів нижньої іоносфери під впливом збурюючих чинників різної природи та аналіз особливостей впливу. Це й обумовило необхідність проведення цілеспрямованих експериментальних досліджень та визначення основних рис відгуку середньоширотної нижньої іоносфери, а також регіональних особливостей.

Накопичення експериментальних відомостей про особливості відгуку середньоширотної нижньої іоносфери на природні явища разом із розвитком моделей детермінованих зв'язків між основними електродинамічними параметрами середовища створює умови для розроблення статис-

тичних моделей характеристик просторово-часових змін параметрів іоносферної плазми та відповідних збурень. Наявність таких моделей є необхідною умовою для розв'язання актуальних завдань прогнозування впливу потужних природних явищ на роботу різноманітних радіотехнічних систем. Результати досліджень цих питань у регіональній середньоширотній D-області іоносфери, подані в монографіях автора та основних наукових статтях автора та його колег [36 – 39; 169 – 191].

У зв'язку з актуальністю розвитку зазначених досліджень у даній роботі викладено основні результати досліджень, присвячених вивченню висотно-часових варіацій основних параметрів області D у середньоширотній іоносфері та їх моделюванню. Наведені в роботі дослідження належать до фундаментальної проблеми сучасної геофізики – електродинамічні взаємодії та геофізичні процеси у навколосемному середовищі, і є важливим і необхідним кроком для створення методів прогнозування стану іоносфери Землі з метою врахування її впливу на промислову діяльність людини.

Результати наведених досліджень можуть бути використані для подальшого розвитку уявлень щодо впливу потужних нестационарних джерел енерговиділення природного характеру в навколосемному космічному просторі.

Для досліджень використано банк даних спостережень у радіофізичній обсерваторії Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, що містить як систематичні фонові спостереження, так і спостереження під час окремих іоносферних явищ із застосуванням методу дистанційного радіозондування D-області іоносфери – методу часткових відбиттів (ЧВ). Використані також дані глобальної мережі геофізичних спостережень за станом космічної погоди, в тому числі із застосуванням 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, котрі проводяться.

Ця робота присвячена експериментальним дослідженням регіональної середньоширотної D-області іоносфери на основі регулярних спостережень варіацій іоносферних параметрів і спрямована на розроблення іоносферних моделей з урахуванням особливостей розвитку іоносферних збурень під впливом природних чинників. Це дозволить уточнити і вивчити основні особливості фізичних процесів в іоносфері під впли-

вом збурень природного походження; оцінити роль процесів, що розглядаються, у загальному ланцюгу процесів у навколоземному просторі; виокремити екологічно значущі процеси; розробити рекомендації щодо вдосконалення системи сповіщення про збурення та розробити заходи щодо попередження несприятливого впливу довкілля на людину та на технічні засоби зв'язку і навігації.

Слід зазначити, 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 монографії висловлює щире подяку співробітникам кафедри космічної радіофізики Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, а саме: канд. фіз.-мат. наук, професору О. Ф. Тирнову, канд. фіз.-мат., старшому науковому співробітнику В. А. Подносу, канд. фіз.-мат., старшому науковому співробітнику К. П. Гармашу, науковому співробітнику А. І. Гритчину, за допомогу в організації та проведенні експериментальних вимірювань за допомогою радіофізичного комплексу часткових відбиттів і постійний інтерес до цих досліджень.

Основні позначення

N – концентрація електронів;
 ν – частоти зіткнень електронів з молекулами;
 v – швидкість;
 F – частота зондування іоносфери;
 τ – тривалість зондувальних імпульсів;
 f – частота;
 z – висота;
 t – час;
 T_e – температура електронів;
 T_i – температура іонів;
 E_z – вертикальна складова електричного поля;
 Π – густина потоку потужності;
 P – потужність;
 λ – довжина хвиль;
 ε_p – енергія протонів;
 ρ – щільність повітря;
 Δz – 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;
 Π_T – середній потік тепла;
 Π_P – середній потік потужності;
 ε_T – питома теплота згоряння горючих матеріалів;
 g – прискорення вільного падіння;
 $H_a \approx 8$ км – наведена висота атмосфери;
 γ_a – показник адіабати;
 T_a – температура атмосфери;
 L – ширина області термінатора;
 ω_a, ω_b – власні частоти атмосфери;
 f_B – гірочастота електронів;

$H_T = -T_a dz/dT_a$ – масштаб зміни температури атмосфери T_a ;
 α_0 й α – 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;
 $\langle A_{no,px} \rangle(t)$ – часові залежності середніх амплітуд шуму;
 $\langle A_{o,x}^2 \rangle$, $\langle A_{no,px}^2 \rangle$ – оцінки середніх величин квадратів амплітуд ЧВ-сигналу і шумів;
 $K_{x,o}$ – інтегральний коефіцієнт поглинання ЧВ-сигналу x - і o -поляризацій (магнітоіонних компонент);
 σ_R^2 – дисперсія значення R ;
 $\langle \Delta N^2 \rangle$ – інтенсивність флуктуацій N ;
 $\sigma_{x,o}^2$ – дисперсія інтенсивностей ЧВ-сигналу;
 χ – 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;
 R – опір;
 \vec{J} – електричний струм;
 ν_{en} – частота зіткнень із нейтралами електронів;
 ν_{in} – частота зіткнень із нейтралами іонів;
 ω_{Be} – гірочастота електронів;
 ω_{Bi} – гірочастота іонів;
 \vec{k} – хвильовий вектор;
 P_α – зміна тиску для часток сорту α , викликана інфразвуковою хвилею;
 λ_1 – довжина хвилі інфразвуку;
 f_1 – частота інфразвукової хвилі;
 f_3 – частоти низькочастотних вістлерів;
 v_1 – швидкість інфразвуку;
 θ_1 – кут між вертикаллю й напрямом поширення інфразвукової хвилі;
 $\vec{k}\vec{B} = \theta$ – кут;
 f_d – доплерівське зрушення частоти;

$f_1(\chi, z)$ – функція, що описує варіації концентрації електронів, зумовлені зенітним кутом Сонця χ ;

$f_2(F_{10.7}, z)$ – функція, що характеризує вплив сонячної активності;

$f_3(M, z)$ – функція, що відображає сезонні варіації N ;

M – порядковий номер для року, починаючи з 1 січня;

N_{im} – значення електронної концентрації, розраховані за відповідної моделі;

$\rho(z)$ – профіль атмосферного тиску;

$n_{o,x}$ і $\varepsilon_{o,x}$ – дійсна і уявна частини $\varepsilon_{o,x}$;

$R(z) = \frac{\langle |\Delta \varepsilon_x|^2 \rangle}{\langle |\Delta \varepsilon_o|^2 \rangle}$ – відношення коефіцієнтів відбиття для "o"

і "x" хвиль;

$n_{o,x}, \kappa_{o,x}$ – дійсна та уявна частини показника заломлення;

K_ε, K_σ – кінетичні коефіцієнти;

σ_N^2 – сумарна дисперсія N на фіксованій висоті;

σ_{1-5}^2 – індекси 1 – 5 відповідають складовим, зумовленим турбулентністю, синоптичними процесами, добовими і сезонними варіаціями, змінами сонячної активності відповідно;

D – дисперсії похибок.

1. Характеристика результатів досліджень і відомості про основні джерела збурень

Загальним об'єктом дослідження даної роботи є процеси в атмосферній електричній макросистемі та її відгук на різні явища природного походження, що впливають на неї, що одним з актуальних напрямів розвитку геофізики. Основна увага приділяється взаємозв'язку процесів в атмосфері і нижньої іоносфері (її D-області). D-область розташована на висотах 50 – 95 км над поверхнею Землі, пов'язана з іншими шарами навколоземного простору і разом із ними складає єдину електродинамічну систему. Ця макросистема постійно знаходиться під збурюючою дією різних внутрішніх і зовнішніх потужних природних джерел. Вплив цих факторів на роботу систем радіозв'язку, радіонавігації та інше досліджено мало, що викликало необхідність проведення тривалих експериментальних досліджень у різних регіонах планети і перегляду деяких існуючих поглядів на процеси у цій області, а також на їх вплив на характеристики радіохвиль, що поширюються у навколоземному просторі.

У цьому розділі стисло окреслено деякі відомі на сьогодні ключові наукові аспекти та факти, на базі яких виконувалася ця робота.

1.1. Структура нижньої іоносфери та термінологія

У даний час найбільш поширеним розподілом атмосфери Землі є класифікація основних її шарів на підставі існуючих регулярних градієнтів температури нейтральних частинок [2; 3; 26; 102; 104; 165; 195; 218; 224; 229]. Установлено, що зі зростанням висоти така температура зменшується. Області, де температура зростає з висотою, називаються інверсійними шарами.

У висотних межах від 0 до 10 – 20 км розташована тропосфера з висотним градієнтом температури, який, залежно від геофізичних умов, складає 5 – 10 К/км. Вона є найнижчою областю атмосфери і закінчується тропопаузою, де висотний градієнт температури перетворюється у нуль. У тропосфері формуються основні погодні явища. Тропосфера складає нижню атмосферу.

Наступною за висотою областю атмосфери з інверсійним висотним ходом температури є стратосфера, яка закінчується стратопаузою, тобто

шаром з нульовим температурним градієнтом, на висотах близько 50 км, де температура нейтральних частинок досягає 270 ± 20 К. Ця частина стратосфери носить назву озоносфери, тому що на цих висотах досягаються найбільші концентрації озону.

Вище стратопаузи до висот приблизно 90 км розташована мезосфера. У ній температура знову зменшується зі зростанням висоти. Мезосфера закінчується мезопаузою, тобто другим мінімумом висотного температурного ходу зі значеннями близько 180 К, на висотах 80 – 90 км.

Стратосфера зі стратопаузою та мезосфера з мезопаузою складають так звану середню атмосферу.

Вище мезопаузи розташована термосфера, де кінетична температура нейтральних частинок знов зростає з висотою і досягає свого максимального значення 1 500 – 2 000 К на висоті у декілька тисяч кілометрів, тобто на висотах термопаузи.

Термосфера з термопаузою ще мають назву верхньої атмосфери.

Область атмосфери, де хімічні та фотохімічні процеси є основними, порівняно, наприклад, з процесами переносу, називається хемосферою [102; 229]. У більшості випадків цю назву пов'язують з частиною атмосфери, яка лежить зазвичай у межах 20 – 110 км.

Поняття електросфери пов'язане з модельним поданням глобальної атмосферної електрики у вигляді сферичного конденсатора, внутрішньою обкладинкою якого вважається поверхня Землі, а зовнішньою – нижня границя іоносфери (поблизу висот 55 – 80 км залежно від геофізичних умов) [229]. З поняттям електросфери пов'язаний термін «іоносфера» [2; 3; 26; 102; 104; 165; 195; 218; 224; 229].

Початком іоносфери вважається висотний рівень, з якого спостерігаються відбиття електричного поля радіохвилі. Іоносфера умовно поділяється на області D, E, F₁, F₂ і характеризується наявністю іоносферної плазми.

Область D іоносфери розташована на висотах приблизно від 60 км до 90 – 100 км і характеризується значеннями концентрації електронів N до $10^3 - 10^4$ см⁻³ та наявністю у нижній частині помітних, порівняно з концентрацією електронів, концентрацій негативних іонів.

Область E іоносфери розташована у межах від 90 – 100 км до приблизно 140 км, у ній значення N у денний час приблизно на два порядки вище, ніж у області D.

Область F_1 має максимум N ($\sim (2 - 4) \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$) на висоті близько 200 км у денний час та практично відсутня за нічних умов. Максимум N в області F_2 співпадає з максимумом N ($\sim 10^6 \text{ см}^{-3}$) в іоносфері і знаходиться у межах 250 – 400 км залежно від геліогеофізичних умов.

Вважається, що область D складає так звану нижню іоносферу, області E та F_1 відповідають середній іоносфері, а вище 200 – 250 км починається верхня іоносфера – це область F_2 та вище. Тобто з точки зору висотного розташування нижня іоносфера фактично входить до складу середньої атмосфери.

На висотах більших, ніж приблизно 1000 км, розташована протосфера, плазма якої складається переважно з атомарних позитивних іонів водню, або протонів, та електронів.

На відстані у декілька земних радіусів від поверхні Землі концентрація електронів стрибкоподібно зменшується. Ця область одержала назву «плазмопауза», а область, яка знаходиться всередині плазмопаузи, – «плазмосфера». Тобто всі іоносферні області входять до складу плазмосфери Землі, а плазмопауза визначає зовнішню границю іоносфери.

Взаємодія потоку сонячної плазми (сонячного вітру) з магнітним полем Землі приводить до формування магнітосфери Землі зі складною геомагнітною структурою, де відстані у декілька радіусів Землі та більше [101; 224]. Уже добре відомо, що процеси в магнітосфері Землі відіграють дуже важливу роль у сонячно-земній фізиці і можуть суттєво впливати на формування іоносфери та процеси в ній, особливо за збурених умов.

В останні роки, зокрема, в роботах [138 – 140], показано, що систему «Земля – атмосфера – іоносфера – магнітосфера» (ЗАІМ) необхідно розглядати як єдине ціле.

У нижній іоносфері за рахунок існування постійних електродинамічних мікро- та макрозв'язків суто іоносферні процеси зазнають безпосереднього впливу з боку літосферних, тропосферних, стратосферних, хемосферних, електросферних та магнітосферних процесів. Суперпозиція великої кількості суттєвих зовнішніх і внутрішніх збурюючих чинників, включаючи вплив геоелектрики, до останнього часу не дозволяла побудувати модель збуреної нижньої іоносфери як складової єдиної системи «літосфера – атмосфера – іоносфера – магнітосфера» (ЛАІМ).

Складність останньої проблеми підкреслює також той факт, що до цього часу не вдалося побудувати задовільної моделі D-області навіть за незбурених умов, а розбіжності під час визначення основних «незбурених» параметрів цієї області, у першу чергу електронної концентрації, за допомогою різних існуючих моделей, а також за допомогою різних експериментальних методів досліджень у східних умовах, досягають декількох разів (див., напр., [124]).

Важливу роль при цьому відіграють регіональні особливості, на що майже не зверталось уваги.

Слід зазначити, що останні дослідження [25; 193; 205; 232] вказують на існування додаткових визначальних фізичних факторів, наприклад, мезосферні електричні поля тощо, які є внутрішніми для системи ЛАІМ і вплив яких до цього часу не враховувався.

На цей час встановлено, що фундаментальну роль у динаміці та енергетичному балансі всієї навколосемної атмосфери, тобто атмосфери, іоносфери та космічної плазми, відіграють геоелектричні поля [221 – 222; 229]. Для атмосфери характерним є регулярний розподіл електричного поля, провідності та густини електричного струму, а також наявність нерегулярних електродинамічних структур глобальних, регіональних та локальних масштабів [191; 206; 221 – 222; 224].

У даний час основною моделлю глобальної геоелектричної системи вважається уявлення, що одним з її основних елементів є глобальний сферичний конденсатор, зовнішня оболонка якого – позитивно заряджена іоносфера з потенціалом приблизно 260 кВ [191; 206; 221 – 222; 224] (діапазон можливих змін складає 180 – 400 кВ) відносно поверхні Землі, яка є внутрішньою негативно зарядженою оболонкою. Можливі зміни загального струму розрядження цього конденсатора крізь атмосферу становлять 0,75 – 3,0 кА під час інтегрування по усій поверхні Землі [155].

Основними джерелами електрорушійної сили (ЕРС) у глобальному ланцюгу є: глобальна грозова активність, динамо-взаємодія між сонячним вітром та магнітосферою і динамо-ефект у термосфері завдяки наявності атмосферної циркуляції.

Відомо, що світова грозова активність є найпотужнішим джерелом геоелектричної системи і переважає за цим параметром інші джерела приблизно у три рази. Струм зарядження від грозових областей, тобто струм Вільсона, розповсюджується до висот іоносфери, блискавкові розряди хмара-Земля також є каналом розрядження у глобальному елект-

ричному колі з середнім струмом приблизно 1 кА. У регіоні грозової активності на поверхні Землі реєструється середній підсумковий струм близько 2 кА [155], який складається з глобального струму атмосферного розрядження та струму блискавкових розрядів. Установлено також, що під час грози блискавкові розряди можуть збуджувати ультранизькохвильові (УНХ) електромагнітні випромінювання у хвилеводі «Земля – нижня іоносфера» [155; 157; 229].

Основним джерелом іонізації у тропосфері та стратосфері є галактичне космічне випромінювання [28; 125; 224]. Провідність повітря поблизу земної поверхні складає величини близько 10^{-14} Ом/м, а на висоті 100 км – 10^{-3} Ом/м (приблизно такою ж є у середньому і провідність земної поверхні).

У даний час вважається, що регулярний висотний хід профілю напруженості електричного поля у нижній атмосфері приблизно експоненційно зменшується зі зростанням висоти, він є зворотним до відповідного висотного ходу провідності [229]. Унаслідок швидкого зростання провідності з висотою переважна частина інтегрального атмосферного розподілу опору за висотою концентрується поблизу поверхні Землі (приблизно половина інтегрального опору сконцентрована на висотах 0 – 3 км). Між поверхнею Землі та іоносферою глобальний опір складає приблизно 200 Ом, ємність глобального конденсатора – 1 Ф з часовою константою, яка змінюється у межах 1 000 – 3 000 с [155].

Іоносферні та магнітосферні джерела викликають великомасштабні варіації геоелектричного струму та напруженості геоелектричного поля до ± 20 % і більше у різних регіонах Земної кулі [155], що призводить до відповідного порушення екіпотенційності зовнішньої оболонки атмосферного конденсатора.

Дослідження, виконані в останні роки, вказують на необхідність урахування присутності на мезосферних висотах власних потужних електричних полів в усіх моделях локальних, великомасштабних та глобальних процесів у атмосферному електричному ланцюзі.

Можливі механізми генерації власних потужних мезосферних електричних полів, які можуть бути пов'язаними з конвективними процесами у нейтральній атмосфері, а також із варіаціями інших аерономічних характеристик середовища, наприклад, з концентраціями заряджених частинок та аерозолів, обговорювалися в роботах [113; 149].

1.2. Основні відомості про природні джерела збурень іоносферної плазми

Іоносферні збурення є невід'ємною частиною процесів у навколоземному просторі та значно впливають на роботу наземних і космічних високотехнологічних систем зв'язку та навігації. Тому розроблення принципів та методик прогнозування іоносферних збурень є актуальним завданням. Джерелом збурень можуть бути процеси на Сонці, у нижніх шарах атмосфери і в літосфері.

За нашого часу створено глобальну мережу спостереження за станом космічної погоди. Установлено основні чинники впливу на іоносферу та фізичні механізми їх дії.

Сучасні відомості про варіації іоносферних параметрів та фізичні процеси, що їх зумовлюють, узагальнені у вигляді іоносферних моделей. Моделі підвищують ефективність нових досліджень і дозволяють використовувати результати наукових досліджень на практиці. Однак кількісні розрахунки варіацій іоносферних параметрів під час іоносферних збурень часто є незадовільними. Такий стан проблеми значною мірою зумовлюється декількома чинниками:

1) значною мінливістю фонових (у разі відсутності збурень) варіацій іоносферних параметрів, це впливає на те, що кожне нове збурення має нові початкові умови;

2) одночасним впливом декількох джерел збурень, які важко розділити, оскільки вони самі є складовою частиною загальних процесів у навколоземному просторі;

3) обмеженістю наших уявлень про фундаментальні фізичні закони, що діють під час збурень;

4) відсутністю чи епізодичністю спостережень за деякими важливими складовими процесів, що впливають, наприклад характеристики потоків заряджених частинок тощо;

5) обмеженістю числових засобів зберігання й оброблення інформації. Значне ускладнення проблеми полягає в тому, що іоносферні збурення розвиваються як невід'ємна ланка природних збурень, які охоплюють магнітосферу й усі шари атмосфери.

Накопичення і доступність даних, отриманих глобальною мережею спостереження за станом космічної погоди, та нові можливості спостережень у радіофізичній обсерваторії ХНУ імені В. Н. Каразіна, що досяг-

нуті за рахунок удосконалення радіотехнічних іоносферних комплексів і розвитку цифрових технологій, створюють сприятливі умови для комплексного оцінювання іоносферних явищ та їх урахування в аналітичних іоносферних моделях. Використання для досліджень радіофізичних комплексів, які внесені до Державного реєстру об'єктів, що становлять національне надбання, підвищують надійність експериментальних даних.

Слід зазначити також, що дослідження закономірностей розвитку іоносферних збурень проводяться у регіоні, в якому зараз кількість спостережень значно менше, ніж в американському секторі.

Тому, крім більш детального дослідження особливостей іоносферних явищ над нашим регіоном, ці дослідження сприяють дослідженню збурень у цілому, оскільки їх значна частина у верхній атмосфері розвивається у планетарному масштабі.

У даний час стан досліджень динаміки плазми в нижній частині іоносфери (D-області) у взаємозв'язку з хімічними та фотохімічними процесами в атмосфері за природних умов і виникаючі при цьому труднощі були описані у ряді публікацій [81; 26; 102; 123; 124; 206; 224]. Установлено, що незважаючи на значний науковий та прикладний інтерес до неї, D-область залишається найбільш маловивченою областю атмосфери. Особливо це стосується до збуреної іоносферної плазми в D-області. Тому існуючі на сьогодні емпіричні й електродинамічні моделі області D іоносфери не є достатньо повними та надійними.

Зовнішніми джерелами збурень у D-області є природні джерела, а також антропогенні забруднення атмосфери, які є наслідком промислової діяльності людини.

Тому даний підрозділ буде присвячено короткому огляду основних зовнішніх природних та деяких антропогенних джерел і стану досліджень основних характеристик збурень слабоіонізованої низькотемпературної плазми в D-області під їх впливом.

1.2.1. Загальні відомості

Відомо, що іоносфера Землі чутлива до зовнішніх впливів, тому її параметри відчувають як регулярні, так і нерегулярні варіації. Регулярні варіації зазвичай пов'язані з впливом сонячної радіації та космічного випромінювання. Нерегулярні, як короткочасні, так і порівняно тривалі,

аномальні зміни параметрів іоносфери є наслідком процесів, що відбуваються в тропосфері, на поверхні Землі і під землею.

Вивчення питань виникнення та просторово-часової динаміки атмосферних аномальних, тобто відмінних від природного фону, електричних полів в останні роки стало актуальним з ряду причин, пов'язаних із радіоактивним забрудненням навколишнього, великими лісовими пожежами, пожежами на нафтових і газових видобувних комплексах, включаючи системи транспортування і сховища; пожежами в містах у результаті військових дій [1; 45; 60; 61; 72 – 74; 112; 116; 117; 126; 141; 142]; різного роду аваріями на хімічних та інших підприємствах і т. д. У зв'язку з цим у літературі широко вивчаються процеси, що впливають на зміну градієнта потенціалу електричного поля в тропосфері [8 – 9; 97].

Виділяють природні та антропогенні фактори, механізми впливу яких на приземну атмосферу мають багато спільних характерних особливостей. Серед природних факторів виділяють такі три комплекси джерел:

- 1) тропосферні процеси;
- 2) процеси в океані під водою і над їх поверхнею;
- 3) процеси, що відбуваються в літосфері і на поверхні Землі.

До першого класу належать, наприклад, пилові та піщані бурі, атмосферні фронти, смерчі, циклони, радіоактивні забруднення та ін.; до другого – процеси на поверхні і під водою в океані (на морі), такі, як, наприклад, морські та океанічні течії, різного роду катаклізми (цунамі, тайфуни і т. д.), випаровування з поверхні океану (моря) і т. д.; до третього – землетруси та вулканічна діяльність.

Антропогенні фактори можна розподілити на такі основні групи:

- 1) великі пожежі різної етіології;
- 2) війни в різних регіонах планети, які супроводжуються великими пожежами та викидами в атмосферу значної кількості хімічних речовин, диму і сажі, а також акустичної енергії в результаті застосування великої кількості вибухових та горючих матеріалів;
- 3) старти ракет, промислові та ядерні вибухи (підземні, поверхневі і в атмосфері). Останні у цей час не проводяться, проте в певний історичний проміжок часу вони широко практикувалися з метою випробування та розвитку ядерної зброї;
- 4) аварії на хімічних і переробних підприємствах;
- 5) наявність мегаполісів на планеті з їх інтенсивною промисловою діяльністю.

В останні роки, (див., напр., [138 – 140]), показано, що систему «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 в неї поступає енергія «зверху» від Сонця, а також із далекого космосу (електромагнітне й корпускулярне випромінювання Сонця, потоки сонячного вітру), і «знизу» (грозова й сейсмічна активності, вулканізм, стрти й польоти космічних апаратів та ін.). Збурення в системі викликаються джерелами природного або антропогенного характеру, деякі з них перераховані в роботах [138 – 140; 143]. Показано, що енергетика антропогенних джерел і природних процесів сумірна. Це означає, зокрема, що стан космічної погоди вже стає залежним від енерговиділення антропогенного походження. Роль останнього, однак, вивчена недостатньо.

Для порівняння величин впливу різних джерел енерговиділення на стан космічної погоди зручно користуватися густиною потоку Γ потужності. Результати обчислень цього параметра наведено в роботах [138 – 140; 143]. Показано, що Сонце найбільше впливає на стан космічної погоди. Крім того, важливо, що значення Γ для потоків "зверху" та "знизу" можуть бути сумірними.

Різноманітність промислової діяльності людини постійно породжує в останні роки нові джерела штучних збурень в атмосфері, іоносфері та магнітосфері [78; 150; 168; 215; 223; 231].

Не зупиняючись на екологічних аспектах необхідності подальшого вивчення штучних збурень, наприклад, з метою дослідження їх взаємодії з озоновим шаром Землі [223], підкреслимо окремо той факт, що знання механізмів антропогенного впливу на систему «атмосфера – іоносфера – магнітосфера» дозволяє не тільки їх враховувати, але й цілеспрямовано використовувати.

1.2.2. Вплив Сонця

Сонце – головне джерело енергії у Сонячній системі, воно в основному визначає процеси в геокосмосі. До Землі від Сонця енергія надходить у вигляді електромагнітного й корпускулярного випромінювань і сонячного вітру [134; 144 – 145], який становить потік плазми, “зануреної” у магнітне поле сонячного походження.

Електромагнітне випромінювання Сонця спостерігається в діапазоні довжин хвиль λ від $\sim 10^{-10}$ до 10 м. Максимум енергії випромінювання припадає на $\lambda \approx 5 \cdot 10^{-7}$ м. Установлено, що повна потужність P_s його випромінювання складає близько $4 \cdot 10^{26}$ Вт [134; 144 – 145]. Приблизно $4 \cdot 10^{17}$ Вт “перехоплюється” нашою планетою. Цій величині P_s відповідає потік $\sim 1,4 \cdot 10^3$ Вт/м². Більша частина P_s припадає на оптичний діапазон (у незбурених умовах близько $3 \cdot 10^{17}$ Вт), а на ультрафіолетовий діапазон – $4 \cdot 10^{16}$ Вт. Лише близько 10^{-4} частини останньої затрачається на іонізацію атмосфери.

Потужність рентгенівського випромінювання $\sim 10^6$ Вт; цього досить для забезпечення іонізації основи іоносфери, адже у денний час концентрація електронів $N \sim 10^8$ м⁻³.

Вплив електромагнітного й корпускулярного випромінювань Сонця і сонячного вітру викликає складний комплекс процесів на Землі, які вивчені в цей час недостатньо.

Нестаціонарні процеси на Сонці служать причиною більшості явищ у міжпланетному середовищі, магнітосфері, іоносфері, атмосфері а також усередині Землі, що приводить 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 вналежать зростання електронної концентрації в іоносфері, додаткове нагрівання геокосмосфери, зміна прозорості атмосфери на висотах, де ефективно поглинаються сонячні космічні промені та ін.

Перелік вторинних процесів набагато ширше. Серед них такі: генерація періодичних і аперіодичних варіацій геомагнітного й геоелектричного (магнітосферного, іоносферного й атмосферного) полів, збільшення поглинання космічних радіошумів, ефект Форбуша, генерація акустико-гравітаційних хвиль (АГХ) і т. д. [138 – 140; 144].

Викиди корональної маси Сонця викликають значні зміни у геокосмосі від 10 до 70 годин. У результаті чого помітно деформується магнітосфера й до 1 – 2 % змінюється індукція геомагнітного поля, тобто настає магнітна буря, нагрівається іоносфера, у ній у 2 – 10 разів зменшується або істотно збільшується концентрація заряджених часток, змінюється швидкість хімічних реакцій і т. д. Подібні процеси в іоносфері

називаються іоносферними бурями. Енергія збуреного сонячного вітру і магнітних хмар із магнітосфери за силовими лініями проникає в атмосферу у вигляді електричних полів, потоків частинок та плазми. Джоулева дисипація магнітосферних електричних полів і гальмування високоенергійних частинок призводять до нагрівання атмосфери, збурення системи термосферних вітрів, генерації хвильових збурень, перебудови хімічних реакцій, варіацій атмосферного електричного поля й т. д.

Сукупність цих процесів, які мають значну енергетику, називають атмосферними бурями. Збурення параметрів геоелектричного поля можуть бути настільки істотними, що в цьому випадку є сенс говорити про електричну бурю [138 – 140; 143; 144]. Магнітна, іоносферна, атмосферна та електрична бурі становлять прояв єдиного процесу – геокосмічної бурі.

Важливими для фізики навколосемного космосу є нестационарні процеси на Сонці. Вони викликаються спалахами та викидами корональної маси – могутнішими 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 $\approx 2 \cdot 10^{14}$ м²) і $\sim 10^{18}$ Дж, 10^{15} Вт (для площі перетину магнітосфери характерним розміром $\sim 10R_z$, де R_z – радіус Землі) [134; 144]. Для слабкого спалаху, або субспалаху, ці параметри на 2 – 3 порядки менше. У збуреному сонячному вітрі концентрація електронів становить $N \approx 10^7$ м⁻³, 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⁻³, $v \approx 1,5 \cdot 10^6$ м/с, $\Delta t \approx 70$ год. і $P \approx 1,5 \cdot 10^{15}$ Вт, $E \approx 4 \cdot 10^{20}$ Дж.

Протягом останніх десятиків років у рамках сонячно-земної фізики [12; 13; 90; 91; 99; 158; 159; 163; 194; 208] вивчались порівняно інтенсивно класичні ефекти впливу на іоносферну плазму природних джерел збурень, а саме геомагнітні бурі, полярні суббурі та авроральні явища, висипання високоенергійних частинок на високих та інколи на середніх широтах, іоносферні бурі, різноманітні ефекти Сонячної активності та ін. Подібні дослідження були обумовлені не тільки суто фізичними, але й прикладними чинниками.

Зміни параметрів D-області іоносфери в цих випадках можуть характеризувати не тільки регіональні особливості, але й слугувати індикатором прояву складних великомасштабних космічних процесів.

Далі коротко розглянемо стан досліджень впливу на параметри D-області деяких з основних природних джерел збурень.

Сонячні спалахи, як уже зазначалося раніше, є індикатором процесів, що впливають на магнітне поле і навколоземну плазму. Вони супроводжуються зростанням інтенсивності оптичного, рентгенівського та корпускулярного випромінювань. Поряд із викидами корональної маси спалахи значною мірою визначають стан космічної погоди. Вивченню впливу цих явищ на D-область присвячена велика кількість літератури [12; 13; 39; 52; 54; 60; 90; 91; 99; 101; 104; 158; 159; 163; 175; 180; 186; 194; 195; 208], однак переважна частина досліджень належить до високоширотної нижньої іоносфери (див., напр., [104]).

Вплив рентгенівських та оптичних спалахів на середньоширотну область D вивчено недостатньо. Є результати лише епізодичних експериментальних досліджень.

Порівняно добре вивчена роль потоків протонів, що висипаються, у високоширотній D-області [104]. Можливий вплив потоків протонів на середньоширотну D-область вивчено мало, є лише епізодичні експериментальні дослідження [91; 99; 159]. Цих результатів недостатньо для вирішення завдань прогнозування та моделювання проявів космічної погоди в нижній іоносфері. У зв'язку з цим існує необхідність у продовженні експериментальних досліджень і накопиченні відомостей для вивчення реакції середньо широтної іоносфери на рентгенівські та оптичні спалахи з метою вирішення завдань радіозв'язку, радіонавігації та ін. В останні роки подібні процеси успішно досліджуються в рамках міжнародних і національних програм, а саме: Interball, Global Change Research Programs, CEDAR, Living with a Star і т. д.

Магнітні бурі (МБ), які є наслідком різних нестаціонарних процесів на Сонці – викидів корональної маси (ВКМ), сонячних спалахів (СС), значно впливають на стан космічної погоди в цілому і на динаміку приземної іоносферної плазми. Параметри кожної МБ сильно залежать від енергії нестаціонарних процесів на Сонці і від стану системи «Земля – Космос» до початку бурі. Тому кожна МБ є певною мірою унікальною й супроводжується комплексом явищ у навколоземній плазмі, які мають як загальні, так і особливі властивості.

Магнітні бурі починаються через деякий час після спалахів на Сонці. Як правило, спалахи рентгенівського (XRA) й оптичного (FLA) діапазонів, а також висипання протонів (SPE) та електронів в іоносферу Землі періодично повторюються протягом усієї магнітної бурі, а саме від десятків годин до 5 – 10 діб залежно від класу МБ. Енергійні електрони з енергією $\varepsilon \geq 40$ кеВ, що висипаються із радіаційних поясів, є істотним джерелом додаткової іонізації середньоширотної D-області (до широти $\sim 45^\circ$) на висотах $z \approx 80 - 100$ км [12; 13; 39; 52; 54; 57; 60; 90; 91; 99; 101; 104; 158; 159; 163; 175; 180; 186; 195; 208].

Крім цього, в період сонячних спалахів і магнітних бурь у супутникових вимірах реєструються підвищені порівняно з незбуреними умовами значення потоків протонів, часто на декілька порядків. Такі потоки протонів проникають до висот нижньої частини D-області ($z \approx 55 - 75$ км) і можуть викликати на цих висотах помітну зміну іонізації (див., напр., [52; 104; 159; 195]).

Проте існують великі труднощі вимірювання потоків заряджених частинок, що висипаються, на середніх широтах і одержання правильних оцінок їхнього енергетичного внеску на висотах $z < 90 - 100$ км нижньої іоносфери на основі супутникових вимірів, здійснених на значно більших висотах ($z > 200$ км).

На цей час порівняно добре вивчений прояв МБ у середній і верхній іоносфері (вище 100 км). Відгук середньоширотної D-області (на висотах нижче 100 км) на МБ носить складний і неоднозначний характер та вивчений недостатньо [12; 13; 39; 52; 54; 57; 60; 90; 91; 99; 101; 104; 158; 159; 163; 175; 180; 186; 195; 208]. Обумовлено це, у першу чергу, різницею фізико-хімічних процесів, що протікають у цих областях іоносфери, за умови істотно більшої їх складності у D-області, а також епізодичністю прямих вимірювань за допомогою ракетних методів і труднощами під час використання непрямих дистанційних методів, таких як метод ЧВ.

Тому існує необхідність у продовженні експериментальних досліджень і накопиченні даних для вивчення цього питання.

Дослідження впливу магнітних бурь на навколоземну плазму є актуальними через їх велике наукове і прикладне значення.

Найбільш вивченим характерним прикладом природного джерела збурень атмосфери є раптові іоносферні збурення (PI3), що виникають під впливом випромінювання сонячного спалаху, а також супроводжуючі це явище чинники: поглинення у полярній шапці під впливом протонів

високих енергій, що вторгаються, висипання високоенергійних частинок під час геомагнітних збурень та ін. [2; 3; 104; 195].

Установлено, що РІЗ супроводжуються раптовими змінами регулярної та флуктуаційної складових електронної концентрації, змінами температури електронів, іонів, нейтральних частинок, іонних хімічних процесів та різким збільшенням інтенсивності іонізуючого короткого рентгенівського випромінювання, яке інколи може ставати домінуючим іонізуючим агентом у області D, при цьому N може збільшуватися на 1 – 2 порядки порівняно з фоновими значеннями [2; 3; 104; 195]. РІЗ викликають також збільшення рівня атмосферних перешкод та ін.

У даний час, як уже зазначалося, не викликає сумнівів, що під час магнітних бурь, що виникають після сонячних спалахів і протягом 5 – 14 днів після них, із радіаційних поясів Землі висипаються енергійні електрони з енергією 40 кеВ, які є джерелом додаткової іонізації середньоширотної D-області іоносфери до широт $\sim 45 - 60^\circ$.

У цей період суттєву роль як джерело іонізації у середніх широтах відіграють також високоенергійні протони. Роль корпускулярної іонізації середньоширотної D-області підтверджена експериментально [12; 13; 39; 52; 54; 57; 60; 90; 91; 99; 101; 104; 158; 159; 163; 175; 180; 186; 195; 208]. Електрони і протони можуть відіграти помітну роль в іонізації нижньої іоносфери на висотах 50 – 100 км вночі і в періоди збурень різного характеру, як природного (сонячні спалахи, магнітні бурі, грози, сонячний термінатор, сильні землетруси тощо, [12; 13; 39; 52; 54; 57; 60; 90; 91; 99; 101; 104; 158; 159; 163; 175; 180; 186; 195; 208]), так і штучного (потужні вибухи, старту ракет, робота потужних нагрівних стендів радіохвиль, випромінювання високовольтних ліній електропередач і т. д., [31; 49; 160; 178; 187]).

У середньоширотній D-області в цьому випадку можна очікувати змін параметрів іоносфери, аналогічних тим, що спостерігаються під час раптових іоносферних збуреннях, а також появи шарів з підвищеною електронною концентрацією (див., напр., [2; 195]).

Слід підкреслити те, що в результаті численних досліджень було доведено існування електродинамічних зв'язків між природними процесами у магнітосфері, іоносфері та атмосфері.

На сьогодні найменш вивченими залишаються можливі механізми швидкого розвитку (з часовими затримками відносно моменту початку сонячного спалаху близько 8,5 – 9 хв) збурень параметрів середньоши-

ротної D-області під впливом різкого зростання (сплеску) сонячного випромінювання та можливий атмосферно-іоносферний відгук на процеси, які передують потужним сонячним спалахам (так звані атмосферно-іоносферні передвісники сонячних спалахів (див., напр., [103])), включаючи електричні сонячно-земні зв'язки.

1.2.3. Сонячний термінатор

Сонячний термінатор є рухливою зі швидкістю обертання Землі областю різких змін рівноважного стану атмосфери, тому логічно очікувати, що він є потужним природним джерелом різних збурень в атмосфері та іоносфері Землі. Вивченню таких явищ, що викликаються термінатором на різних висотах в іоносфері Землі, присвячено ряд робіт [7; 10 – 11; 15; 38; 48; 127 – 129; 177].

Слід зазначити, що оптична ширина термінатора, обумовлена інтервалом часу появи над горизонтом повного диска Сонця в оптичному діапазоні, ~ 100 км, тому характерний період проходження оптичного термінатора становить ~ 5 хв.

Перехідні процеси в області термінатора, які визначають зміну температури атмосфери, мають більший період, що обумовлено характером висотного розподілу компонентів атмосфери, що поглинають сонячну енергію, й тому ширина області термінатора L буде помітно більше ($L \sim 1000$ км) і характерний час проходження становить у приєкваторіальній області $\Delta t \sim 30$ хв [129].

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 зазначено в роботі [46], 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 ρ – щільність повітря;

Δz – товщина шару повітря, який нагрівається;

C – питома теплоємність повітря.

Беручи до уваги, що над поверхнею Землі $\rho \approx 1,3 \text{ кг/м}^3$, $d \approx 1\,000 \text{ км}$, $C \approx 10^3 \text{ Дж/(кг}\cdot\text{К)}$, $\Delta z \approx H \approx 8 \text{ км}$, де H – наведена висота атмосфери, $\Delta T \approx 5 \text{ К}$, одержимо, що $\Delta E \approx 4,1 \cdot 10^{18} \text{ Дж}$.

Будемо вважати, що збільшення температури має місце протягом часу Δt не менше 30 хв. При цьому середня потужність $P = \Delta E / \Delta t$ становить величину близько $2,3 \cdot 10^{15} \text{ Вт}$. Отримана оцінка ΔE перевищує енергію 200-мегатонної термоядерної бомби, а оцінка потужності P більш ніж на порядок перевищує потужність, споживану людством у 2001 році.

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, а саме: хвильові збурення різних періодів і тривалостей, зміни вітрового режиму, динаміки концентрації електронів тощо, які, залежно від умов в іоносфері, атмосфері й магнітосфері Землі, будуть у цілому повторюватися день у день, виявляючи при цьому нові характерні риси, зумовлені іншими факторами, наприклад, циклічні й спорадичні зміни геомагнітної й сонячної активностей, сонячні спалахи, магнітні бурі та ін.

Оцінки змін питомої внутрішньої енергії $\Delta \varepsilon$ і питомої потужності ρ цього джерела такі: $\Delta \varepsilon = \Delta E / V \approx 4,5 \cdot 10^3 \text{ Дж/м}^3$ і $\rho = P / V \approx 2,5 \text{ Вт/м}^3$. Приблизно такі питомі характеристики мають потужні шквали й урагани, хоча їхнє енерговиділення пов'язане з рухом мас повітря. Наведені оцінки належать до приекваторіальної області. У середніх широтах розмір області, яка збурюється термінатором, більше [15; 127 – 129] унаслідок нахилу осі обертання Землі.

Існує також залежність параметрів термінатора від сезону: згідно з роботою [127] на певній широті ширина області термінатора змінюється від літа до зими на $\sim 10\%$. Через те, що розбіжності температур з обох поверхонь термінатора (в освітленій і затемненій областях) залежать від сезону, амплітуда збурення і його характеристики також повинні помітно змінюватися протягом року.

З огляду на те, що тривалість Δt збільшення температури повітря близько 30 – 60 хв, подовжній розмір збуреної області атмосфери становить $L \approx V \Delta t$. Вважаючи, 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 раді-

усом $L/2 \approx 700$ км за умови середнього значення $\Delta T \approx 5$ К становить $2 \cdot 10^{19}$ Дж. Йому відповідає середня потужність $6 \cdot 10^{15}$ Вт. Саме таку енергію має найбільший циклон [134], 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 $\rho \propto \exp(-z/H)$. Наприклад, в озоносфері (~ 45 км) ρ зменшується на 3 порядки. За тих же ΔT 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 сонячним 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 звукової, то при цьому генерується ударна хвиля щільності. Крім того, під час проходження 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 Δt зменшення температури повітря, як і в ранковий час, становить близько 30 – 60 хв., то зменшення внутрішньої енергії в області атмосфери й середня потужність джерела будуть приблизно однаковими з ранковими за величиною. При цьому у процесі проходження термінатора й після нього варто очікувати прояву (посилення або ослаблення) атмосферно-іоносферно-плазмосферних зв'язків.

Одними з перших робіт, у яких експериментально були виявлені ефекти, обумовлені термінатором, є роботи [10 – 11]. У них на основі аналізу даних про доплерівське зміщення частоти низькочастотного передавача під час проходження термінатора через трасу розповсюдження радіохвиль встановлено, що термінатор обумовлює квазіперіодичну структуру електронної концентрації в іоносфері, що йде за ним. Наступні роботи присвячені в основному вивченню параметрів хвильових збурень

у E- і F-областях іоносфери та генерації турбулентності атмосфери (див. огляди в роботах [128 – 129]).

Найменш вивчено вплив термінатора на параметри нижньої іоносфери, що зумовлено труднощами проведення тривалих безперервних систематичних вимірювань. Відомі лише епізодичні експериментальні дослідження (див., напр., [15; 48; 60; 177]). Серед інших ефектів у роботах [48; 60] було виявлено збільшення концентрації електронів у середньоширотній D-області під час проходження термінатора. Особливий інтерес викликають дослідження відгуку D-області на проходження термінатора в періоди інших збурень, наприклад на тлі магнітної бурі.

1.2.4. Затемнення Сонця

Затемнення Сонця (ЗС) дає дослідникам дуже важливу можливість простежити за динамікою навколоземного середовища. У цілому повне ЗС подібно приходу (наставанню) короткочасної ночі, тому і супутні ефекти в обох випадках подібні. Проте динамічні процеси під час затемнення істотно залежать від геофізичної обстановки, від ступеня збуреності Сонця і навколоземного середовища. Спостереження у разі кожного окремого ЗС дозволяють уточнити фізичні процеси і динаміку середовища.

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

За умови повної ЗС тривалості процесу на земній кулі становить близько 3,5 год, за умови часткового – до 5,5 год. Зрозуміло, що для нерухомого спостерігача тривалість повного затемнення не перевищує 2 – 2,5 хв, залежно від місця спостереження.

Тривалість часткового затемнення – близько 2 – 2,5 год. Максимальна ширина смуги становить 270 км. У разі покриття диском Місяця сонячного диска поверхня Землі й нижня частина її атмосфери (принаймні до озоносфери) охолоджується.

Настання ЗС супроводжується рядом фізичних процесів в атмосфері, енергетика яких досить велика.

Оцінімо, наприклад, зміну внутрішньої енергії атмосферного газу об'ємом V і масою m [46]:

$$\Delta E = Cm\Delta T = C\rho V\Delta T = \frac{\pi}{4}C\rho d^2\Delta z\Delta T, \quad (1.2)$$

де Δz – товщина охолодженого шару повітря;
 C – питома теплоємність повітря.

Вважаючи, що над поверхнею Землі $\rho \approx 1,3$ кг/м³, $d \approx 110$ км, $C \approx 10^3$ Дж/(кг·К), $\Delta z \approx H \approx 8$ км, $\Delta T \approx 10$ К, одержимо $\Delta E \approx 9,4 \cdot 10^{17}$ Дж. Зменшення температури під час розглянутих у роботі [60] ЗС мало місце протягом часу $\Delta t \approx 80 - 90$ хв. При цьому середня потужність $P \approx E/\Delta t$ склала близько $1,7 \cdot 10^{14}$ Вт.

Отримана оцінка ΔE відповідає енергії 200-мегатонної термоядерної бомби, а оцінка P – потужності, яка на порядок перевищує потужність, споживану людством у 2000 році [46; 60].

Як видно із порівнянь, енергія й потужність теплового джерела збурень, викликаних ЗС, досить значні.

Проаналізуємо питомі характеристики цього джерела. Зміна питомої внутрішньої енергії $\Delta \varepsilon$ і питома потужність ρ рівні: $\Delta \varepsilon = C\rho\Delta T$, $\rho = \frac{\Delta \varepsilon}{\Delta t}$.

Оцінки дають $\Delta \varepsilon \approx 1,3 \cdot 10^4$ Дж/м³ і $\rho \approx 2,4$ Вт/м³ [46]. 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 належать до області повного затемнення. Розмір області часткового затемнення значно більший. З огляду на те, що тривалість Δt зменшення температури повітря становить близько 1,5 год, подовжній розмір збуреної області атмосфери $L \approx v_1 \Delta t$.

Припускаючи, що в середніх широтах $v_1 \approx 750$ м/с, одержимо значення $L \approx 4\,000$ км. Нехай поперечний розмір цієї області має той же порядок і це відповідає значенню ступеня покриття Сонця диском Місяця $A(t)$ – близько 0,6. Тоді зміна внутрішньої енергії в області атмосфери радіусом $L/2 \approx 2\,000$ км за умови середнього значення $\Delta T \approx 1,5 - 5$ К становить близько 10^{20} Дж. Йому відповідає середня потужність $3 \cdot 10^{16}$ Вт. Таку енергію має найбільший циклон, а його потужність близько $3 \cdot 10^{14}$ Вт, що на два порядки менше оціненої потужності. Зі збільшенням висоти z енергетичні характеристики зменшуються пропорційно $\rho \propto \exp(-z/H)$. Так, наприклад, в озоносфері, середня висота якої 45 км, ρ зменшується на три

порядки. За тих же ΔT 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 затемненням 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.

Ефектам, що супроводжують ЗС, присвячено багато робіт [5; 17; 21; 22; 24; 46; 60; 96; 147; 152; 164; 226], серед яких є спеціальні випуски [152; 164; 226]. Було встановлено, що ЗС викликає складний комплекс фізичних і хімічних процесів в атмосфері, іоносфері та геомагнітному полі. Серед них зазначимо: охолодження атмосферного газу, генерація ударної хвилі густини і, як результат, генерація акустико-гравітаційних хвиль в атмосфері, зниження концентрації електронів в іоносфері, зменшення температур електронів і іонів у зовнішній іоносфері, варіації геомагнітного поля та ін. Проте через складність процесів і їхнього різноманіття це явище ще не повністю вивчене. До цього варто додати, що повні сонячні затемнення в середніх широтах бувають рідко, а реакція середньоширотної іоносфери на ЗС маскується впливом процесів у авроральному овалі [21]. Тому завдання дослідження ефектів ЗС в іоносфері залишається актуальним.

Наукове значення мають як подальше вивчення уже виявлених ефектів, так і пошук інших проявів затемнення Сонця в атмосфері, особливо на висотах нижньої іоносфери.

Відгук середньоширотної D-області на ЗС вивчений ще недостатньо через складність і різноманітність фізико-хімічних процесів, що протікають на цих висотах [17; 21; 22; 24; 46; 59; 152]. На цей час найбільш повно відгук середньоширотної D-області на ЗС вивчений у монографії [66].

1.2.5. Пожежі

Великі пожежі різного походження, а саме: пожежі лісових масивів, торфовищ, нафтових і газових комплексів та ін., часто мають місце на нашій планеті, охоплюють великі площі (сотні-тисячі кв. кілометрів) і часові інтервали (десятки днів). Вони надають не тільки величезну екологічну шкоду, а й сильно модифікують приземну атмосферу, суттєво змінюють її електричні характеристики, викликають ряд хвильових процесів

(хвильові збурення в атмосфері під час великих пожеж розглянуті, наприклад, у роботах [71 – 74; 126]). Це належить як до самої плазми (часто цю частину пожеж називають «терміки» (див., напр., [27])), так і до димового шлейфа (хмари).

Хвильові збурення, у свою чергу, викликають помітні і характерні зміни в іоносферній електриці на висотах 50 – 80 км, що призводить до модифікації іоносферної плазми на цих висотах і, ймовірно, на висотах у Е-області іоносфери [1; 72 – 74; 114; 116; 117; 126; 141; 142], порушення радіозв'язку та ряду інших проблем.

У результаті пожеж в атмосферу потрапляє величезна кількість попелу та інших частинок. Попіл впливає на електричне поле приземної атмосфери, оскільки в результаті прилипання іонів, дисперсії і тертя ці частинки набувають електричного заряду й у поверхні Землі утворюється великий та щільний шар із великим не скомпенсованим зарядом, який може суттєво змінювати градієнт потенціалу приземного електричного поля, що призводить до формування іонізованого шару біля поверхні Землі на площах у десятки квадратних кілометрів товщиною у десятки-сотні метрів і більше.

Параметри пожежі залежать від її площі, типу горючих матеріалів (лісовий масив, будівлі, торф, нафтові й газові свердловини, розливи нафтового палива на поверхні Землі або моря та ін.), їхньої насиченості, рельєфу місцевості, пори року, метеорологічних умов. Типова велика лісова пожежа охоплює площу $S \approx 2\,000 - 5\,000$ га й триває $\Delta t \sim 1 - 10$ діб (зауважимо, що подальші міркування й оцінки застосовні й до пожеж іншого походження). Питома маса горючих матеріалів таких пожеж $\tilde{m} \approx 20 - 40$ кг/м² [65]. Середній потік тепла Π_T і середній потік потужності $\Pi_P = \Pi_T / \Delta t$ становлять [3; 51]:

$$\Pi_T = \varepsilon_T \tilde{m}, \quad \Pi_P = \frac{\Pi_T}{\Delta t}. \quad (1.3)$$

Під час середньої тривалості горіння $\Delta t = 10$ діб, питомій теплоті згорання горючих матеріалів $\varepsilon_T = 4 \cdot 10^7$ Дж/кг одержимо $\Pi_T \approx 1,6 \cdot 10^9$ Дж/м² і середньодобове значення $\Pi_P = 1,6 \cdot 10^4$ Вт/м². Отримані оцінки значень Π_P дозволяють стверджувати, 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/м² [112], підйом диму, сажі й пилу на значні висоти.

Енергія й потужність пожежі можуть бути оцінені як:

$$E = \dot{r}_T \bar{m}, \quad (1.4)$$

$$P = E / \Delta t, \quad (1.5)$$

де m – маса згорілої речовини.

За умови тривалості пожежі близько 10 днів і оцінній масі згорілої речовини $m \approx 15\,000$ т значення E і P складуть близько 600 ТДж і 7 ГВт. Кількість тепла, що виділилося, при цьому становить $Q \approx 500$ ТДж.

Слід зазначити, що маса диму ппід час пожежі звичайно визначається як $m_1 = 0,1 \cdot m$ і для розглянутого випадку становить 1 500 т. Інтенсивне горіння на значних площах, як правило, супроводжується повільним і часто змінюваним тлінням. Це сприяє виділенню великої кількості сажі S і чадного газу CO . Можна вважати, що маса CO становить близько 10 % маси згорілої речовини [223], тобто близько 1500 т. Маса сажі при цьому близька до 5 % від маси горючих матеріалів [112] і складе близько 750 т.

Можливий вплив великих пожеж на нижню іоносферу досліджений мало [1; 72 – 74; 114; 116; 117; 126; 141; 142]. Відомо, що великі пожежі супроводжуються генерацією акустичного випромінювання в широкому діапазоні частот [112; 116; 142; 213]. Потужність такого випромінювання визначається часткою потужності η_a , яка перетворюється у потужність акустичного випромінювання P_a . Звичайно на підставі спостережень [112; 116; 142] вважають $\eta_a \approx 0,3$ %. 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 ~ 1 Гц – 100 МГц із нерівномірним шумоподібним спектром, у якому є також виділені спектральні складові. До них належать власні частоти атмосфери:

$$\omega_a = \sqrt{(1 - H_a/H_T) \gamma_a g / 4H_a}, \quad (1.6)$$

$$\omega_b = \sqrt{((\gamma_a - 1)/\gamma_a - H_a/H_T) g / H_a}, \quad (1.7)$$

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 такі значення: $\omega_a \approx 1.9 \cdot 10^{-2}$ с, $\omega_b = 1.2 \cdot 10^{-2}$ 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 [142].

Крім цього, під час пожежі можлива генерація коливань, викликаних обтіканням вітру поверхні факела полум'я або терміка із частотами [72; 142]:

$$f_r = \frac{V}{d} St^{-1} \approx 0.21 \frac{V}{d}, \quad (1.8)$$

де St – число Струхала;

V – швидкість вітру;

d – умовний діаметр факела, або 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 [116], де $v_t \approx 1 - 100$ м/с – середня швидкість турбулентного потоку, що залежить від величини й інтенсивності пожежі. Унаслідок перетворення енергії атмосферного електричного поля в енергію низькочастотного електромагнітного випромінювання можливі також генерація або посилення випромінювання в низькочастотній частині радіодіапазону.

1.2.6. Землетруси

Серед природних джерел збурень землетруси (ЗТ) становлять значний інтерес, тому в останні десятиліття значна увага приділяється дослідженню реакції атмосфери, іоносфери й магнітосфери на землетруси, які сталися, і особливо ті, що готуються [75; 80; 100; 110; 115; 135; 151; 167; 196; 198; 210; 211; 216; 228; 230]. Для розвитку оперативних прогнозів потужних землетрусів мають важливе значення дослідження збурень у системі «літосфера (Земля) – атмосфера –

іоносфера – магнітосфера» (ЛАІМ (ЗАІМ)), які розвиваються за якийсь час до та під час землетрусів [75; 80; 100; 110; 115; 117; 135; 151; 167; 196; 198; 210; 211; 216; 228; 230].

Сучасні моделі опису літосферних процесів за умови потужних землетрусів припускають, що зміни властивостей середовища вгаслі-док процесів тріщиноутворення, як в області осередку землетрусу, так і в регіоні його підготування, сприяють появі аномального складу газів та радіоактивних елементів у підземних водах, зміні гідродинамічних характеристик і електроопору, появі широкого спектра ультра-акустичних, акустичних та інфраакустичних коливань тощо.

У зв'язку з цим в останні роки широке застосування одержали методи дослідження вказаних явищ, які базуються на вимірюваннях атмосферних електричних збурень, електромагнітного випромінювання, аномальних збурень в іоносфері, сейсмічного шуму, акустичних коливань тощо [75; 80; 100; 110; 115; 117; 135; 151; 167; 196; 198; 210; 211; 216; 228; 230].

На підставі експериментального матеріалу, що накопичено у цій галузі, у ряді сейсмоактивних регіонів уже розпочалися створення та розгортання різноманітних, в основному радіотехнічних систем прогнозування потужних землетрусів з використанням, наприклад, реєстрацій варіацій приземних електричних полів (див., напр. [228]). Тому для суттєвого підвищення надійності такого прогнозування необхідні подальші теоретичні та експериментальні дослідження із залученням максимально можливої кількості фізичних, хімічних та біологічних явищ (див., напр., [[110]).

У даний час зазвичай виокремлюють такі фізичні чинники, які можуть впливати на параметри іоносфери та хвилеводу «Земля – іоносфера»: електромагнітні випромінювання поверхні Землі та атмосфери, квазістаціонарні електричні та магнітні поля, гравітаційне поле, інфразвукові коливання та внутрішні гравітаційні хвилі, різні гази, які виділяються з літосфери в атмосферу [75; 80; 100; 110; 115; 117; 135; 151; 167; 196; 198; 210; 211; 216; 228; 230].

Слід зазначити, що порівняно з потужними динамічними процесами у нейтральній атмосфері та нижній іоносфері окремий вплив кожного із цих факторів на стан області D повинен бути досить слабким, як свідчать модельні розрахунки [194], очікувані збурення плазмових параметрів не перевищували одиниць відсотків.

Механізми літосферно-атмосферно-магнітосферної взаємодії залишаються маловивченими. Найбільш зрозумілим із них є механізм, передатною ланкою якого виступає інфразвук (ІЗ) [110; 109; 146].

Сутність механізму, як відомо, полягає в такому. Переміщення тектонічних плит викликає коливання земної поверхні, що, 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 межі розподілення «Земля – повітря» також генерують ІЗ-хвилі, які поширюються в атмосферу приблизно під кутом 85° до поверхні Землі. Ці хвилі приводять до збурень 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 під час підготовки ЗТ, як уже відзначалося, приділяється значне місце в геології й геофізиці (див., напр., [4; 6; 146]). Існуючі моделі відрізняються складністю, містять багато вхідних параметрів, і називаються параметризованими. Механізми передачі енергії від ЗТ в атмосферу, іоносферу й магнітосферу та генерації хвильових і квазіхвильових збурень у цілому відомі [75; 80; 100; 110; 115; 117; 135; 151; 167; 196; 198; 210; 211; 216; 228; 230], але залишаються ще маловивченими.

У роботі [146] запропоновано просту адекватну модель, яка дозволяє оцінити основні параметри ЗТ за одним вхідним параметром, у якості якого обрана енергія ЗТ W . Інші вхідні параметри ЗТ у моделі [146]: 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 ω_{min} або максимальний період T_{max} і амплітуда цих коливань A ; швидкість руху поверхні Землі V . Похідними параметрами можуть бути: $q_w = W/S$, $q_p = P/S$ та ін., де $P = W/T_{max}$ – потужність землетрусу (звичайно вважається, що тривалість головного поштовху становить приблизно 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, що розглянуті в [146] (табл. 1.1). Енергія землетрусу визначається густиною сейсмічної енергії W_s і об'ємом вогнища землетрусу V_{eq} : $W_{eq} = w_s V_{eq}$. У середньому має місце $w_s \approx 10^3$ Дж/м³, а V_{eq} для найсильніших землетрусів $\sim 10^{16}$ м³. При цьому $W_{eq} \approx 10^{19}$ Дж. Їм відповідає магнітуда близько 10 одиниць.

Таблиця 1.1

Енергетичні характеристики полів сейсмічного походження [146]

| Поле | Енергія, Дж | Потужність, Вт | Тривалість, с | Примітка |
|--|---|----------------------------------|---|---|
| Електромагнітне: $f \leq 10$ Гц $f = 10^3 - 10^4$ Гц $f = 10^5 - 10^6$ Гц | $10^{10} - 10^{11}$ $10^{13} - 10^{14}$ $10^{15(16)}$ | 10^8 10^{11} 10^{13} | $10^2 - 10^3$ $10^2 - 10^3$ $10^2 - 10^3$ | Досягає і магнітосфери Те ж саме 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 саме |
| Інфразвукове | $10^{15} - 10^{16}$ | $10^{13} - 10^{14}$ | 10^2 | Досягає ~ 300 км |

Як свідчать розломи, у доісторичні часи могли мати місце землетруси із $V_{eq} \approx 10^{18}$ м³ і $W_{eq} \approx 10^{21}$ Дж [146]. Потенційну сейсмічну та пружну енергії всієї літосфери можна оцінити, виходячи із співвідношень:

$$W_{is} = w_s S_l h_l, \quad W_{ie} = \frac{\sigma_l^2}{K} S_e h_l, \quad (1.9)$$

де $S_l \approx 5 \cdot 10^{13}$ м² – площа всіх сейсмічно активних районів Землі;

$h_l \approx 200$ км – товщина літосфери;

$\sigma_l = \rho_l g h_l \approx 5 \cdot 10^9$ м² – вертикальна напруга в літосфері;

ρ_l – її середня густина;

$K \approx 10^{11}$ Н/м² – 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 [146].

У даний час, незважаючи на велику кількість досліджень, усе ще існують багато суперечностей результатів сейсмічних спостережень з експериментальними вимірюваннями збурень у нижній іоносфері, які викликаються потужними землетрусами. У ряді робіт [80; 151; 135] для їх усунення пропонувалася можливість одночасного впливу декількох літосферно-атмосферних джерел збурень на стан D-області, внаслідок чого ефективність зв'язків «літосфера – нижня іоносфера» повинна була б збільшуватися [80; 135]. Проте характерний час розвитку кінцевих плазмових збурень у області D з урахуванням складних та інерційних процесів їх розповсюдження від первинного джерела і трансформування при цьому повинен був перевищувати 1 годину, що не завжди збігалось з результатами експериментальних досліджень.

Наведене свідчить про те, що на цей час відсутня задовільна теоретична модель, яка давала б змогу якісно та кількісно описувати суттєві збурення параметрів плазми в нижній іоносфері, швидкий розвиток яких спостерігається різноманітними радіофізичними методами під час активізації сейсмічних процесів.

Слід також додати, що досить часто експериментальні результати мають суперечливий та, навіть, взаємовиключний характер [75; 167]. Усе ще не зовсім зрозумілими залишаються механізми швидкого впливу первинних збурень у літосфері і тропосфері на D-область іоносфери та поширення цих збурень в іоносферній плазмі на великі відстані від області осередку землетрусу.

Тому на сьогодні існує гостра необхідність подовження експериментальних досліджень і накопичення результатів, а також розроблення й апробації нових методів (радіофізичних та ін.) і методик для дослідження впливу потужних землетрусів на параметри іоносферної плазми в цілому і в D-області зокрема. Потрібне також розроблення нових моделей літосферно-атмосферно-іоносферних зв'язків із внесенням нових малоінерційних електродинамічних визначальних елементів, які активізують та посилюють ці зв'язки за збурених умов (див., напр., [117; 135]).

1.2.7. Атмосферна електрика

Вивчення взаємодії «тропосфера – стратосфера – іоносфера» завжди викликало значний інтерес і вважалося дуже складним завданням. В останні роки до цієї проблеми значно підвищився інтерес, навіть з'яви-

вся термін «космічна погода» [221; 222] завдяки експериментальним свідоцтвам про зв'язок метеорологічних процесів у тропосфері та стратосфері (атмосферна циркуляція, циклони та антициклони, вологість, тропосферні електричні поля тощо) з процесами в іносфері.

Особливе значення тут мають дослідження атмосферної турбулентності. Добре відомо, що атмосферна турбулентність суттєво впливає на динаміку як метеорологічних, так і іоносферних процесів у нижній іоносфері, тобто на умови поширення радіохвиль [35; 119; 131; 132; 193].

Слід зазначити, що спектр можливих фізичних явищ під час утворенні дрібномасштабної плазмової неоднорідної структури в нижній іоносфері у цілому є відносно великим і кількість явищ залежить від висотного діапазону, що досліджується. Як вважається, важливу роль під час формування інтенсивних неоднорідностей плазми подібного типу відіграють заряджені аерозольні частинки, тобто метеорологічні процеси [161]. Це потребує врахування мезосферної турбулентності у процесі розвитку моделей, особливо за збурених умов.

Слід віокремити малоінерційні зв'язки метеорологічних ефектів зі збуреннями параметрів D-області електричного характеру (автор не розглядає у цьому випадку порівняно повільні механізми атмосферно-іоносферних зв'язків за рахунок циркуляційних процесів у нейтральній атмосфері та поширення акустичних і гравітаційних хвиль, які вивчалися, наприклад, у роботах [70; 82; 162]). У першу чергу, це стосується впливу грозової активності на іоносферну плазму.

Експериментальні дослідження останніх років свідчать, що грозова активність призводить до значних збурень параметрів нижньої іоносфери [25; 37; 88; 108; 192; 193; 162; 201 – 203; 205; 220 – 222]. Але на цей час ще залишається багато нез'ясованих елементів у механізмах цих малоінерційних зв'язків, які потребують подальших експериментальних та теоретичних досліджень. Важливим тут є те, що грозова активність є одним з основних генераторів струму в атмосферному електричному колі і відіграє дуже важливу роль у формуванні як локальної (регіональної), так і глобальної структури атмосферного електричного поля навколо Землі, і тому ці питання мають фундаментальний характер.

В останні роки відкриті інтенсивні плазмові утворення у середній атмосфері, так звані явища «*red sprites*», «*elves*» та «*blue jets*», які спостерігаються в атмосфері під час активних грозових процесів [166; 219; 221 – 222]. Ці явища призводять до розвитку інтенсивних короткочасних збу-

рень параметрів нижньої іоносфери і суттєво впливають на параметри радіохвиль, що розповсюджуються у збуреній області.

Процеси утворення та еволюції цих надпотужних короткочасних плазмових збурень залишаються на цей час у багатьох рисах загадковими. Тому існує необхідність перегляду уявлень, що існували до цього часу про роль атмосферної електрики у системі «атмосфера – іоносфера – магнітосфера», особливо під час підвищеної регіональної грозової активності.

Відомо, що електричне поле атмосфери є важливим компонентом глобальної та регіональної (локальної) атмосферної електрики, яке фізично становить квазістатичне електричне поле, що створюється об'ємними зарядами в різних шарах атмосфери і власним зарядом Землі.

Також необхідно зазначити, що погода супроводжується різними електричними й електромагнітними явищами, які отримали узагальнену назву атмосферної електрики.

В ясну погоду Земля негативно заряджена щодо атмосфери, а напруженість електричного поля складає близько 100 В/м за умови різниці різниці потенціалів між іоносферою і поверхнею Землі близько 200 – 300 кВ. Напруженість і потенціал такого геоелектричного поля залежать головною мірою від електричної провідності атмосферного повітря, яка в основному визначається метеорологічними параметрами – вологістю, хмарністю, опадами, вітрами, хуртовинами, іонізацією атмосфери і т. д.

Під час грозової активності електропровідність атмосфери помітно збільшується. Під час низької вологості, за наявності пилу, туману і хмар електропровідність зменшується, що призводить до збільшення електричного потенціалу. Для середнього рівня електричного потенціалу характерний добовий та річний хід з амплітудою у 20 і 30 % від середнього рівня відповідно. У цей час добре відомо, що під час проходження хмар унаслідок протікання в них процесів електризації реєструються різкі зміни електричного потенціалу, а також спостерігаються зміни напрямку вектора електричного поля.

Також уже встановлено, що часто під час сильних вітрів (під час проходження атмосферних фронтів тощо), грозах, пилових бурях і сильних протяжних пожежах напруженість електричного поля в регіонах може досягати 1 000 В/м і більше.

Крім цього, добре відомо, що внаслідок активності світових грозових центрів, а також повільного турбулентного руху повітряних мас, коли

електрична провідність атмосфери визначається іонізацією молекул, яка завжди відбувається в атмосферному повітрі, в умовах гарної погоди електричне поле пульсує. Тобто параметри електричного поля атмосфери в природних умовах постійно й помітно варіюють у часі. При цьому вплив космічної погоди на Землю проявляється у варіаціях електричного поля атмосфери.

До проблеми атмосферної електрики традиційно належать питання генерації аероіонів в атмосферному повітрі. Відомо, що іони, які утворюються в атмосфері внаслідок іонізації молекул повітря, яка постійно відбувається в атмосфері, отримали назву аероіонів. Концентрація аероіонів в атмосферному повітрі має добовий і річний хід (див., напр., [125]). В атмосфері навколо поверхні Землі, а саме у нижніх її шарах, іонізаторами повітря є природні радіоактивні речовини, у верхніх шарах – сонячні й космічні промені.

Електричне поле між атмосферою і поверхнею Землі забезпечує генерацію негативних аероіонів на кінчиках листя дерев, чагарників і трав.

Важливу роль відіграють також місцеві, або регіональні, іонізатори, пов'язані з погодою та антропогенною діяльністю людей [125]. До їх складу належать: сильні грози, потужні пилові та снігові бурі, пожежі, промислові об'єкти, мегаполіси та ін. Склад заряджених аероіонів і їх кількість залежать від температури і вологості повітряних мас, від географічних умов, у яких ці повітряні маси формувалися, а також від регіональних особливостей, тобто визначаються впливом великої кількості процесів, у тому числі пов'язаних із метеодинамікою. Концентрація аероіонів і їх співвідношення є також важливим екологічним чинником, що впливає на біологічні процеси й самопочуття людей.

Відомо, що зміна природного електромагнітного фону в регіоні завжди супроводжується, або викликається, зміною синоптичної ситуації. Низькочастотні і дуже низькочастотні електромагнітні поля, що генеруються в атмосфері, в основному пов'язують з блискачковими розрядами в атмосфері. Випромінювання типу атмосфериків, або імпульсне електромагнітне випромінювання грозових розрядів, може бути зареєстроване в широкому діапазоні частот. Експериментально спостерігаються добові, річні і багаторічні варіації амплітуди та частоти проходження імпульсів. Відомо, наприклад, що наближення до пункту спостереження холодного атмосферного фронту у літній період буде супроводжуватися збільшенням частоти проходження таких імпульсів. У діапазоні дуже низьких час-

тот (3 – 300 Гц) електромагнітний фон також помітно змінюється. Найбільші зміни спостерігаються на резонансній частоті 8 Гц іоносферного хвилеводу і його високочастотних гармонік. Обумовлено це тим, що великомасштабні метеопроцеси, такі, наприклад, як циклони та антициклони, надають локальну дію на верхній шар атмосфери – іоносферу.

Установлено, що зміни природного електромагнітного фону у результаті цього впливу можуть бути зареєстровані на великих відстанях від джерела збурень.

Відомо також, що під час наближення циклону можуть визначатися різні збурення електромагнітного фону: циклони можуть додатково створювати збурення в діапазоні 1 – 80 Гц, можуть спостерігатися коливання, як періодичні, так і аперіодичні, з періодами 2 – 20 та більше хвилин. Такі коливання в діапазоні періодів «хвилини – години» викликаються поперечними коливаннями великих повітряних мас, так званих гравітаційних хвиль, які виникають на кордонах фронтів. Частотний діапазон таких коливань досить широкий.

Таким чином, електромагнітні збурення, пов'язані з метеорологічними процесами в атмосфері, на частотах від декількох герц до десятка кілогерц модульовані періодами від кількох хвилин до декількох годин. Такі зміни електромагнітного фону в широкому діапазоні частот вважаються головним «сигналом», який дозволяє живим організмам передчувати зміни погоди за кілька годин або діб, коли інші фізичні параметри середовища проживання (атмосферний тиск, температура, вологість та ін.) ще помітно не змінюються. Особливо слід зазначити, що електричне поле приземної атмосфери дуже сильно модифікується в районах сильних пожеж, мегаполісів, великих промислових об'єктів та воєнних дій.

Добре відомо, що у різних регіонах Землі відбуваються виверження вулканів, під час яких в атмосферу викидається велика кількість пилу та малих складових (див., напр., [26]).

Установлено, що вулканічна діяльність впливає на еволюцію навколоземної атмосфери [26] та на стан іоносферної плазми [117] і призводить до суттєвих глобальних кліматичних та регіональних метеорологічних ефектів. Наприклад, при виверженнях вулканів спостерігаються потужні природні явища – вулканічні грози, що викликаються незкомпенсованим зарядом попелової хмари [117], та призводять до відповідних змін провідності тропосфери і напруженості атмосферного електричного поля

поблизу поверхні Землі (глобального і регіонального) [117; 210], які реєструвалися.

У даний час механізми впливу вивержень вулканів на стан іоносферної плазми залишаються малодослідженими. Зазвичай дослідники вважають, що ключову роль у процесах літосферно-атмосферно-іоносферно-магнітосферної взаємодії за умови цих збурень відіграють великомасштабні та локальні зміни геоелектричного поля та пов'язані з ними геофізичні явища [117; 210].

Слід також зазначити, що подібним до виверження вулканів джерелом зміни електричного поля атмосфери, як уже зазначалося, можуть бути пилові та піщані бурі, крупні пожежі, регіональні та глобальні воєнні дії, внаслідок яких у поверхні Землі утворюється щільний шар з великим незкомпенсованим зарядом (концентрація заряджених частинок становить $\sim 10^5 \text{ см}^{-3}$), який може суттєво впливати на градієнт потенціалу електричного поля [117].

У роботах [86 – 87] на основі результатів супутникових вимірювань (висота супутника $z \approx 950 \text{ км}$) варіацій квазістаціонарного електричного поля над районами зародження і розвитку тропічного циклону (ТЦ) встановлено, що ТЦ призводить до генерації біполярних імпульсів електричного поля з амплітудою $10 - 20 \text{ мВ / м}$ і тривалістю близько $2 - 3 \text{ хв}$. Горизонтальний розмір збуреної області в іоносфері при цьому становить $1-1,5 \text{ тис. км}$. Ці результати дозволяють вважати, що ТЦ є одним з елементів системи океан-атмосфера-іоносфера-магнітосфера і забезпечує взаємодію цих підсистем.

З'ясування проявів ТЦ у верхній атмосфері і геокосмосі дозволить просунути в розумінні фундаментальних процесів у системі. Вивчення реакції іоносфери і магнітосфери на зародження і розвиток ТЦ має також велику практичну значимість, оскільки навіть середній ТЦ має кінетичну енергією, що перевищує енергію найсильнішого землетрусу [144].

ТЦ належить до найбільш руйнівних великомасштабних атмосферних утворень на нашій планеті. Відомі циклони зі швидкістю вітру, що перевищує 100 м/с , і радіусом вихору, що досягають 750 км . Дефіцит тиску в центрі ТЦ іноді наближався до 150 гПа . Крім того, встановлено, що протягом останніх десятиліть частота генерації таких циклонів безперервно зростає [86]. Разом із цим зростає небезпека, яку несуть тропічні циклони для планети.

Тому актуальною проблемою є створення всього ланцюжка процесів від зародження первинного вихору до впливу ТЦ на параметри атмосфери, іоносфери і магнітосфери, а також створення відповідної моделі процесів. У роботі [148] обрунтовано положення про те, що тропічний циклон є елементом системи суша–океан–атмосфера–іоносфера–магнітосфера. Побудовано основи схематизованої моделі основних процесів в системі. Продемонстровано, що система, як і її підсистеми, є нелінійними. Описано основні механізми взаємодії підсистем. Між підсистемами мають місце прямі та зворотні зв'язки, що характеризуються значною енергетикою. Дія циклона на верхню атмосферу, іоносферу та магнітосферу здійснюється за допомогою акустично-гравітаційних і електромагнітних хвиль та квазістатичних електричних полів.

Підсумовуючи все наведене в даному підрозділі, ще раз слід підкреслити, що наявність зв'язків (електродинамічних) локальних та великомасштабних природних збурень у плазмі в нижній іоносфері з процесами в літосфері, атмосфері та магнітосфері потребує накопичення експериментальних даних у різних регіонах Землі з метою розвитку нових узагальнюючих підходів до створення просторово-часових моделей цих явищ, а також урахування регіональної специфіки застосування цих моделей у наукових дослідженнях та на практиці.

Висновки за розділом 1

Підсумовуючи зазначене в даному розділі, можна виокремити такі обрунтовані останніми світовими науковими досягненнями концептуальні положення, на яких базується дана робота.

1. Система «літосфера – атмосфера – іоносфера-магнітосфера» – це з одного боку відкрита електродинамічна макросистема, а з іншого – глобальний атмосферний електричний ланцюг, на стан якої постійно впливають різноманітні внутрішні та зовнішні збурюючі чинники природного й антропогенного походження.

2. Украй важливою, але недостатньо дослідженою, навіть у незбурених умовах, складовою цієї навколоземної макросистеми є нижня іоносфера, на стан якої суттєво впливають потужні природні явища – літосферні, тропосферні, стратосферні, хемосферні, електросферні та магнітосферні процеси.

Вплив великої кількості суттєвих зовнішніх та внутрішніх малодосліджених збурюючих чинників до цього часу не дозволяв побудувати моделі відгуку нижньої іоносфери на вказані природні явища. Складність цієї проблеми підкреслює також той факт, що до цього часу не існує задовільної моделі D-області іоносфери навіть за незбурених умов. Розбіжності під час визначення основних «незбурених» параметрів цієї області іоносфери, у першу чергу, концентрації електронів, за допомогою існуючих у цей час емпіричних моделей, а також за допомогою різних експериментальних методів досліджень у східних умовах досягають декількох разів.

3. До останнього часу відгук середньоширотної нижньої іоносфери на потужні природні явища було досліджено дуже мало і лише в епізодичних спостереженнях. Тому є актуальним розвиток просторово-часових моделей збурень параметрів нижньої іоносфери під впливом збурюючих чинників різноманітної природи та аналіз особливостей впливу.

Це обумовлює необхідність проведення цілеспрямованих експериментальних досліджень і визначення основних рис відгуку середньоширотної нижньої іоносфери, а також регіональних особливостей.

Таким чином, усе наведене і визначає вибір напряму досліджень у даній роботі.

2. Основні відомості про засоби, метод і методики досліджень

Для систематичних спостережень D-області іоносфери як у середніх, так й у високих широтах використовується метод ЧВ [12 – 20; 31 – 34; 37 – 69; 152 – 154; 169 – 191], який є одним з основних методів дослідження D-області іоносфери.

Вивчення D-області іоносфери як у середніх, так і у високих широтах проводиться епізодично у ракетних вимірах (за допомогою зондів, або за методом когерентних частот [122]), а також за розповсюдженням НДХ [118].

Головна перевага методу полягає в тому, що він дозволяє проводити систематичні, тривалі і безперервні (від одиниць хвилин до кількох діб) дослідження як регулярних висотно-часових варіацій концентрації $N(z,t)$ та частот зіткнень $\nu(z,t)$ електронів з нейтральними молекулами, так і параметрів розсіюючих неоднорідностей іоносферної плазми за умови відносно невеликих витрат засобів і прийнятною точністю.

Однак, як вже зазначалося, на практиці зазвичай вимірюється тільки $N(z)$ -профіль. Для отримання $N(z)$ в методі використовується модельний $\nu(z)$ -профіль, що задає у визначаємий $N(z)$ -профіль похибку, часто велику і невідому, оскільки самі моделі $\nu(z)$ -профілю ще недосконалі.

Для вирішення як наукових, так і цілого ряду практичних завдань радіозв'язку, радіонавігації, систем Інтернету тощо необхідно знати з прийнятною точністю (похибка $\delta N, \delta \nu \leq 30\%$) обидва профілі та їх просторово-часові зміни.

Таку можливість надає використання амплітудних вимірювань в методі ЧВ, однак такі можливості методу з одночасного визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ в D-області поки не отримали належного практичного застосування.

У роботі [183] були розвинені відомі і запропоновано нові методики для одночасного визначення $N(z)$ і $\nu(z)$ в D-області, які використовувалися автором в роботі під час оброблення експериментальних даних.

Використання цих методик у ряді випадків дозволило значно підвищити точність визначуваних $N(z)$ і $\nu(z)$ -профілів і розширити досліджуваний висотний діапазон.

2.1. Відомості про радіотехнічні системи Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна для діагностики параметрів D-області іоносфери

Експериментальні дослідження середньоширотної нижньої іоносфери проводилися в радіофізичній обсерваторії Харківського національного університету (ХНУ) імені В. Н. Каразіна (табл. 2.1) поблизу м. Харкова на апаратурі [227] за допомогою радару методу часткових відбиттів.

Таблиця 2.1

Координати радіофізичної обсерваторії ХНУ імені В. Н. Каразіна

| Висота над рівнем моря, м | Координати | | | | Параметри геомагнітного поля | | |
|---------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------------------------|-------------------|-------------------------|
| | географічні | | геомагнітні | | магнітний нахил | магнітне схилення | параметр Мак-Ілвена (L) |
| | широта (N) | довгота (E) | широта (Ф) | довгота (Λ) | | | |
| 156 | 49° 38' | 36° 20' | 45,37° | 118,7° | 66° 36,8' | 6° 19,6' | ~2,0 |

Метод ЧВ є одним із найбільш ефективних та інформативних методів дослідження параметрів як незбуреної, так і збуреної іоносферної плазми. Він базується на використанні часткових відбиттів радіохвиль від неоднорідностей діелектричної проникності типу "різка границя" (з характерними горизонтальними розмірами близько або більше першої зони Френеля та характерними вертикальними розмірами, набагато меншими довжини хвилі зондуючого сигналу) та зворотного розсіяння радіохвиль на дрібномасштабних (близько половини довжини хвилі зондуючого сигналу) флуктуаціях діелектричної проникності, що виникають за рахунок атмосферної турбулентності [84].

Для проведення досліджень нижньої іоносфери в ХНУ імені В. Н. Каразіна були створені стаціонарна та пересувна системи ЧВ. Системи ХНУ імені В. Н. Каразіна, на відміну від інших, можуть працювати у широкому діапазоні частот із високою імпульсною потужністю. Наявність рухомої та стаціонарної систем дає змогу вивчати просторові зміни параметрів нижньої іоносфери.

Основні характеристики комплексів наведені в табл. 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 (за умови $f = 1 - 4,5$ МГц) | 300 (за умови $f = 1 - 4,5$ МГц) |
| Потужність у безперервному режимі, кВт | 100 (за умови $f = 1 - 15$ МГц) | – |
| Діапазон робочих частот, МГц | 1 – 15 | 1 – 10 |
| Тривалість зондуючих імпульсів, мкс | 25 – 500 | 20 – 100 |
| 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) |

Метод ЧВ складається з комплексу вимірювальної радіотехнічної апаратури і методик отримання параметрів та динамічного режиму нижньої іоносфери.

Для одержання висотних профілей $N(z)$ та $\nu(z)$ розроблено методики, які базуються на різному поглинанні незвичайної (x) і звичайної (o) компонент ЧВ-сигналів (методика диференційного поглинення), на висотних змінах коефіцієнта взаємної кореляції компонент ЧВ (кореляційна методика) та на різниці фаз компонент ЧВ-сигналів в іоносфері (методика диференційної фази) [84]. Іноді використовуються також сигнали з лінійною частотною модуляцією [84].

Вертикальні профілі швидкості горизонтального дрейфу неоднорідностей електронної концентрації можна досліджувати за допомогою кореляційного аналізу наземної дифракційної картини ЧВ сигналів [84]). Зазвичай метод ЧВ застосовується для дослідження іоносферної плазми

в інтервалі висот від 50 до 100 км над поверхнею Землі. Висотне розрізнення методу під час досліджень регулярних параметрів визначається, у першу чергу, тривалістю імпульсу зондування. Оптимальним є 10 – 25 мкс, що відповідає висотному розрізненню 1,5 – 3,75 км.

Розділювальна здатність по горизонталі визначається шириною діаграми спрямованості антени і складає для діючих установок від одиниць до декількох десятків кілометрів.

Мінімальне часове розрізнення під час визначення висотних профілів електронної концентрації становить 1 – 5 хв залежно від робочої частоти і діапазону висот. Похибка визначення цих профілів, як правило, не менше 10 – 30 %.

Характерні розміри дрібномасштабних неоднорідностей концентрації електронів у нижній іоносфері визначаються з умови Брегівського розсіювання. Для діапазону робочих частот 2 – 6 МГц, який найбільш широко використовується в методі ЧВ, ці розміри лежать у межах 75 – 25 м відповідно.

Використання установок ЧВ з перекиданням по частоті та спеціальних статистичних методів відокремлення розсіяної складової ЧВ сигналу дозволяє досліджувати як вертикальні, так і горизонтальні розміри неоднорідностей електронної концентрації.

Для вивчення горизонтальних розмірів неоднорідностей може також успішно використовуватися рознесений прийом ЧВ-сигналів (див., напр., [84]). Дослідження функції розподілу амплітуд ЧВ-сигналів дозволяє одержувати відомості про неоднорідності діелектричної проникності типу «різка границя».

Мінімальне часове розрізнення для одержання висотних профілів електронної концентрації в D-області іоносфери у більшості випадків складає 1 – 5 хв (залежно від робочої частоти та діапазону висот, що досліджується [14; 84]). У випадках коли вирішується завдання тільки виявлення збурень, то можна досягнути часового розрізнення порядку одиниць секунд.

Загальна похибка методу ЧВ під час визначення висотного профілю електронної концентрації у звичайних умовах складає близько 20 – 30 % [14; 84].

Діапазон висот використання класичних методик ЧВ лежить у межах 55 – 90 км. Верхня межа цього діапазону обумовлена, переважно, великим поглинанням незвичайної хвилі та розбіжністю імпульсних розсіюва-

чих об'ємів, а нижня – практичною відсутністю диференційних ефектів у поведінці різних компонент ЧВ-сигналів за звичайних умов.

Слід підкреслити, що ЧВ-сигнали можуть спостерігатися і в більш широкому висотному діапазоні – від 40 км до висот F-області іоносфери, особливо за збурених умов. Але для цих випадків необхідно розробляти нові методики визначення параметрів середовища.

Головним недоліком при під час використання методу ЧВ для дослідження висотно-часових варіацій параметрів нижньої іоносфери, головним чином $N(z)$ та $\nu(z)$, є те, що зазвичай на практиці вимірюється тільки профіль $N(z)$.

Для отримання $N(z)$ у методі застосовується модельний профіль $\nu(z)$, що вносить у профіль $N(z)$, який визначається, похибку, часто велику і невідому, оскільки самі моделі профілю $\nu(z)$ ще недостатньо точні. Тому питання підвищення точності визначення цих параметрів усе ще є актуальним. Докладніше вони будуть розглянуті в наступному розділі.

Для дистанційної діагностики параметрів збуреної та незбуреної нижньої іоносфери і середньої атмосфери методом ЧВ у ХНУ імені В. Н. Каразіна створені та успішно функціонують стаціонарний і пересувний радіотехнічні комплекси апаратури [227]. На відміну від існуючих, ці системи можуть працювати у відносно широкому діапазоні частот з високою імпульсною потужністю.

Наявність рухомої та стаціонарної систем дає змогу вивчати просторові зміни параметрів нижньої іоносфери.

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

У процесі проведення вимірювання методом ЧВ система працює у такий спосіб. Радіопередавальна система разом з антенно-фідерною забезпечують випромінювання вертикально вгору зондувальних імпульсів. Радіо-приймальна система разом з антенно-фідерною системою забезпечують прийом і виділення сигналів обох кругових поляризацій. З виходу радіоприймальної системи сигнал на проміжній частоті надходить у систему оброблення, реєстрації і керування, де він детектується, оцифровується та 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 оброблення сигналу однієї поляризації, а після випромінювання другого імпульсу – прийом і оброблення сигналу іншої поляризації.

У циклі зондування перед випромінюванням кожного зондувального імпульсу здійснюється поцифрування та реєстрація амплітуди сигналу перешкоди на частоті зондування для оцінки статистичних характеристик шуму.

Радіопередавальна система комплексу має два радіопередавальних пристрої. Один із пристроїв призначений для роботи як у безперервному, так і в імпульсному режимі випромінювання, що дозволяє використовувати його в експериментах для нагрівання і для зондування іоносфери. Інший працює тільки в імпульсному режимі, однак забезпечує більшу вихідну імпульсну потужність.

Наявність двох каналів у передавачах дозволяє під час роботи на ортогональні антени випромінювати радіохвилі із круговою поляризацією. При цьому в один із каналів вводиться зміщення фази $\pm 90^\circ$.

Основні технічні характеристики радіопередавальної системи такі: вихідна потужність – до 300 кВт в імпульсі, або ж до 100 кВт безперервно; тривалість імпульсу – 25 – 500 мкс; діапазон робочих частот – 1,5 – 15 МГц; частота повторення зонзуючих імпульсів – до 100 Гц; шаруватість – не менше 1 000.

Передавальна антена у режимі ЧВ складається з двох рознесених антенних ґраток, одна з яких призначена для роботи в діапазоні частот 1,5 – 4,5 МГц, а інша – в діапазоні 4,5 – 15 МГц. Елементом ґратки діапазону 1,5 – 4,5 МГц є подвійна вертикальна ромбічна антена Айзенберга, а ґратки діапазону 4,5 – 15 МГц – звичайна ромбічна антена. Висота підвішення антен – 20 м. Розміри антенних полів – 300 x 300 м і 60 x 60 м відповідно. Розрахунковий коефіцієнт підсилення по потужності для ґратки діапазону 1,5 – 4,5 МГц дорівнює 200.

Для прийому сигналів у режимі ЧВ використовуються ортогональні антени, кожна з яких складається з двох подвійних ромбів, розташованих в одну лінію. Фазові та геометричні центри передавальної антенної ґрат-

ки діапазону 1,5 – 4,5 МГц і приймальної ґратки співпадають, так що фізично вони не є рознесеними.

Конструкція антенного поля дозволяє змінювати з'єднання його елементів. Для узгодження імпедансів приймально-передавального обладнання з антенними ґратками та симетрування використовуються широкополосні трансформатори і подільники потужності типу довга лінія, виконані на феритових осередках.

З'єднання елементів антен між собою й узгоджувачами трансформаторами виконане за допомогою двопровідних та коаксіальних фідерних ліній.

Радіоприймальна система разом із приймальною антенно-фідерною системою забезпечують прийом і виділення сигналів обох кругових поляризацій радіохвилі. Вона створена на базі модернізованого приймача Р-250М2. На час випромінювання зондувального імпульсу вхід приймача відключається від антени за допомогою схеми захисту від перевантажень.

Радіоприймальна система містить блок антенних комутаторів та виділення поляризацій, приймач і контрольний осцилограф. Атенюатор забезпечує східчасте ослаблення сигналів обох поляризацій. Величина ослаблення встановлюється незалежно для сигналу кожної поляризації. Перемикач поляризацій керується сигналом із системи синхронізації та керування.

Схема захисту від перевантажень призначена для відключення входу приймача від антенно-фідерної системи на час випромінювання зондувального імпульсу.

Приймач забезпечує посилення, перетворення та фільтрацію радіосигналу до проміжної частоти 215 кГц. Далі цей сигнал подається в систему синхронізації та керування для детектування.

Система реєстрації та оброблення виконана на базі двох ПЕОМ типу IBM PC/AT. Одна з ПЕОМ використовується для реєстрації даних у реальному часі у процесі проведення вимірювань.

Уведення даних до ПЕОМ здійснюється через пристрій буферної оперативної пам'яті. Програма, під управлінням якої функціонує комп'ютер, здійснює перевірку структури прийнятих даних згідно із 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 точного прив'язування часу початку і кінця реєстрації, які вказуються у заголовку файла реєстрації.

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

Послідовність роботи пристроїв, що входять до складу комплексу, задається системою синхронізації, зібраної на базі лічильників типу Ф5093. Система синхронізації забезпечує високу стабільність формування часових інтервалів та оперативність зміни їх параметрів. Осцилограф призначений для візуального контролю прийнятого сигналу та окремих сигналів, що формуються в блоці синхронізації для ремонтних і профілактичних робіт.

2.2. Методики вимірювань і оброблення даних

Під час експерименту на магнітний носій реєструвалися висотно-часові залежності амплітуд суміші частково відбитого сигналу і радіошумів $A_{so,x}(z,t)$, де індекси «о» і «х» відповідають звичайній і незвичайній магнітоіонним поляризація, з 14 або 24 висотних рівнів, починаючи з 45 або 60 км через 1,5 – 3 км.

Для виділення амплітуд частково відбитих сигналів $A_{o,x}(z,t)$ записуються також амплітуди тільки радіошумів $A_{no,x}(t)$ (2 – 6 вибірок у смузі частот 50 кГц), у моменти часу, що передують випромінюванню зондуючого імпульсу.

Виміри $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$ виконувалися безперервними сеансами тривалістю одиниці-десятки годин.

Оцінки середніх величин інтенсивностей ЧВ-сигналів $\langle A_{x,o}^2 \rangle$ і шумів $\langle A_{nx,no}^2 \rangle$ здійснювалися за 60 реалізаціями на інтервалі часу 60 с. Статистична похибка цих оцінок не перевищувала 10 %. Обчислювалися висотно-часові залежності $\langle A_{x,o}^2 \rangle(z,t)$ і $\langle A_{nx,no}^2 \rangle(t)$.

За отриманими в експерименті $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z)$ обчислювалося їх відношення $a(z) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_o^2(z) \rangle$ (на фіксованих висотах із кроком $\Delta z = 1,5 - 3$ км), що використовується далі для отримання профілів електронної концентрації $N(z)$.

Висотні профілі $N(z)$ обчислювалися на інтервалах усереднення 5 і 10 хв. Під час отримання профілів $N(z)$ зазвичай використовувалася модель профілю частот зіткнень електронів з нейтральними молекулами $\nu(z)$ [84; 154].

Похибка обчислень висотних профілів на інтервалах усереднення в 10 або 5 хв не перевищувала 30 і 50 % відповідно.

Для аналізу даних для всіх експериментів обчислювалися усереднені за 60 с залежності $a(z,t) = \langle A_x^2(z) \rangle / \langle A_o^2(z) \rangle$ і відношення «ЧВ сигнал/шум» $s_{o,x}(z,t) = \langle A_{o,x}^2 \rangle / \langle A_{no,x}^2 \rangle$ та аналізувалися їхні висотно-часові варіації $s(z,t)$.

Для оцінювання періодів досить повільних варіацій $\langle A_{x,o}^2 \rangle (z,t)$ або концентрації електронів $N(z)$ використовувався алгоритм швидкого перетворення Фур'є на інтервалі часу 32, 64 або 128 хв. Часовий ряд при цьому утворений із щосекундних значень $A_{so,x}(z,t)$, $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$.

Аналізувалися висотно-часові варіації отриманих залежностей $A_{so,x}(z,t)$, $A_{o,x}(z,t)$, $A_{no,x}(t)$ і $N(z)$.

3. Дослідження відгуку середньоширотної нижньої іоносфери на потоки метеорів

3.1. Загальні відомості

Як зазначалося раніше, природні збурення в нижній іоносфері, що викликаються, наприклад, сильними землетрусами, сонячним термінатором, вулканами, сильними грозами, потужними атмосферними явищами (проходження атмосферних фронтів, циклони і антициклони і т. д.), затемненнями Сонця, в даний час вивчені ще недостатньо. Вони часто роблять істотний вплив на атмосферу й іоносферу Землі і тому становлять значний інтерес для розуміння фізики іоносфери і рішення ряду прикладних задач радіозв'язку, радіонавігації і т. д.

Для вивчення явищ, що виникають в цих випадках у нижній іоносфері найбільш часто застосовується метод часткових відбиттів (ЧВ) [12 – 20; 31 – 34; 37 – 69; 152 – 154; 169 – 191]. Обумовлено це прийнятною точністю отримання відомостей про висотно-часові варіації основних параметрів нижньої іоносфери і радіошумів, можливістю проводити безперервні тривалі (десятки годин-днів) спостереження з тимчасовою роздільною здатністю одиниці секунд – одиниці хвилин і роздільною здатністю по висоті 1,5 – 3 км. Останнє дуже вигідно відрізняє метод ЧВ від інших методів дослідження нижньої іоносфери, наприклад ракетних, які є епізодичними.

Дослідження нижній частині іоносфери Землі (у діапазоні висот від 80 до 120 км) становить великий інтерес, оскільки це найменш вивчена область атмосфери. Труднощі досліджень на цих висотах пов'язані з тим, що вони недосяжні для стратостатів. У той же час щільність повітря на цих висотах усе ще висока і перешкоджає руху штучних супутників Землі. Тому способи вивчення і діагностики цієї області висот вельми обмежені. Безпосередні експерименти на даних висотах реалізуються лише за допомогою пролітних ракет.

Як відомо, природні збурення мають широкий діапазон тривалості: одиниці секунд – десятки годин.

Останнім часом ведуться інтенсивні роботи і в галузі фізики пилогазових хмар в атмосфері, а також фізики сріблястих хмар і полярних мезосферних радіоотраженій, що становлять хмари крижаних часток нано-

та мікромасштабних розмірів в іоносферній плазмі на висотах 80 – 95 км. При цьому, на поверхні пилових частинок протікають різні процеси, з яких можна виокремити рекомбінацію електронів та іонів. Нескомпенсовані потоки електронів та іонів, а також дія фотоефекту можуть призводити до негативної, або позитивної зарядці пилових частинок.

У разі, коли іоносферна плазма містить заряджені пилові частинки, говорять про запиленість іоносферній плазмі.

Одним з джерел пилу в іоносфері на висотах 80 – 120 км слугують метеорні потоки.

Висоти появи метеорів зазвичай знаходяться в межах 80 – 130 км, вони систематично зростають зі збільшенням швидкості метеорних потоків. Висоти зникнення метеорів зазвичай лежать в межах 60 – 100 км і також зростають зі збільшенням швидкості метеорів і з переходом від більш яскравих до слабших метеорів. Дуже яскраві боліди можуть зникати на висотах 20 – 40 км.

Приплив метеорної речовини істотно впливає на домішковий газовий, іонний і аерозольний склад верхньої атмосфери, а також на ряд процесів у верхній атмосфері: утворення сріблястих хмар, спорадичних шарів E_s іоносфери і ін.

Максимум концентрації пилових частинок метеорного походження припадає на висоти 80 – 90 км і становить понад 10^4 см^{-3} [106; 207].

Не виключений конвективний перенос часток вулканічного походження, частинок сажі від великих пожеж [92]. Пилові частинки можуть утворюватися також і в результаті конденсації водяної пари.

Наявність заряджених частинок пилу в нижній іоносфері кардинальним чином впливає на її іонізаційні властивості [204], а також на хвильові процеси, що відбуваються в запиленій іоносферній плазмі.

Одним з найважливіших проявів властивостей запиленої іоносферної плазми є можливість існування низькочастотних пилових звукових збурень, існування яких пов'язане з рухом заряджених дрібнодисперсних частинок пилу. Діапазон частот пилових звукових хвиль, що існують в запиленій іоносфері, перекривається з інфразвуковою областю частот.

У роботах [93; 94] показано, що рух з великою швидкістю заряджених дрібнодисперсних частинок пилу під час інтенсивних метеорних потоків (характерний розмір часток складає близько декількох десятків нанометрів) призводить до можливості існування на висотах нижньої іоносфери низькочастотних пилових звукових збурень. Характерна ампліту-

да електростатичних коливань у пилових звукових хвилях може набагато перевищувати величину 10 В, що призводить до можливості генерації інтенсивних інфразвукових хвиль в діапазоні частот від декількох десятих до кількох десятків Гц з амплітудою коливань, порівнянної зі значеннями необуреного тиску атмосфери на висотах 70 – 130 км [94].

Таким чином, актуальною проблемою є вивчення можливості генерації інфразвукових коливань пиловими звуковими збуреннями в запилений іоносферній плазмі і їх спостереження у поверхні Землі. Пилові звукові збурення можуть також слугувати джерелом акустико-гравітаційних хвиль (АГХ), що мають довжини хвиль, більші або близько 1 км і частоти, що знаходяться в інфразвуковій області.

Розгляд основних проявів АГВ, порушуваних пиловими звуковими збуреннями під час метеорних потоків, які можуть бути зафіксовані наземними спостерігачами, також становить безперечний інтерес.

Дослідження хвильових властивостей запиленої іоносферної плазми може бути також корисно з точки зору її діагностики.

У цьому розділі розглядаються результати експериментального дослідження можливого відгуку середньширотної нижньої іоносфери в періоди метеорних потоків, а також варіації характеристик частково відбитих КХ-сигналів і радіошумів у ці періоди, отримані методом ЧВ за допомогою апаратури ХНУ імені В. Н. Каразіна [227] у період 2000 – 2012 рр. поблизу м. Харкова (на території радіофізичної обсерваторії).

3.2. Основні результати і їх обговорення

Тимчасові зміни концентрації електронів $N(z, t)$ на різних висотних рівнях в середньширотної нижньої іоносфері і варіації характеристик ЧВ-сигналів і радіошумів на частотах 2,2 і 2,31 МГц вивчалися в періоди метеорних потоків Гемініди (один з найяскравіших метеорних потоків) у грудні 2006 і 2009 рр. і Леоніди (знамениті сильними метеорними дощами) у листопаді 2000 і 2001 рр.

Періоди спостережень:

Гемініди:

у грудні 2006 р.: 5, 6, 7, 8, 9, 10, 14, 15, 16, 17, 18, 20, 21, 22 і 25;

у грудні 2009 р.: 9, 14, 15, 16, 17;

Леоніди:

у листопаді 2000 р.: 1, 8, 9, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23 і 29;

у листопаді 2001 р.: 7, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 21, 26, 28, 29 і 30.

Зондування іоносфери проводилося з тактовою частотою дотримання зондувальних імпульсів 1 Гц і в ряді експериментів 10 Гц.

Вимірювання характеристик ЧВ-сигналів і радіошумів виконувалися, як правило, безперервно добовими циклами.

Основні параметри метеорних потоків наведені в табл. 3.1.

Таблиця 3.1

Відомості про потоки метеорів

| Назва | Гемініди | Леоніди |
|--------------------------|----------|------------|
| Період активності | 7–17.12 | 13 – 21.11 |
| Максимум активності | 14.12 | 17 – 18.11 |
| Зенітне часове число | 120 | 480 – 3500 |
| Спостережувана швидкість | 35 км/с | 71 км/с |
| Максимум потоку, LT | ~ 02.00 | 00 – 03.00 |

Аналізувалися висотно-часові реєстрації амплітуд ЧВ сигналів і радіошумів, отримані в темний час доби, і зміни концентрації електронів N в нижній іоносфері (значення N обчислювалися з похибкою, що не перевищує 30 %, з використанням методики [34]).

Проводилось також візуальне спостереження метеорних потоків у непохмурі контрольні дні.

Аналіз експериментальних даних показав, що основні особливості висотно-часових змін амплітуд частково відбитих КХ сигналів $A_{o,x}(z, t)$, шумів $A_{лох}(t)$ і концентрації електронів $N(z, t)$ для всіх розглянутих експериментів зводяться до такого:

1) у періоди максимального надходження пилових частинок метеорного походження в іоносферну плазму нестаціонарність ЧВ сигналів і радіошумів помітно більше, ніж у періоди до і після;

2) у розглянутих експериментах виявлено деякі відмінності в поведінці $A_{o,x}(z, t)$ і $A_{лох}(t)$ під час найбільшої інтенсивності метеорних потоків

на відміну від часу до і після них і в контрольні дні (коли потоки метеорів були відсутні): спостерігаються квазіперіодичні зміни $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{пох}(t)$ протягом десятків хвилин. При цьому мало місце переміщення цього процесу по висоті. На рис. 3.1 наведено приклад висотно-часових профілів $\langle A_o^2 \rangle$, кожен з яких отримано усередненням за 50 реалізаціями (за 5 с) в експерименті 18.11.2001 р (00.10 LT) у період максимального потоку метеорів Леоніди.

Було встановлено особливості, що не спостерігалися в невозмущені періоди і контрольні дні. Чітко видно зміщення по висоті з часом (протягом 30 с) на 12 – 14 км максимального значення $\langle A_o^2 \rangle$. Подібна картина має місце і для $\langle A_x^2(z,t) \rangle$.

Оцінка гаданій вертикальній швидкості переміщення збурення становить 350 м/с. Слід зазначити, що подібні зміни спостерігалися раніше нами в періоди сильних гроз і проходження сильних атмосферних фронтів [44; 60; 62; 63].

У результаті спектрального оброблення залежностей $A_{so,x}(z,t)$ (проведена для висот $z = 85 - 105$ км) у цьому експерименті встановлено помітне збільшення енергії спектральної складової на частоті 0,5 Гц, що відповідає інфразвуковому діапазону частот.

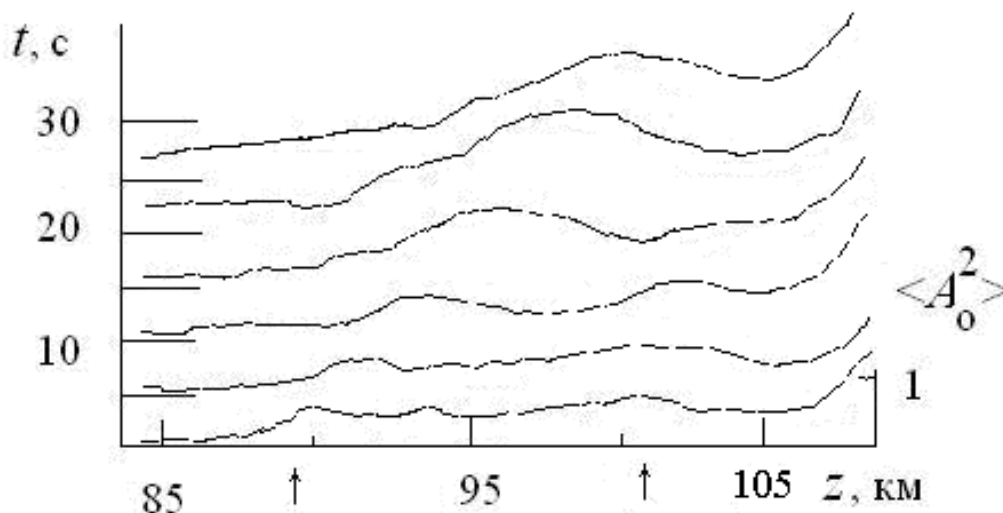


Рис. 3.1. Приклад висотно-часових профілів $\langle A_o^2 \rangle$, отриманих в експерименті 18.11.2001 р. (00.10 LT) у період максимального потоку метеорів Леонідів

Як приклад на рис. 3.2 наведені зміни спектральної щільності суміші ЧВ сигналу і шуму на різних висотних рівнях у середньоширотній області

D в період потоків метеорів Леоніди 17 – 18.11.2001 р (крива 1 – для висоти 95 км, крива 2 – для 85 км).

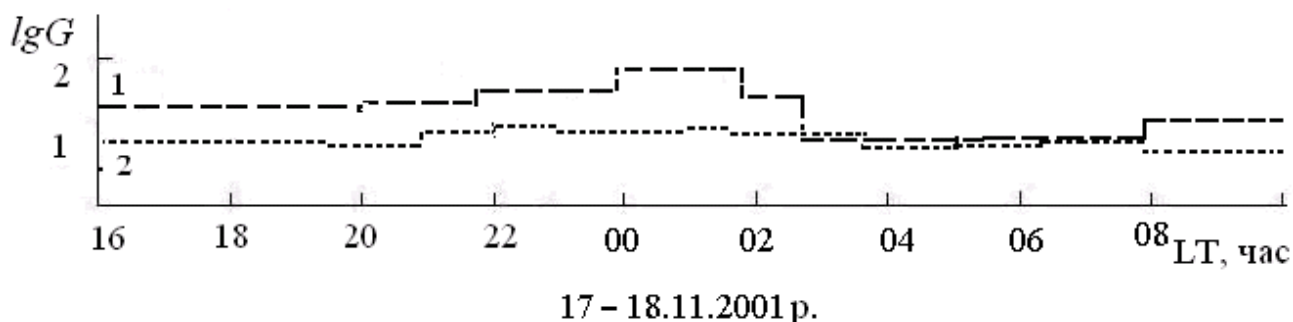


Рис. 3.2. Зміни спектральної щільності суміші ЧВ сигналу і шуму на різних висотних рівнях у середньоеширотній D-області в період потоків метеорів Леоніди 17 – 18.11.2001 р.

Уже добре відомо, що під часри високочастотного зондування (наприклад, у діапазоні частот 2 — 10 МГц) іоносфери радіохвилі будуть відчувати дифракцію на інфразвукових хвилях, що призводить до зміщення зондуючої частоти (задовольняє умові Брегга) на величину, рівну частоті інфразвукових хвиль $f_d = f_{\text{инфразвук}}$ (доплерівське зміщення частоти).

У наших дослідженнях одночасно із застосуванням методу ЧВ проводилися спостереження методом вертикального доплерівського зондування (ВДЗ).

На рис. 3.3 наведено приклад доплеровских спектрів, отриманих в цьому експерименті (17 – .11.2001 р).

З рис. 3.3 видно, що чітко простежується спочатку зростання доплерівського зміщення зондуючої частоти f_d до 0,3 Гц (максимальне значення) з подальшим зменшенням приблизно f_d до -0,4 Гц протягом 15 хвилин і подальшими збільшеннями і зменшеннями значень f_d в межах 1 Гц. Після протягом приблизно 60 хв $f_d \sim 0 - 0,1$ як і до нього.

Така зміна f_d , очевидно, пов'язана з генерацією інфразвукових хвиль при потоках метеорів, оскільки, як зазначалося вище, під час спектральної обробленні записів $A_{so, x}(z, t)$, отриманих методом ЧВО, встановлено збільшення інтенсивності спектральної складової G в діапазоні висот на частоті 0,5 Гц.

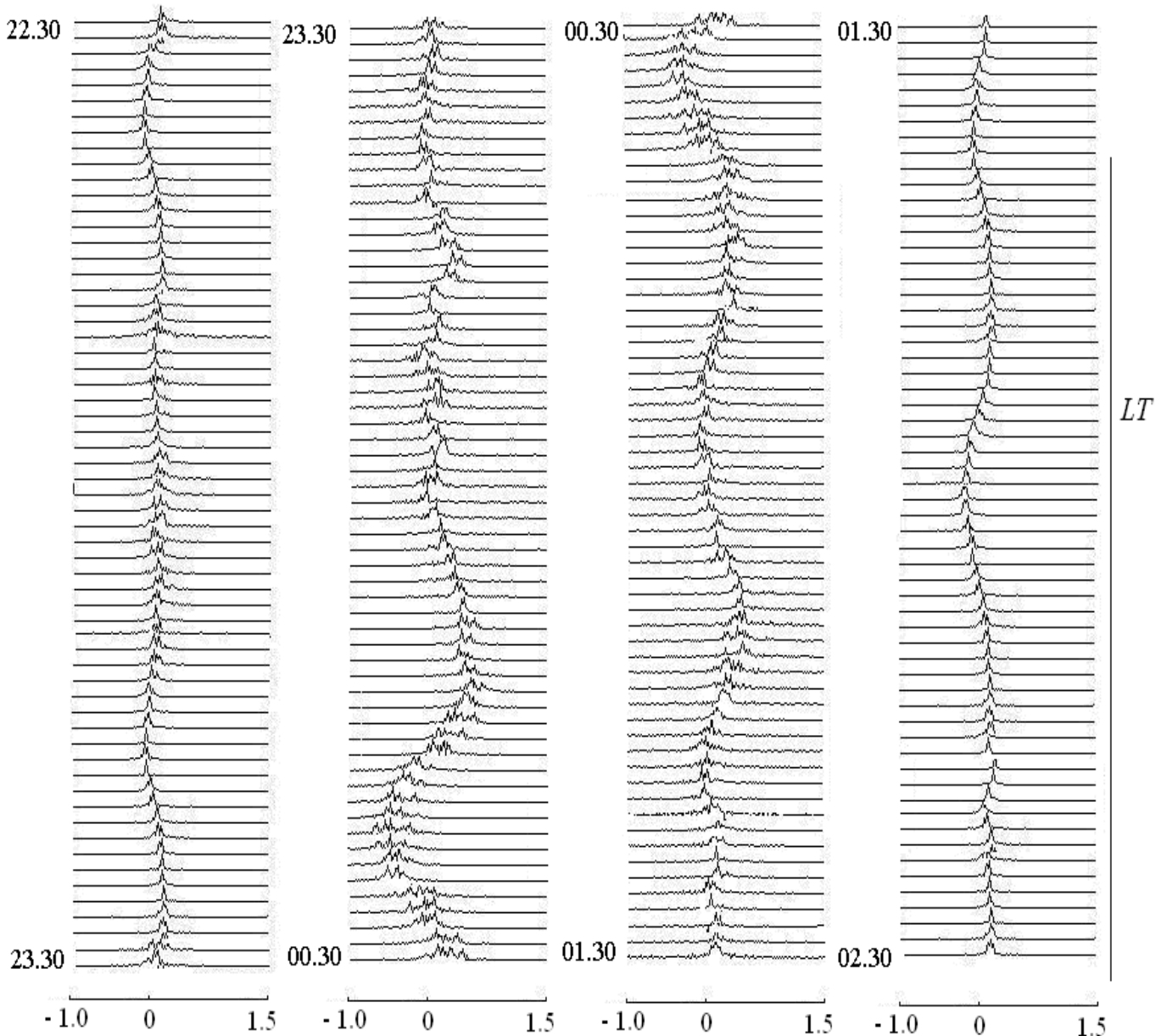


Рис. 3.3. Приклад доплерівських спектрів, отриманих в експерименті 17-18.11.2001 р. ув період потоків метеорів Леоніди

Слід зазначити, що в фонових вимірах у контрольний день подібних змін не відзначено (як і в ряді інших експериментів у незбурених умовах).

Аналіз первинних реєстрацій ЧВ сигналів показав, що швидкість переміщення процесу становила $\sim 330 - 350$ м/с.

Подібна поведінка амплітуд суміші ЧВ-сигналів і шумів виявилось в цілому характерним для розглянутих експериментів у періоди максимуму активності потоків розглянутих метеорів.

В інших експериментах у результаті спектрального оброблення експериментальних даних встановлено помітне збільшення енергії на частотах 2 і 5 Гц, що також відповідає інфразвуковому діапазону. Слід зазначити, що в фонових вимірюваннях в контрольний день подібних змін також не відзначено.

Отримані дані підтверджують результати теоретичних і експериментальних досліджень [95] які вказують на те, що збудження пилових звукових збурень в періоди інтенсивних метеорних потоків може призводити до генерації інфразвукових коливань, які в діапазоні частот від декількох десятих до кількох десятків Герц, у поверхні Землі можуть превалювати над інфразвуковими коливаннями від інших джерел;

3) в періоди максимального метеорного потоку у нічний середньоширотній D-області іоносфери на висотах $z > 85$ км спостерігалось епізодичне зростання тривалістю одиниці-десятки хвилин значень концентрації електронів більше, ніж на 50 – 100% у порівнянні з контрольними днями. Підтвердженням цього може служити один із прикладів варіацій концентрації електронів, отриманих нами в аналізовані періоди.

На рис. 3.4. наведені тимчасові зміни концентрації електронів на висоті 90 км у періоди до (12.11.2001) під час максимального потоку метеорів Леоніди (17.11.2001) і після (22.11.2001);

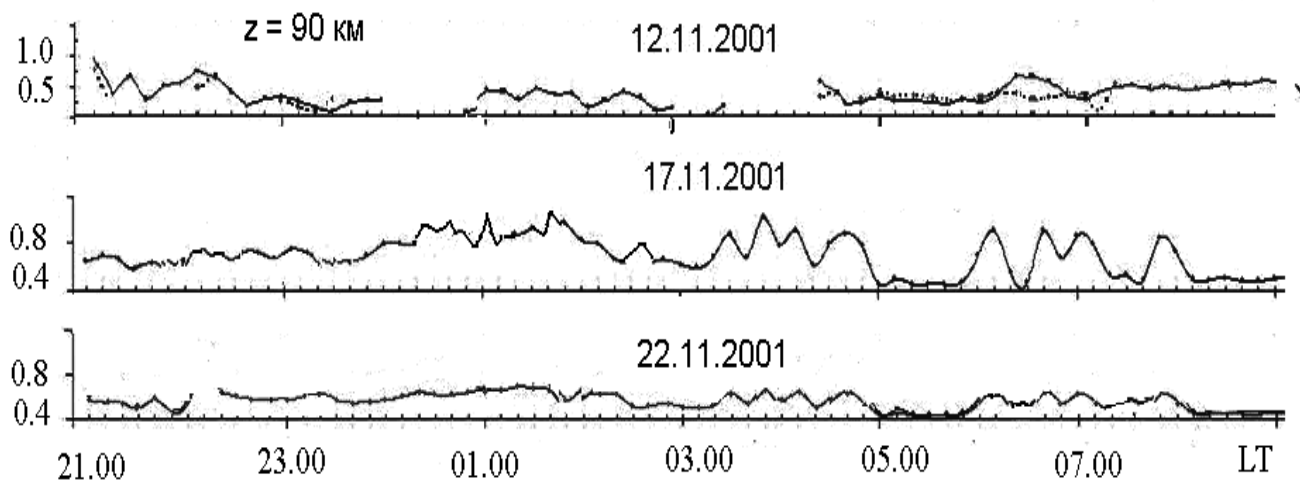


Рис. 3.4. Тимчасові зміни концентрації електронів на висоті 90 км в періоди до (12.11.2001) під час максимального потоку метеорів Леоніди (17.11.2001) і після (22.11.2001)

4) в нижній частині середньоширотної D-області іоносфери (на висотах $z < 85$ км) помітних відмінностей у порівнянні з контрольними періодами у поведінці $A_{o,x}(z, t)$, шумів $A_{no,x}(t)$ і $N(z, t)$ не встановлено.

3.3. Висновки за розділом 3

Експериментально вивчено особливості висотно-часових змін амплітуд частково відбитих КВ сигналів $A_{o,x}(z, t)$, радіошумів $A_{no,x}(z, t)$ і концентрації електронів $N(z)$ в нічний середньоширотній D-області іоносфери під час метеорних потоків Гемініди у грудні 2006 і 2009 рр. і Леоніди у листопаді 2000 і 2001 рр.

Встановлено, що в періоди максимального надходження пилових частинок метеорного походження у іоносферну плазму спостерігаються квазіперіодичні зміни $A_{o,x}(z, t)$ і $A_{no,x}(z, t)$ протягом десятків хвилин, обумовлені, по-видимому, рухом заряджених дрібнодисперсних частинок пилу й пов'язаною з ним генерацією інфразвукових хвиль

Встановлено також, що в ці періоди в нічний середньоширотній D-області іоносфери на висотах $z > 80$ км спостерігається епізодичне зростання тривалістю одиниці-десятки хвилин значень електронної концентрації більше, ніж на 50 – 100 % порівняно з контрольними днями. Механізм такої поведінки $N(z, t)$ уявляється у впливі пилових частинок метеорного походження на іоносферну плазму і обумовлений ефектами зарядки й динаміки пилових частинок.

4. Відгук середньоширотної D-області на проходження потужного атмосферного фронту

Раніше в монографії [60] було наведено результати експериментального вивчення методом ЧВ впливу основних природних джерел збурень на параметри середньоширотної D-області і характеристики ЧВ-сигналів та радіошумів, що отримані за допомогою апаратури ХНУ імені В. Н. Каразіна [227] у період 1981 – 2008 рр. поблизу м. Харкова та м. Волгограда.

У цьому розділі, як розвиток досліджень [60], на підставі банку експериментальних даних, отриманих у 2000 – 2010 рр. методами ЧВ і вертикального доплерівського зондування на території радіофізичної обсерваторії ХНУ імені В. Н. Каразіна поблизу м. Харкова, виконано дослідження відгуку середньоширотної D-області на проходження потужного атмосферного фронту [69; 189].

4.1. Експериментальні результати дослідження відгуку середньоширотної D-області іоносфери на проходження потужного атмосферного фронту

Поведінка концентрації електронів на різних висотних рівнях у середньоширотній D-області розглядалася в періоди до, під час і після проходження теплового й холодного атмосферних фронтів (АФ) у різні сезони року. Цикли безперервних спостережень методом ЧВ становили 3 – 3,5 діб. Їх кількість становила 8. Короткі відомості про експерименти наведені в табл. 4.1.

Слід зазначити, що спостереження виконувалися в спокійних геліогеомагнітних умовах. Години початку і закінчення проходження АФ визначені з точністю ~ 10 – 30 хв. Часові інтервали початку й спаду АФ становили десятки хвилин і більше. Часові параметри АФ визначалися за метеорологічними показниками: змінами температури і тиску атмосферного повітря, напрямом і швидкістю вітру, вимірюваними поблизу поверхні Землі.

Відомості про геліогеомагнітні умови, метеорологічні параметри і параметри АФ отримані в мережі Інтернет і в Харківському гідрометеоцентрі (служба аеропорту).

Відомості про експерименти

| Дата | Час вимірювань, ЛТ | Час проходження АФ, ЛТ |
|----------------------|--|---------------------------------|
| 10 – 12.04.2001 р. | Безперервно | 11.04.2001 р.: 11:20 – 14:20 |
| 16 – 19.11.2001 р. | Безперервно | 17.11.2001 р.: 09:00 – 14:00 |
| 27 – 30.10.2004 р. | Безперервно (декілька перерв 1 – 3,5 год) | 29.10.2004 р.: 11:00 – 14:30 |
| 30.03 – 3.04.2004 р. | Безперервно | 02.04.2004 р.: 09:00 – 14:00 |
| 02 – 03.02.2005 р. | Безперервно | 02.02.2005 р.: 10:30 – 14:00 |
| 10 – 12.05.2006 р. | Безперервно | 11.05.2006 р.: 10:30 – 14:00 |
| 07 – 09.02.2007 р. | Безперервно | 08.02.2007 р.: 08:00 – 15:00 |
| 20 – 23.03.2007 р. | Безперервно | 22.03.2007 р.: 11:30 – 14:30 |

В експерименті 30.03 – 03.04.2004 р. температура повітря та атмосферний тиск вимірювалися з дискретністю 0,5 – 2 год на пункті спостережень (їх зіставлення з даними, отриманими в гідрометеоцентрі, не виявило істотних відмінностей).

На рис. 4.1 наведено часові зміни концентрації електронів на різних висотних рівнях у середньоширотній D-області в періоди до, під час і після проходження теплового та холодного атмосферних фронтів у різні сезони року (у відносних одиницях).

Для порівняння взято відношення $N/N_{A\Phi}$ усереднених за 30 хв значень $N(z,t)$, отриманих у контрольні дні N і в дні проходження атмосферних фронтів $N_{A\Phi}$.

Аналіз експериментальних даних показав, що основні особливості висотно-часових змін $A_{so,x}(z,t)$, $A_{no,x}(t)$ і $N(z,t)$ під час усіх розглянутих експериментів зводяться до таких:

1) під час проходження АФ і протягом 1 – 5 год після (іноді й більше, але ідентифікація ускладнена впливом сонячного термінатора) нестаціо-

нарність ЧВ-сигналів і радішумів помітно більше, ніж у періоди до проходження фронтів;

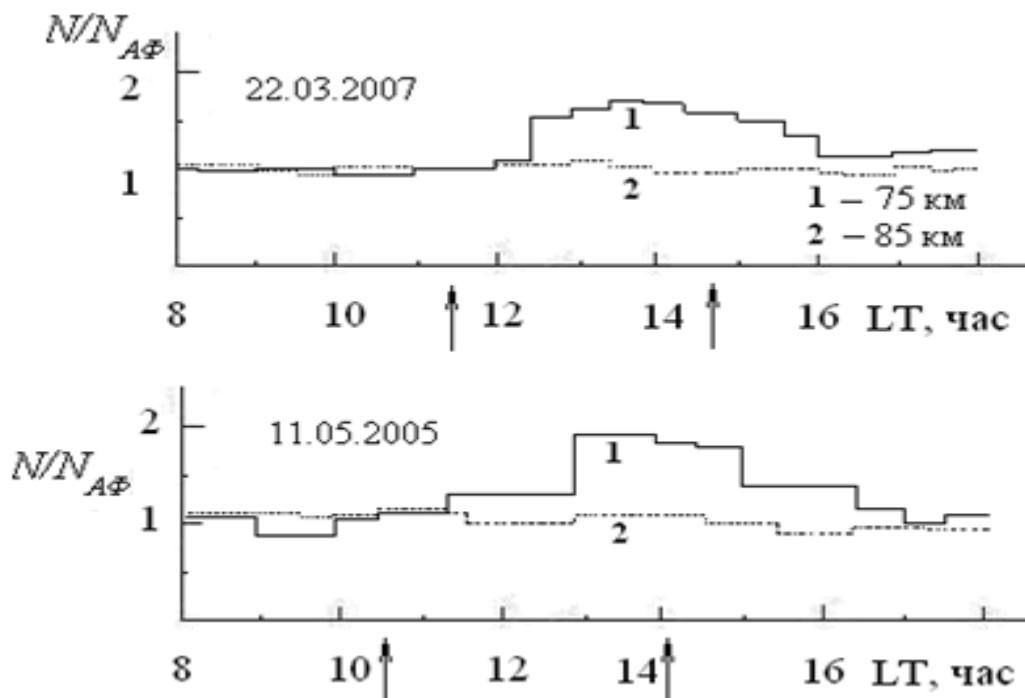


Рис. 4.1. Часові зміни концентрації електронів на різних висотних рівнях у середньоширотній D-області в періоди атмосферних фронтів 11.05.2006 р. і 22.03.07 р. (стрілками вказано періоди атмосферних фронтів)

2) приблизно в половині розглянутих випадків виявлені деякі відмінності в поведженні $A_{o,x}(z,t)$ під час проходження АФ на відміну від часу до і після нього: спостерігаються квазіперіодичні зміни $A_{o,x}(z,t)$ протягом десятків хвилин. При цьому має місце переміщення такого процесу по висоті.

Як показав аналіз первинних реєстрацій ЧВ-сигналів, гадана швидкість переміщення процесу становила $\sim 350 - 340$ м/с.

На рис. 4.2 наведено приклад висотно-часових профілів $\langle A_o^2 \rangle$, кожний з яких отриманий в експерименті 22.03.2007 р. (13.10 LT) під час проходження АФ усередненням за 50 реалізаціями (за 5 с).

Було встановлено особливості, які не спостерігалися до проходження АФ. Чітко видно зсув по висоті з часом (протягом 30 с) на 12 – 13 км максимального значення $\langle A_o^2 \rangle$. Подібна картина має місце і для

$\langle A_x^2(z,t) \rangle$. Оцінювана вертикальна швидкість переміщення збурення $V \approx 350$ м/с.

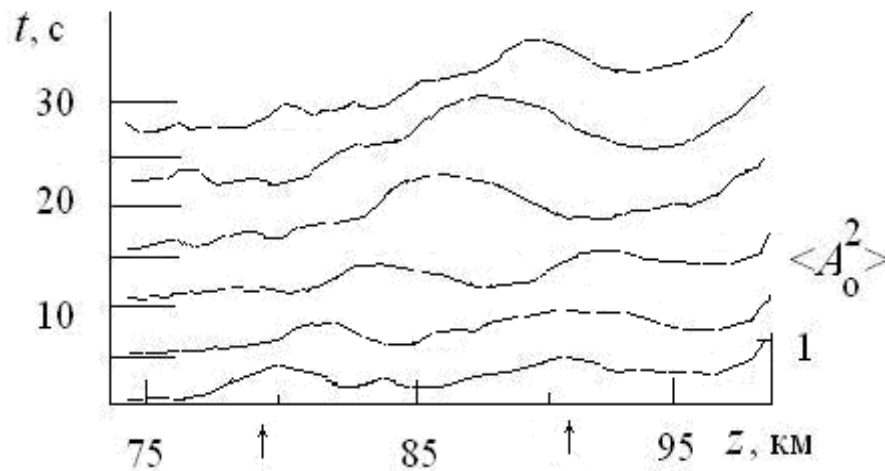


Рис. 4.2. Приклад висотно-часових профілів $\langle A_0^2 \rangle$

Варто зазначити, що подібні зміни спостерігалися в періоди сильних гроз (див., напр., [60]).

У процесі спектрального оброблення залежностей амплітуд ЧВ-сигналів $A_{so,x}(z,t)$, що проведена для висотних рівней із діапазону $z = 75 - 93$ км, (див. приклад на рис. 4.3) встановлено помітне збільшення енергії спектральної складової на частоті $f \approx 0,5$ Гц, що відповідає інфразвуковому діапазону.

Слід зазначити, що у фонових вимірах у контрольний день подібних змін не відзначено, як і в ряді інших експериментів, виконаних у незбурених умовах;

3) як видно з рис. 4.1, на висотах нижньої частини середньоширотної D-області ($z < 80$ км) значення N виявилися заниженими порівняно з контрольними днями. Заниження становило в 1,2 – 2,2 раза.

Механізм такого зниження концентрації електронів, на думку автора, полягає у впливі тропосферного збурення за допомогою складного ланцюжка, здійснюваного як через динамічний канал (горизонтальним і вертикальним масовими переносами), так і через канал перерозподілу малих складових у приземній атмосфері, наприклад, молекул O_3 , оскільки вже добре відомо, що зі збільшенням концентрації озону електронна концентрація зменшується.

Зменшення електронної концентрації в нижній частині D-області іоносфери, як вважає автор, обумовлюється збільшенням концентрації негативних іонів;

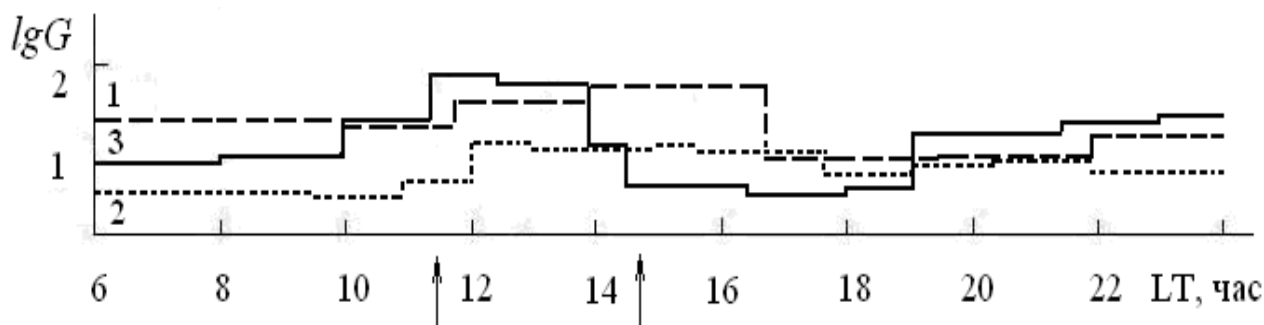


Рис. 4.3. Часові залежності спектральної щільності G для $A_{so}(t)$, отримані під час проходження атмосферного фронту (відзначено стрілками) методом ЧВ 22.03.2007 р., криві: 1 – $z = 75$ км; 2 – $z = 84$ км; 3 – $z = 93$ км ($f = 0,5$ Hz)

4) у верхній частині D-області помітних відмінностей у поведінці $N(z,t)$ не встановлено.

Вплив атмосферного збурення на нижню іоносферу через весь складний ланцюжок взаємодій здійснюється порівняно швидко (близько сотень хвилин-кількох годин і, можливо, швидше).

Виходячи з результатів наземного порівняно малопотужного штучного акусто-електромагнітного порушення іоносфери (практично «миттєвого») [217], можна вважати, що така можливість «швидкого» порушення існує і в розглянутих природних умовах. Проте необхідний детальний аналіз щодо уточнення каналів такого впливу на поведінку нижньої іоносфери.

Відомо, що центральну роль у динаміці й енергетиці атмосфери та іоносфери відіграють атмосферні гравітаційні хвилі (АГХ): акустичні хвилі (АХ), періоди яких становлять менше 5 хв і довжини хвиль – менше 100 км, та внутрішні гравітаційні хвилі (ВГХ) з характерними періодами від 5 хв до 3 год і довжинами хвиль більше 100 км. Проникаючи на висоти іоносфери, АГХ проявляють свої властивості у вигляді іоносферних збурень, що переміщуються (ПІЗ).

У іоносфері спостерігаються два види ПІЗ [200]:

1) середньомасштабні, які поширюються зі швидкістю 100 – 250 м/с (менше швидкості звуку в нижній атмосфері), їх періоди варіюються від

15 хв до 1 год, горизонтальна їх довжина становить ~ 10 – 100 км, вертикальні довжини не більше десятка кілометрів;

2) великомасштабні, які поширюються зі швидкістю 400 – 1 000 м/с (порівняні зі швидкістю звуку на цих висотах), їх періоди варіюються від 30 хв до 3 год, горизонтальна довжина хвилі становить більше 1 000 км.

Джерелами хвильових збурень, що поширюються знизу у верхню атмосферу та іоносферу, можуть бути: тропосферні циклони, фронтальні системи, струменеві течії, полярна та екваторіальна струмові системи, пов'язані з магнітними бурями, сонячний термінатор, урагани, грози, ядерні випробування, землетруси, виверження вулканів, надзвуковий політ ракет і т. д.

Хвильовий механізм є одним з ефективних механізмів взаємодії між шарами атмосфери і впливу з боку нижніх шарів атмосфери.

Зазвичай збурення атмосфери збуджують широкий просторово-часовий спектр АХ і ВГХ. Ці хвилі розходяться від джерела збурення в різних напрямках з різними швидкостями завдяки дисперсії і фільтруються в міру їх поширення в атмосфері.

Як показують дослідження, над місцем збурення спостерігаються АХ, а на великих відстанях в основному ВГХ [98]. Тому крім контролю геліо- і геомагнітної обстановки та під час аналізу ефектів прояву хвильових збурень в іоносферних параметрах, необхідно враховувати метеорологічну обстановку у досліджуваному регіоні, оскільки проходження атмосферних фронтів також можуть бути джерелами ВГХ, про що свідчать наведені у п. 4.1 результати.

4.2. Дослідження можливості генерації низькочастотних вістлерів інфразвуком у нижній іоносфері в періоди проходження потужного атмосферного фронту в атмосфері Землі

Як уже зазначалося, потужні атмосферні процеси і явища (циклони, струменеві течії, урагани, сильні грози і т. д.) супроводжуються генерацією АГХ і, зокрема, інфразвукових хвиль. Останні, поширюючись не тільки в горизонтальному напрямі від джерела, але й вгору, досягають висот 170 – 200 км і вище та взаємодіють з магнітоактивною плазмою, що при-

зводить до появи додаткових струмів та збурення електричних і магнітних полів, тобто до генерації або посилення різних хвиль.

У роботах [60; 62; 176; 189] теоретично й експериментально показана можливість генерації низькочастотного вістлера інфразвуком і розроблена методика визначення частот таких низькочастотних вістлерів, які генеруються інфразвуком у середньоширотній нижній іоносфері поблизу епіцентру сильної грози та під час проходження потужного атмосферного фронту в атмосфері Землі.

Було встановлено, що спектр таких хвиль визначається як:

$$\omega_3(k) = |\omega_{Be} \cos \theta| k^2 c^2 / \omega_p^2, \quad (4.1)$$

де ω_3 – частоти вістлерів;

ω_{Be} – гірочастота електронів;

$\omega_p^2 = 4\pi q^2 N / m$ – плазмова частота електронів;

q і m – заряд і маса електронів відповідно;

c – швидкість світла.

Було використано лінійне наближення для рівнянь у гауссовій системі координат, яку обрано таким чином: хвильовий вектор \vec{k} збігається з віссю z , вектор магнітної індукції \vec{B} перебуває в площині yz , кут $\vec{k}\vec{B} = \theta$.

Хвилі, описувані дисперсійним співвідношенням (4.1), є чисто електронними і можуть поширюватися в іоносферній плазмі у вузькому конусі кутів із віссю вздовж магнітного поля [60].

Власне рішення (4.1) дозволяє визначити зв'язок між частотами інфразвуку f_1 ($\omega_1 = 2\pi f_1$) і частотами вістлерів f_3 , які генеруються у цій області висот, і провести розрахунки:

$$f_3 = \frac{c^2}{v_1^2} \frac{f_1^2 f_{Be}}{f_p^2} \cos \theta \cos \theta_1, \quad (4.2)$$

де θ_1 – кут між вертикаллю і напрямом поширення інфразвукової хвилі в іоносфері;

c – швидкість світла;

v_1 – швидкість інфразвуку;

f_p – плазменна частота.

4.2.1. Постановка завдання

Генерація інфразвукових хвиль в атмосфері Землі в зазначеному діапазоні частот у періоди збурень різного характеру (як природного, так і штучного) підтверджена експериментально й теоретично [60; 62; 172; 176; 189].

Відомо також, що такі коливання щільності атмосферного газу досить вільно поширюються до висот F-області іоносфери: приблизний інтервал частот інфразвукових коливань, що досягають, наприклад, висоти 160 км, буде складати $0,05 \text{ Гц} \leq f_1 \leq 10 \text{ Гц}$ (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, γ – відношення питомих теплоємностей).

Природно припустити, що під час високочастотного зондування, наприклад, у діапазоні частот 2 – 10 МГц, іоносфери радіохвилі будуть випробовувати дифракцію на інфразвуковій хвилі, що призводить до зсуву зондувальної частоти, що задовольняє умові Брегга, на величину, рівну частоті інфразвукової хвилі $f_d = f_1$ – це доплерівське зрушення частоти.

У літературі відома достатня кількість експериментів щодо доплерівського високочастотного зондування іоносфери (найчастіше на частотах 4 – 5 МГц) у періоди реєстрації низькочастотних випромінювань під час вибухів, землетрусів [75; 76; 109; 114]. Доплерівське зрушення частоти становить, як правило, $f_d = 0,2 – 2 \text{ Гц}$.

Виходячи із цього можна за вимірами доплерівського зрушення частоти під час вертикального зондування іоносфери в епіцентральної зоні джерела збурень (вибухи, землетруси, грози та ін.) визначити частоту інфразвукових хвиль як $f_d = f_1$.

Зі співвідношення (4.2), що визначає зв'язок між f_1 і частотами низькочастотних вістлерів f_3 , які генеруються у цій області висот, можна одержати чисельні значення цих частот і за відомим співвідношенням визначити їхню довжину хвилі $\lambda_1 = v_1 / f_1$.

Як вже було зазначено, експериментально низькочастотні вістлери, очевидно, будуть реєструватися поблизу епіцентру джерела збурень.

4.2.2. Техніка і методика досліджень

Експериментальні дослідження за запропонованою схемою були проведені під час декількох сильних гроз та під час проходження потужного атмосферного фронту за допомогою комплексу апаратури [227] методами ЧВ і ВДЗ поблизу м. Харкова у Радіофізичній обсерваторії ХНУ імені В. Н Каразіна.

Вимірювання виконувалися сеансами безупинно тривалістю 1 – 10 год. до, під час і після гроз та протягом 3 – 5 діб під час проходження потужного атмосферного фронту.

Оцінювання періодів варіацій $A_{so,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$ здійснювалося із застосуванням швидкого перетворення Фур'є на інтервалах часу 30 хв. Часовий ряд при цьому утворений зі значень $A_{so,x}(z,t)$, $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$.

За результатами вимірювань доплерівським радаром оцінювалися доплерівські спектри (ДС) за 512 відрахунками на інтервалі часу 51,2 с. При цьому роздільна здатність по частоті становила 0,02 Гц. Інформація про доплерівські спектри фіксувалася щохвилини.

Для оцінювання 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} .

Використовувалися дві частоти: 2,8 МГц і 3,5 МГц. Порівняння проводилося з даними, отриманими на тій же апаратурі у подібних геліогеомагнітних умовах без прояву грозової активності в регіоні спостережень і у незбурених умовах до й після проходження потужного атмосферного фронту (у контрольні дні). Контроль за станом іоносфери здійснювався за допомогою іонозонда.

Загальна кількість циклів одночасних спостережень за допомогою методів ЧВ і ВДЗ становить 8: 4 під час сильних гроз та 4 під час проходження потужного атмосферного фронту.

Відомості про експерименти наведені в табл. 4.1 і 4.2.

Варто зазначити, що результати подібних досліджень, виконаних під час потужних гроз, наведено в роботах автора [44; 62; 171; 172; 176] і буде надано в наступному розділі.

Відомості про експерименти

| Дата | Час вимірювань, LT | | Час проходження атмосферного фронту, LT |
|--------------------------|--|-----------|---|
| | метод ЧВ | метод ВДЗ | |
| 27 – 30.10.2004 р. | Безперервно (декілька перерв тривалістю 1 – 3,5 год) | | 29.10.2004 р.: 11:00 – 14:30 |
| 30.03 – 03.04.2004 р. | Безперервно | | 02.04.2004 р.: 09:00 – 14:00 |
| 07 – 09.02.2007 р. | Безперервно | | 08.02.2007 р.: 08:00 – 15:00 |
| 20 – 23.03.2007 р. | Безперервно | | 22.03.2007 р.: 11:30 – 14:30 |

Вирішувалися три завдання:

1) за вимірами доплерівського зрушення частоти під час вертикального зондування іоносфери (в епіцентральної зоні грози та в зоні проходження потужного атмосферного фронту) визначити частоту інфразвукових хвиль як $f_1 = f_d$;

2) за вимірами 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 та під час проходження потужного атмосферного фронту. Із застосуванням спектрального оброблення висотно-часових записів $A_{so,x}(z,t)$, $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$ визначити частоту інфразвукової хвилі f_1 ;

3) під час одночасних вимірювань методами ЧВ та ВДЗ порівняти отримані значення частот інфразвуку f_1 і за співвідношенням (4.2) обчислити частоти низькочастотних вістлерів f_3 , які генеруються у цій області висот.

4.2.3. Результати експериментальних досліджень

Далі розглянемо основні результати досліджень, що отримані в експериментах, виконаних одночасно методами ЧВ і ВДЗ під час проходження потужного атмосферного фронту. Аналіз експериментальних даних показав, що основні особливості висотно-часових змін $A_{so,x}(z,t)$

і $A_{no,x}(t)$ під час усіх проаналізованих експериментів зводяться до характерних, що зазначені в п. 4.1 для експерименту 22.03.2007 р.

На рис. 4.4 наведено приклад висотно-часових профілів $\langle A_o^2 \rangle$, кожний із яких отриманий в експерименті 29.10.2004 р. (13.10 LT) під час проходження АФ усередненням по 50 реалізаціях (за 5 с), як і в експерименті 22.03.2007 р.

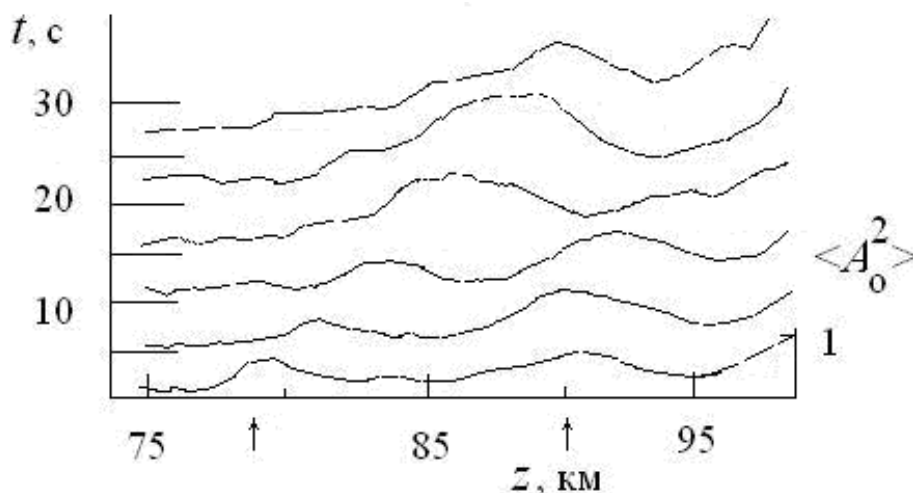


Рис. 4.4. Приклад висотно-часових профілів $\langle A_o^2 \rangle$, кожний із яких отриманий в експерименті 29.10.2004 р. (13.10 LT) під час проходження АФ усередненням за 50 реалізаціями (за 5 с)

Було встановлено особливості, які не спостерігалися до проходження АФ. Чітко видно зсув по висоті з часом (протягом 30 с) приблизно на 12 км максимального значення $\langle A_o^2 \rangle$ (подібна картина має місце й для $\langle A_x^2(z,t) \rangle$), оцінювана вертикальна швидкість переміщення такого збурення $V \approx 350$ м/с.

Варто зазначити, що подібні зміни спостерігалися також у періоди сильних гроз [44; 62; 171; 172; 176].

Під час спектрального оброблення залежностей $A_{so,x}(z,t)$, що проведена для висотних рівней $z = 75, 78, 81, 84, 87, 90$ і 93 км, (див. приклад на рис. 4.5) виявлено помітне збільшення енергії спектральної складової на частоті $f \approx 0,5$ Гц, що відповідає інфразвуковому діапазону.

Можна припустити, як і раніше, що таке поведіння $A_{so,x}(z,t)$ під час проходження атмосферного фронту може бути обумовлено появою інфразвукових акустичних хвиль, які з малими втратами поширюються в атмосфері від джерела.

На рис. 4.6 наведено приклад доплерівських спектрів, отриманих в експерименті 29.10.2004 р.

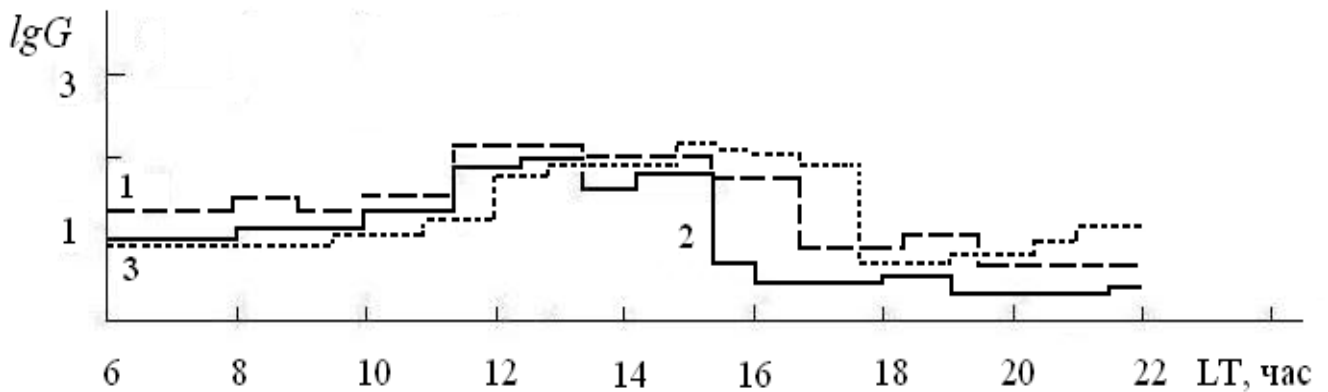


Рис. 4.5. Часові залежності спектральної щільності G для $A_{so}(t)$, отримані під час проходження атмосферного фронту методом ЧВ 29.10.2004 р., криві: 1 – $z = 75$ км; 2 – $z = 84$ км; 3 – $z = 93$ км ($f = 0,5$ Гц)

З рис. 4.6 видно, що приблизно після 11.30 LT чітко простежується спочатку зростання f_d до $f_{dm} \approx 0,3$ Гц (максимальне значення f_d) з наступним зменшенням приблизно до $f_d \approx -0,4$ Гц протягом 15 хвилин і наступними збільшеннями та зменшеннями значень частоти f_d у межах $f_d \approx \pm 0,3 - 0,35$ Гц.

Після проходження атмосферного фронту протягом приблизно 60 хв. $f_d \sim 0 - 0,1$ як і до нього. Така зміна f_d , очевидно, пов'язана з генерацією інфразвукових хвиль під час проходження атмосферного фронту, оскільки, як було зазначено, під час спектрального оброблення записів $A_{so,x}(z,t)$, отриманих методом ЧВ, встановлене збільшення у всьому висотному діапазоні інтенсивності спектральної складової G на частоті $f \approx 0,5$ Гц (приклад таких залежностей наведено на рис. 5.5, розрахунки виконані для часових інтервалів 30 хв.).

Слід зазначити, що у фонових вимірах у контрольний день 27.10.2004 р. подібних змін не встановлено, як і в ряді інших експериментів, виконаних у незбурених умовах в іоносфері.

В інших експериментах, як було зазначено, спостерігалось в цілому подібне поведіння f_d і $A_{so,x}(z,t)$, $A_{o,x}(z,t)$ і $A_{no,x}(t)$ (значення f_d змінювалися в межах $f_d \approx \pm 0,4 - 0,55$ Гц).

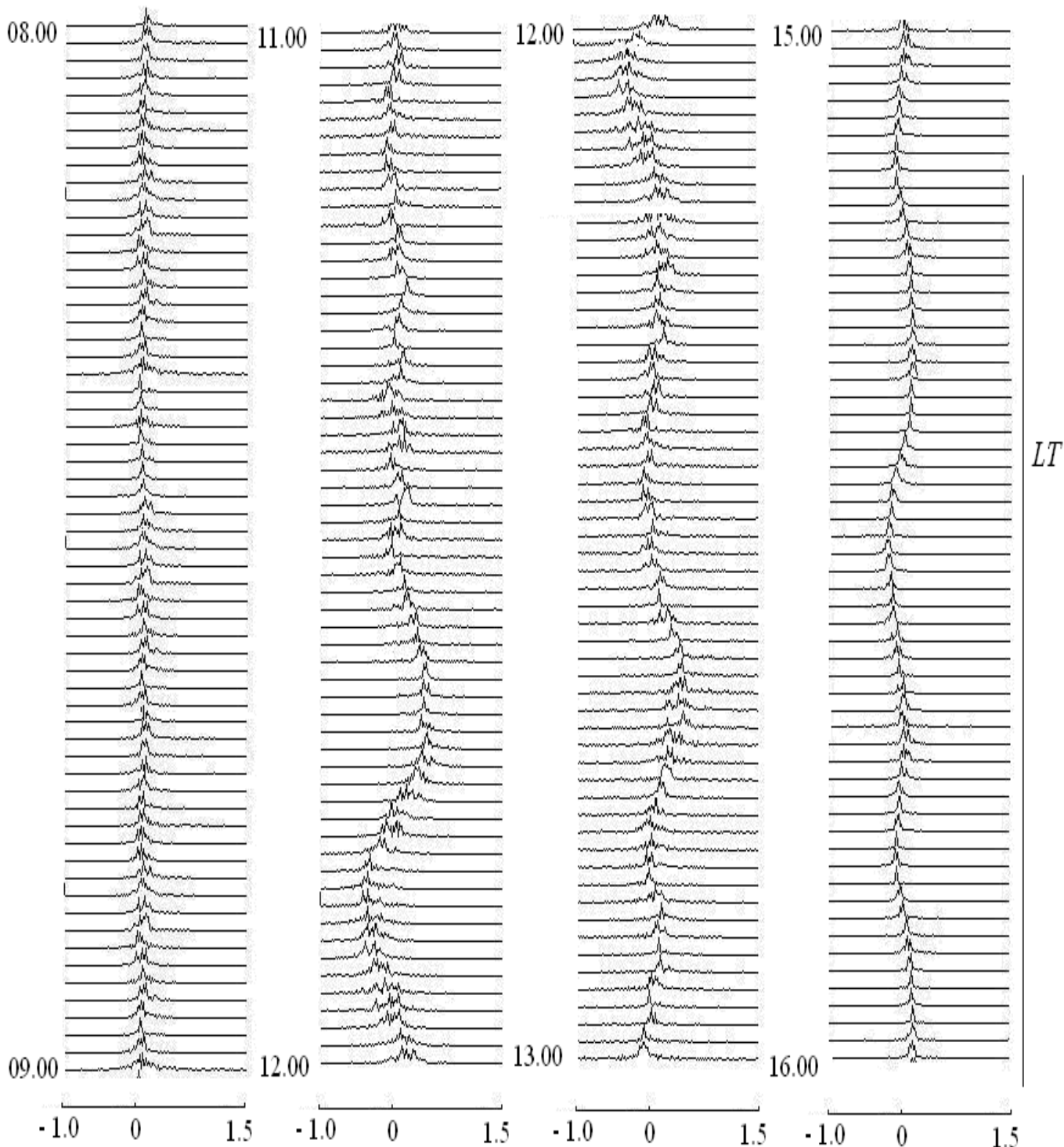


Рис. 4.6. Приклад доплерівських спектрів, отриманих в експерименті 29.10.2004 р.

Отриманий зв'язок (див. формулу (4.2)) між частотами інфразвукових хвиль f_1 , які генеруються за різних збурень в атмосфері на поверхні і під Землею та вимірюваних експериментально, дозволяє розрахувати частоти низькочастотних вістлерів f_3 , які, як показано вище і в роботах

[44; 62; 171; 172; 176], можуть генеруватися або підсилюватися при цьому в E- і F-областях іоносфери.

Для розрахунків прийнято:

$$c = 3 \cdot 10^8 \text{ м/с}, \nu_1 = 500 \text{ м/с}, \omega_{Be} = 8 \cdot 10^6 \text{ с}^{-1}, \omega_p = 17,6 \cdot 10^6 \text{ с}^{-1},$$

оцінка висоти відбиття h взята з іонограм вертикального зондування, отриманих за допомогою іонозонда [227].

Розрахунки виконані у припущенні:

1) що вістлер поширюється вздовж напрямку геомагнітного поля $\theta = 0^\circ$;

2) інфразвукова хвиля поширюється вертикально нагору і $\theta_1 = 30^\circ$, що відповідає магнітному нахиленню $\sim 60^\circ$ у середніх широтах.

Результати розрахунків подані в табл. 4.3.

Таблиця 4.3

Результати розрахунків частот низькочастотних вістлерів

| Дата | h , км | f_1 , Гц | f_3 , кГц |
|---------------|----------|------------|-------------|
| 01.07.1997 р. | 160 | 0,5 | 7,2 |
| | 170 | 0,5 | 11,3 |
| 07.07.1998 р. | 160 | 0,5 | 11,3 |
| 08.09.2001 р. | 160 | 0,5 | 11,3 |
| | 170 | 0,4 | 7,2 |
| 25.09.2001 р. | 170 | 0,4 | 7,2 |
| | 160 | 0,8 | 28,9 |
| 29.10.2004 р. | 170 | 0,4 | 7,2 |
| 02.04.2004 р. | 170 | 0,4 | 7,2 |
| | 160 | 0,4 | 11,4 |
| 08.02.2007 р. | 160 | 0,5 | 11,3 |
| 22.03.2007 р. | 160 | 0,4 | 7,2 |
| | 170 | 0,5 | 11,3 |

Слід зазначити, що отримані експериментально значення частот інфразвуку f_3 добре погоджуються з теоретичними розрахунками, наведеними в роботах [60; 172].

Слід зазначити також, що інфразвукові акустичні хвилі, подібні отриманим автором під час гроз і при під час проходження потужного атмосферного фронту в атмосфері Землі, спостерігалися раніше в атмосфері та іоносфері внаслідок сильних вітрових потоків у гірській місцевості, виверження вулканів, морських хвилювань, через надзвуковий рух авроральних дуг [77; 156; 199; 200]. Їх характеристики (періоди та швидкості поширення) виявилися подібними за порядком величини.

Потрібно підкреслити також, що в роботі [199] для пояснення часткових відбиттів і зворотного розсіювання радіохвиль від неоднорідностей плазми у D-області іоносфери пропонувався механізм взаємодії електромагнітних зондувальних хвиль і атмосферних хвиль.

Слід зазначити, що розглянута методика застосовна для дослідження можливості генерації низькочастотних вістлерів у плазмі у нижній іоносфері поблизу епіцентру й інших збурень різної природи, наприклад, потужні землетруси, сильні вибухи (промислові та військові), старту потужних ракет і т. д.

Висновки за розділом 4

Уперше експериментально вивчено основні особливості висотно-часових змін амплітуд ЧВ-сигналів і радіошумів та концентрації електронів у D-області під час проходження атмосферних фронтів.

Установлено, що приблизно в половині випадків під час проходження фронту на відміну від часу до й після нього спостерігаються квазіперіодичні зміни $A_{o,x}(z,t)$ протягом десятків хвилин, обумовлені проходженням інфразвукових хвиль. При цьому мало місце переміщення такого процесу по висоті з гаданою швидкістю $\sim 350 - 340$ м/с.

Установлено також, що у нижній частині D-області ($z < 80$ км) значення електронної концентрації виявилися заниженими в 1,2 – 2,2 рази порівняно з контрольними днями. Механізм такого зниження $N(z,t)$ полягає у впливі тропосферного збурення за допомогою складного ланцюжка, здійснюваного як через динамічний канал, так і через канал перерозподілу малих складових.

Експериментально підтверджено з використанням методів ВДЗ і ЧВ, що під час проходження потужного АФ 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.).

На основі механізму трансформації інфразвукових хвиль в E-області іоносфери в низькочастотні вістлери та отриманого дисперсійного співвідношення експериментально визначені частоти вістлерів $f_3 \approx 7 - 29$ кГц, які добре погоджуються з теоретичними розрахунками та відомими в літературі експериментальними даними.

5. Особливості відгуку середньоширотної D-області на зміни атмосферної електрики

Серед джерел збурень природного характеру, які, як показують дослідження, проведені в останні десятиліття, часто надають істотний вплив на стан іоносферної плазми, є сейсмічна активність Землі, великі пожежі та мегаполіси.

Основна особливість цих джерел полягає в тому, що, крім впливу на приземну іоносферну плазму через генерацію хвильових процесів різного типу і характеру, вони викликають помітні, часто істотні, збурення атмосферного електричного поля, що, у свою чергу, призводить до збурень в іоносферній плазмі. Частина таких збурень реєструється радіофізичним та іншими методами.

Незважаючи на порівняно велику кількість публікацій, питання такого впливу на іоносферну плазму вивчені ще недостатньо. Особливо це відноситься до найнижчої частини іоносфери – її D-області. У механізмах цих зв'язків на цей час залишається багато нез'ясованих елементів, які потребують подальших теоретичних та експериментальних досліджень.

У розділі 1 було зазначено, що виверження вулканів є додатковим потужним джерелом атмосферної електрики [26; 117; 210]. Хоча до цього часу механізми впливу вивержень вулканів на стан іоносферної плазми залишаються малодослідженими, вже ясно, що при цьому типі збурень ключову роль у багатьох процесах літосферно-атмосферно-іоносферно-магнітосферної взаємодії грають локальні та великомасштабні зміни геоелектричного поля та пов'язані з ними геофізичні явища (див., напр., [26; 117; 210]).

Подібним до виверження вулканів джерелом зміни електричного поля атмосфери можуть бути крупні пожежі і пилові та піщані бурі, внаслідок

док яких у поверхні Землі утворюється щільний шар з великим незкомпенсованим зарядом (концентрації заряджених частинок становить $\sim 10^5 \text{ см}^{-3}$), який може суттєво впливати на градієнт потенціалу електричного поля [141].

Дослідження збурень у системі «літосфера-атмосфера-іоносфера-магнітосфера», що розвиваються перед та під час землетрусів, мають важливе значення, у першу чергу, для розвитку короткочасових та оперативних прогнозів потужних землетрусів. Накопичений у цій галузі експериментальний матеріал дозволив приступити до створення та розгортання у деяких сейсмоактивних регіонах систем прогнозування потужних землетрусів із використанням, наприклад, реєстрацій приземних електричних варіацій. Однак для суттєвого підвищення надійності прогнозу необхідні подальші експериментальні та теоретичні дослідження з метою залучення для прогнозування максимально можливої кількості фізичних, хімічних та біологічних явищ, а також накопичення експериментальних досліджень у різних регіонах.

У попередніх роботах автора та його колег [40; 41 43; 47; 49; 60; 64; 66; 170; 173; 178] розглядаються основні результати експериментальних досліджень відгуку середньоширотної D-області іоносфери на віддалені землетруси.

У цьому розділі розглянуто основні характеристики великих пожеж, на основі моделі об'ємного розподілу середньої масової концентрації димового аерозолі наведено формули для оцінювання збурень електричних характеристик приземного шару атмосфери. Також зазначено модель атмосферно-іоносферної взаємодії, коротко проаналізовано основні механізми передачі збурень із нижньої атмосфери в іоносферу та розглянуто ймовірні екологічні ефекти. Розглянуто також питання про атмосферну електрику мегаполісів і деякі аспекти атмосферно-іоносферної електричної взаємодії.

5.1. Електричні характеристики атмосфери в районах великих пожеж і атмосферно-іоносферна електрична взаємодія

У розділі 1 було зазначено, що електричне поле атмосфери є важливим компонентом атмосферної електрики, яке фізично є квазістатичним електричним полем, що створюється об'ємними зарядами в різних шарах атмосфери і власним зарядом Землі. Напруженість і потенціал

такого геоелектричного поля залежить від різних причин, але, головною мірою, від електричної провідності атмосферного повітря, яка багато в чому визначається метеорологічною обстановкою (тобто вологістю, хмарністю, опадами, вітрами, хуртовинами, іонізацією атмосфери і т. д.), великими пожежами та військовими діями на планеті.

Параметри електричного поля атмосфери постійно й істотно варіюють у часі. При цьому у варіаціях електричного поля атмосфери і проявляються впливи космічної погоди на Землю. У деяких випадках під час гроз, сильних вітрах (потужні атмосферні фронти і т. д.), пилових бурях і сильних протяжних пожежах напруженість електричного поля може досягати 1 000 В/м і більше. У нижніх шарах атмосфери іонізаторами повітря є природні радіоактивні речовини, у верхніх – сонячні і космічні промені.

Наявність електричного поля між атмосферою і поверхнею Землі забезпечує генерацію негативних аероіонів на кінчиках листя дерев, чагарників і трав. Існують також регіональні джерела іонізації, пов'язані з погодою і антропогенною діяльністю людей. Це грози, пилові та снігові бурі, пожежі, мегаполіси та ін.

Слід зазначити, що приземне атмосферне електричне поле дуже сильно модифікується в регіонах сильних пожеж, мегаполісів, великих промислових об'єктів, військових дій. У зв'язку з цим у цьому підрозділі розглянуті основні характеристики великих пожеж, на основі моделі об'ємного розподілу середньої масової концентрації димового аерозолу наведено формули для оцінювання збурень електричних характеристик приземного шару атмосфери. Подано також можливу модель атмосферно-іоносферної взаємодії, коротко проаналізовано основні механізми передачі збурень із нижньої атмосфери в іоносферу й магнітосферу, а також розглянуто ймовірні екологічні ефекти.

5.1.1. Модель атмосферно-іоносферної взаємодії

Модель об'ємного розподілу середньої масової концентрації димового аерозолу $\langle M \rangle (x, y, z)$ з уніполярним зарядом може бути побудована на основі припущення, що розподіл речовини за трьома напрямками у зоні пожежі відбувається незалежно за нормальним законом. Початок прямокутної декартової системи координат перебуває в умовній середині

лінії пожежі (вісь OY); напрямком середнього вітру збігається з позитивним напрямком осі OX, вісь OZ – вертикальна до поверхні Землі.

Зауважимо, що зона плазми (горіння), як правило, займає меншу площу, чим об'ємна зона димового аерозолу й тому як основне джерело розглядається модифікація атмосферної електрики умовно рівномірно просторово розподіленим димовим аерозолем. Розсіювання аерозолу по вертикалі розглядається ніби 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, кулонівські взаємодії й ін. – не роблять істотного впливу.

Розподіл об'ємного заряду аерозолу може бути отримане з формули для розподілу $\langle M \rangle (x, y, z)$. За відомим розподілом 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 аерозолу скористаємося моделлю флюктуючого струменя Гіффорда із залученням гіпотези лагранжевих характеристик турбулентності [30].

Тут доречно зазначити, що в нижній тропосфері ($z < 4$ км) перебуває до 80 – 90 % аерозольних частинок від їхнього загального змісту до висот 30 км [85]. З них приблизно 10 % припадає на антропогенні джерела, до 30 – 40 % – на сольові частинки морського походження й 30 – 40 % – на аерозолі, які генеруються поверхнею Землі.

У випадку, що розглядається, в регіоні пожежі загальна кількість аерозольних частинок істотно підвищується й відсоток аерозолів, що виникають у результаті горіння, від загального їхнього числа може досягати 80 – 90 % [107].

Рівняння для середньої концентрації $\langle M \rangle (x, y, z)$ димового аерозолу в розглянутому випадку подібно роботі [30] може бути описано наступним вираженням (воно отримано для безперервного точкового джерела, піднятого на ефективну висоту z^*):

$$\langle M \rangle (x, y, z) \approx \frac{K_u Q e^{-y^2/2\sigma_y^2}}{2\pi \frac{dx}{dt} \sigma_y(x) \sigma_z(x)} \left[e^{-\frac{(z-z^*)^2}{2\sigma_z^2}} + e^{-\frac{(z+z^*)^2}{2\sigma_z^2}} \right], \quad (5.1)$$

де $\frac{dx}{dt} = u$ – 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 аерозолію [29].

Також вважаємо на основі візуальних спостережень, що середня швидкість вітру істотно більша 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 (5.1) можна записати рівняння для розподілу об'ємного заряду аерозолію:

$$\rho(x, y, z) \approx \frac{I_0 e^{-y^2/2\sigma_y^2}}{2\pi \frac{dx}{dt} \sigma_y(x) \sigma_z(x)} \left[e^{-\frac{(z-z^*)^2}{2\sigma_z^2}} + e^{-\frac{(z+z^*)^2}{2\sigma_z^2}} \right], \quad (5.2)$$

Знаючи розподіл $\rho(x, y, z)$, 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:

$$\varphi(x_1, y_1, z_1) = 4 \int_0^\infty \int_0^\infty \int_0^\infty \frac{\rho(x, y, z)}{\sqrt{(x-x_1)^2 + y^2 + (z-z_1)^2}} dx dy dz. \quad (5.3)$$

У даному випадку враховано симетричність ρ по осі y . Поблизу поверхні Землі силові лінії електростатичного поля E мають переважно нормальну складову E_z і тоді:

$$E_z(x_1) = - \left. \frac{d\varphi}{dz_1} \right|_{z_1 \rightarrow 0}. \quad (5.4)$$

Для одержання аналітичного рішення для $E_z(x_1)$ вважаємо, що всі димові частинки зосереджені в еліптичному конусі з розмірами по осях у і z, рівними $\approx \sigma_y(x)$ й $\approx \sigma_z(x)$ і що усередині конуса під час фіксованого $x_1 > z^*$ значення ρ залежить від координати x, а межі інтегрування аналогічно [120] можна вибрати $x_1/2$ й $3x_1/2$.

Тоді рівняння для $E_z(x_1)$, придатне для проведення оцінок, може бути подано у такому вигляді:

$$E_z(x_1) = 4\rho_0(x_1)^2 \int_{x_1/2}^{3x_1/2} \frac{1}{x} \ln \left[\left(\frac{1 + \sqrt{4A / \sigma_y^2(x)}}{1 + \sqrt{4B / \sigma_y^2(x)}} \right) \sqrt{B/A} \right] dx, \quad (5.5)$$

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 ± 10 кВ/м, що порівняно з його змінами під час пилових бурь [125].

Наведене рівняння (5.5) дозволяє зробити оцінки E_z : для $x_1 = 1 \text{ м}$ $E_z \approx \cdot 10^3 \text{ В/м}$, для $x_1 = 100 \text{ м}$ отримано $E_z \approx 10^2 \text{ В/м}$. Одержана оцінка збурень E_z порівнянна за величиною з експериментально отриманими змінами E_z перед сильними землетрусами [23; 117].

Питання передачі збурень із нижньої атмосфери в іоносферу і магнітосферу, як вже говорилося в попередні розділах, на сьогодні мало вивчені. Розглянемо коротко основні механізми (канали).

Збурення вертикального електростатичного поля. У роботах [23; 117] 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, й 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 оцінок, виконаних за формулою (5.5), 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 генерується локальною областю дуже великої пожежі в приземному шарі атмосфери.

Зміни щільності атмосферного газу. Раніше було зазначено, що великі пожежі супроводжуються генерацією акустичного випромінювання в широкому діапазоні частот, сумарна потужність якого зростає в сотні разів порівняно з незбуреними умовами [71 – 74; 126]. Зміни щільності атмосферного газу у поверхні Землі в регіоні пожежі, які було розглянуто, 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 [71 – 74; 80; 114; 126] (відбувається їхнє посилення або генерація).

Акустичні ефекти внаслідок пожеж можуть мати не тільки локальні наслідки, оскільки під час поширення нагору ВГХ, дисипують на висотах 100 – 250 км і змінюють при цьому динамічний режим середньої та верхньої атмосфер.

Варто зазначити, що виконати конкретні оцінки для цього механізму уявляється 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. Велика просторова довжина вогнища пожежі призводить до помітного 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 ре-

зультаті збурення параметрів глобального електричного ланцюга [83; 130; 221 – 222] у результаті викиду великих мас наелектризованих продуктів горіння. Характерний час, очевидно, може становити $\sim 10^3\text{--}10^4$ с.

Атмосферно-іоносферну електричну взаємодію в області великих пожеж будемо розглядати за методикою [49; 178; 209]. Вона заснована на поданні мезосфери в якості активного елемента глобального атмосферного електричного ланцюга. Для аналізу електродинамічних тропосферно-іоносферних зв'язків використовуємо модель тропосферно-мезосферного електричного ланцюга з такими параметрами: джерело мезосферного струму із щільністю струму $j_m \approx 10^{-9-10} - 10^{-8} \text{ A/m}^2$, 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 $R_a \approx 200$ Ом.

У незбурених атмосферних умовах щільність струму розрядки глобального конденсатора складає (тобто щільність струму "ясної" погоди [133]) $j_a \approx 10^{-12} \text{ A/m}^2$ і $j_m \gg j_a$, тому за 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 [49; 178; 209].

У 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, під час зменшення 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 за наявності над областю великих пожеж потужних мезосферних електричних полів можлива реалізація такого механізму [49; 178; 209]. Зростання на один-два порядки 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 ν , 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 [49; 178; 209].

Посилення атмосферної конвенції і турбулентності. У регіоні пожежі відбувається істотне посилення атмосферної конвенції, розвивається атмосферна турбулентність, що має місце й на досить більших висотах [113]. У результаті цього відбувається збільшення конвекційного струму, внаслідок чого можлива передача збурень в іоносферу [113]. Характерний час переносу, очевидно, $\sim 1 - 10$ діб. Слід зазначити, що найбільш імовірним підтвердженням цього механізму є експериментальні дані, отримані в роботах [1; 116] під час воєнних дій у Перській затоці й у Косово. Цей механізм передачі збурень має потребу в подальшому вивченні.

5.1.2. 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 зазначити, що умови великих пожеж характеризуються відносною тривалістю чинників, які 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;
- 3) генерацією і посиленням електромагнітних та акустичних хвильових процесів. Розглянемо коротко вплив цих чинників.

Викиди в атмосферу продуктів горіння. Найбільш істотні екологічні наслідки пов'язані з викидами дрібного пилу, диму і сажі, які екранують сонячне випромінювання. Сильні пожежі в регіоні, створюючи потужну

вертикальну тягу (швидкість потоків повітря досягає ~ 10 м/с), сприяють проникненню аерозолів, що складаються з диму і сажі, до висот стратосфери на великій площі. Дим і сажа призводять відповідно до сильного розсіювання й поглинання сонячного випромінювання. При цьому утвориться потужний поглинальний (екранувальний) 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. Вони пов'язані з розсіюванням аерозолями й поглинанням сажі (продуктами горіння, викинутими у стратосферу) сонячного випромінювання, а значить частковим екрануванням земної поверхні. Енергія вторинних процесів на 3 – 5 порядків перевершує енергію первинного джерела. Як показано в роботах [116; 142], збурення, що виникають, поширюються на відстані $\sim 1\ 000$ 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 незворотним) 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 було зазначено, 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 [83; 117; 130; 141 – 142; 149; 221]. Останні, у свою чергу, впливають на навколосемне 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 акустич-

них хвильових процесів у регіоні пожежі потік потужності хвильового випромінювання зростає в сотні разів порівняно з незбуреними умовами [71 – 74; 126]. Наприклад, згідно з роботою [114] потік потужності акустичного випромінювання в природних умовах становить $\Pi_{a0} \approx 0,3 - 1$ МВт/м². На площі в 50 км² будемо мати потужність акустичного випромінювання $P_{a0} = \Pi_{a0}S \approx 15 - 50$ квт. Під час пожежі на такій же площі потужність акустичного випромінювання зростає до $P_a \approx 10$ МВт (оцінки виконані за методикою [142]). Слід зазначити, що $P_a \gg P_{a0}$.

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

Таким чином, у підрозділі встановлено таке:

1. Великі пожежі площею не менш 2 000 – 5 000 га приводять до помітних, часто істотних і необоротних змін у системі Земля – приземна атмосфера – 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 реєстрованих збуренням концентрації електронів) за допомогою проникнення електричного поля, яке генерується локальною областю великої пожежі в приземному шарі атмосфери.

3. Зростання на 1 – 2 порядки тропосферної провідності над регіоном пожежі за наявності над цією областю потужних мезосферних електричних полів за допомогою тропосферно-мезосферних електричних зв'язків призводить до падіння напруженості мезосферного електричного поля, що може призводити 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 спостере-

ження, тому можливий 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 порівняно з незбуреними умовами. Більша частина енергії акустичного випромінювання доводиться на частку низькочастотних АГХ, які ефективно проникають на висоти іоносфери (до 200 – 300 км), дисипують і відіграють помітну роль у зміні динамічного режиму середньої й верхньої атмосфери 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 та незворотним) далеко за межами зони пожежі й протягом тривалого часу після нього.

5.2. Атмосферна електрика мегаполісів і основні аспекти атмосферно-іоносферної електричної взаємодії

5.2.1. Джерела атмосферної електрики в мегаполісах

Слід розглянути основні чинники, які можуть бути джерелами атмосферної електрики в межах мегаполіса. Умовно їх можна розподілити на такі 3 категорії: 1 – електромагнітні; 2 – тепло-пилові; 3 – хімічні.

До *першої* з них належать:

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

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 коронувальних розрядів унаслідок 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 [133]. Тому до *другої категорії* віднесемо такі основні джерела:

1) компоненти, що надходять в атмосферу під час роботи 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 під час роботи великих промислових печей, ливарних виробництв і т. д. (як правило, характерний високий ступінь концентрації різних пилових компонентів, часто з нерівномірним розподілом у часі й у зоні мегаполіса);

4) власне ґрунтовий пил (найбільш вагома складова його – пил автодоріг і тротуарів), який 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 [133];

5) газотеплове випромінювання будинків та асфальтового покриття доріг і тротуарів (вплив цього компонента буде помітно, в основному, у літ-

ній період за порівняно високої температури 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, екологічно шкідливого для флори й фауни, сміття й опалого з дерев листя). 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 великі площі й супроводжуються викидами гарячої води й пару. 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 хімічної, текстильної, кондитерської 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.

Варто зазначити, 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.

5.2.2. Можливості оцінювання змін атмосферної електрики

Можливість розрахунку змін атмосферної електрики в зоні мегаполіса є 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 оцінювання по можливості для всіх перерахованих вище джерел. Слід зауважити, що правильним буде підхід до оцінювання змін атмосферної електрики в зоні мегаполіса, що враховує одночасний спільний вплив перерахованих факторів. Наприклад, для джерел аерозолів розподіл об'єм-

ного заряду може бути отримане з формули для розподілу середньої їхньої масової концентрації $\langle M(x,y,z) \rangle$, як це зроблено в підрозділі 5.1 для пожеж. За відомим розподілом щільності $\rho(x,y,z)$ об'ємного заряду можна розрахувати напруженість $E(x,y,z)$ електричного поля в довільній точці 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 простежити, розглядаючи рівняння балансу іонів в атмосфері (випадок монорухливих іонів і аерозолів) [60; 184]:

$$\frac{dN_{\pm}}{dt} + V_{\infty} \nabla N_{\pm} = v_i - \alpha_{\pm} N_{+} N_{-} - \beta_{\pm} N_{\pm} N_{\alpha} + \mu_{\pm} \frac{d(E_{\pm} N_{\pm})}{dz} + \frac{d}{dz} (K_T \frac{dN_{\pm}}{dz}). \quad (5.6)$$

У формулі 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 [60; 107; 184]:

$$\frac{\partial N_{+}}{\partial t} = v_i - \alpha_{\pm} N_{+} N_{-} + \frac{\partial(K_T + D_{+})}{\partial z} \frac{\partial N_{+}}{\partial z} - e \mu_{+} \frac{\partial(E N_{+})}{\partial z}; \quad (5.7)$$

$$\frac{\partial N_{-}}{\partial t} = v_i - \alpha_{\pm} N_{+} N_{-} + \frac{\partial(K_T + D_{-})}{\partial z} \frac{\partial N_{-}}{\partial z} - e \mu_{-} \frac{\partial(E N_{-})}{\partial z}; \quad (5.8)$$

$$\frac{\partial E}{\partial z} = \frac{e(N_{+} - N_{-})}{\epsilon_0}, \quad (5.9)$$

де v_i – інтенсивність іоноутворення;

α_{\pm} – коефіцієнт рекомбінації іонів;

D_{\pm} – коефіцієнти дифузії;

N_{α} – концентрація аерозолів.

Слід зазначити, що для повноти картини в рівняння (5.6) для реальної атмосфери необхідно додати члени, що враховують конвективне і турбулентне розмивання іонної хмари, фізико-хімічний стан природного аерозолу, перенос у повітря іонів розчинених у воді речовин й утворення конденсату при біполярній іонізації повітря [125]. Рішення системи рівнянь (5.7 – 5.9) у стаціонарному випадку дозволяє одержати оцінки $E \approx 100 - 200$ В/м, що порівняно з емпіричними значеннями [137]. Щільність вертикального електричного струму визначають його компоненти – струм провідності, дифузійний і конвективний струми:

$$J = ZE_z - z_1 e [(K_T + D_M) \frac{\partial N_{\pm}}{\partial z} + N_{\pm} V_{\infty}], \quad (5.10)$$

де E_z – напруженість електричного поля;

K_T і D_M – коефіцієнти турбулентної й молекулярної дифузії;

N_{\pm} – концентрації аероіонів;

V_{∞} – 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 μ_{\pm} :

$$Z = \int_0^{\infty} N_+(\mu) \mu_+ d\mu + \int_0^{\infty} N_-(\mu) \mu_- d\mu, \quad (5.11)$$

У реальній атмосфері переважний внесок у провідність вносять легкі іони ($\mu_{\pm} = 0,5 - 5$ см²/(В с)), тому на практиці використовують запис для полярних провідностей λ_{\pm} через середні значення рухливості й одиничні заряди ($z_1 = 1$):

$$\lambda_{\pm} = q N_{\pm} \bar{\mu}_{\pm}, \quad (5.12)$$

де $q = e z_1 = 1,6 \cdot 10^{-19}$ Кл, $\bar{\mu}_- = 1,3$ і $\bar{\mu}_+ = 1,8$ см²/(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: 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 (мінімум опору) стовпа повітря досягається на сході Сонця, а максимум R – в 14 – 16 год місцевого часу.

Зазначені вище чинники можуть стимулювати підняття заряджених структур на більші висоти (порівняно 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:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} + \frac{\sigma_k}{E_k} \alpha \vec{E}, \quad (5.13)$$

дет σ, σ_k – лінійна й нелінійна провідності атмосфери,

$\sigma \ll \sigma_k$, E_k – критичне поле запалювання заряду,

α – коефіцієнт.

У роботі [80] зроблено оцінки і показано, що внесок нелінійного ефекту у формування заряджених структур великий і за рахунок цього електричне поле в іоносфері буде помітно посилене.

5.2.3. Моделі атмосферно-іоносферної електричної взаємодії

Питанням проникнення електричних полів в іоносферу, як уже було зазначено, присвячено багато літератури. Зокрема у роботах [89; 214] вирішується завдання про проникнення електричного поля із тропосфери в іоносферу, а в [42; 89; 178] моделюються можливі зміни основних параметрів D-області іоносфери.

Завдання взаємозв'язку атмосферно-іоносферної електрики, як уже зазначалося у попередніх розділах, у літературі вирішуються, як правило, двома способами: перший з них містить у собі побудову моделі й розрахунок електричних полів E , які проникають з атмосфери в іоносферу (звичайно для вертикальної складової E_z , дивись, напр., [89; 214]);

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) [209; 212]. 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. Як було зазначено у підрозділі 5.1 та в роботах [89; 117] на основі розрахунків проникнення в іоносферу електричного поля, яке генерується 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 ≥ 100 км за умови, що в епіцентрі величина $|E_z| \approx 10^3$ В/м. Як показують виконані оцінки такі поля є реальними тільки в локальних областях у зоні мегаполіса з характерними розмірами $\sim 100 - 1\ 000$ 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 встановлено, що в ряді випадків у межах мегаполісів можливі генерація й посилення акустичних і інфразвукових коливань, сумарна потужність акустичного випромінювання зростає в десятки разів порівняно 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 [71 – 74; 80; 126; 164] (відбувається їхнє посилення або генерація). Слід зазначити, що виконати конкретні оцінки для цього механізму є досить складним завданням.

Збурення параметрів глобального електричного ланцюга. У зоні мегаполіса істотно змінюються електричні властивості приземної атмосфери, помітно зростає провідність повітря порівняно 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 [50; 83; 117; 130; 221].

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 [113]. У результаті цього відбувається збільшення конвекційного струму, внаслідок чого можлива передача збурень в іоносферу [113]. Характерний час переносу $\sim 1 - 10$ діб.

Слід зазначити, що найбільш імовірним підтвердженням цього механізму є експериментальні дані, отримані в роботах [116; 142] під час воєнних дій у Перській затоці й у Косово. Цей механізм передачі збурень потребує подальшого вивчення.

5.2.4. Екологічні аспекти

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 випадки порушення фізіологічного стану живих організмів, у тому числі людей). У порівнянні з такими джерелами умови в мегаполісах відрізняються тривалістю дії факторів атмосферно-іоносферної взаємодії. Вплив таких факторів у літературі не досліджувався з такою постановкою завдання, що робить актуальним завдання комплексного моніторингу приземної атмосфери як у, 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 у 2 – 3 рази. У зв'язку із цим надто важливо провести вимірювання 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 (дим, сажі, важких металів);

2) змінами приземного атмосферного електричного поля;

3) генерацією й посиленням електромагнітних і акустичних хвильових процесів;

4) забрудненням середовища перебування в мегаполісі газопиловими компонентами, обумовленими перерахованими раніше джерелами.

Розглянемо коротко вплив перерахованих чинників.

Викиди в атмосферу продуктів горіння і газопилових 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 призведуть до сильного розсіювання й поглинання сонячного випромінювання. При цьому утвориться потужний поглинальний (екранувальний) шар. Маса аерозолів може становити $\sim 1 - 10$ кт. Час перебування аерозолів у стратосфері становить десятки діб, що призводить 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 порівняно 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 було зазначено, 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 ряду вторинних процесів в атмосфері, іоносфері й магнітосфері Землі [83; 130; 141; 221 – 222]. Останні, у свою чергу, впливають на навколосемне середовище в глобальних масштабах. Пророчити їхній вплив на середовище перебування важко, однак, не виключено, що воно може бути істотним.

Генерація і 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 порівняно з незбуреними умовами. Сумарна потужність такого випромінювання визначається часткою η_a потужності P , переутвореної в потужність акустичного випромінювання P_a . Спостереження показали, що в середньому $\eta_a \approx 0,3 \%$ [72; 73]. Наприклад, згідно з [142; 164] потік потужності акустичного випромінювання в природних умовах становить $\Pi_{a0} \approx 0,3 - 1$ мВт/м². При площі окремого джерела близько 10^4 м² величина потужності $P_{a0} = \Pi_{a0}S = 3 - 10$ Вт.

Якщо для оцінки взяти площу мегаполіса в 300 км², то потужність акустичного випромінювання складе біля $P_{a0} = \Pi_{a0}S \approx 60 - 400$ кВт. Під час великої кількості джерел, що є характерним для мегаполіса, на такій же площі потужність акустичного випромінювання зростає до $P_a \approx 1$ МВт (оцінки виконано за методикою [142]).

Слід зауважити, що $P_a > P_{a0}$. Більша частина енергії акустичного випромінювання, як було зазначено, припадає на частку низькочастотних АГХ, тобто ВГХ, які ефективно проникають на висоти до $200 - 300$ км, дисипують і відіграють помітну роль у зміні динамічного режиму середньої й верхньої атмосфер Землі.

Дуже складно виконати розрахунки енергетики джерел, які перераховані у підрозділі. Реальним представляється виконати лише оцінки. Розглянемо деякі з них.

Джерела електромагнітного випромінювання. Потужність електричного струму P_e , що передається високовольтними лініями електропередач (ЛЕП), становить біля 1Мвт – 1 ГВт, сумарна довжина ліній $L_e \sim 10^2$ км. Для ліній електропередачі наземного електротранспорту й міської освітлювальної мережі P_e й L_e будуть ~ 1 Мвт, 1 – 10 Мвт і $\sim 10^2 - 10^3$ км і $10^3 - 10^4$ км відповідно. Для останніх, як було зазначено 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 велика, оскільки ще з 70-х років ХХ сторіччя багаторазово спостерігаються різні ефекти, пов'язані зі зміною напруги в ЛЕП). Наприклад, на основі статистичного аналізу варіацій геомагнітного поля за сто років виявили їхнє посилення по суботах і неділях (визначено також значимі варіації в параметрах іоносферної плазми). Цей ефект з'явився на межі ХІХ – ХХ ст. і, очевидно, пов'язаний з випромінюванням потужних ЛЕП. Цей комплекс іоносферно-магнітосферних ефектів одержав назву «ефекти вихідних днів».

Лінія електропередач є джерелом електричного і магнітного полів. Для розрахунку електромагнітного поля, створюваного ЛЕП, вони можуть розглядатися як багато-провідні напрямні системи з відстанню між проводами, істотно меншою відстані до точки спостереження (рис. 5.1).

Розподіл амплітуди струму у всьому ланцюзі в кожен момент часу можна вважати рівномірним, оскільки за умови частоти електричного струму $f = 50$ Гц виконується умова квазістаціонарності, тобто довжина хвилі значно більше загальної довжини провідників, що розглядаються. Електричне і магнітне поля в умовах такого завдання можна розглядати як незалежні один від одного функції і вважати, що електромагнітні хвилі не випромінюються.

Під час обчислення електричного поля ділянку протяжної ЛЕП можна подати як систему розподілених уздовж відрізка прямої паралельних заряджених ниток, що несуть певний еквівалентний заряд, який визначається з погонних параметрів і класу напруги лінії.

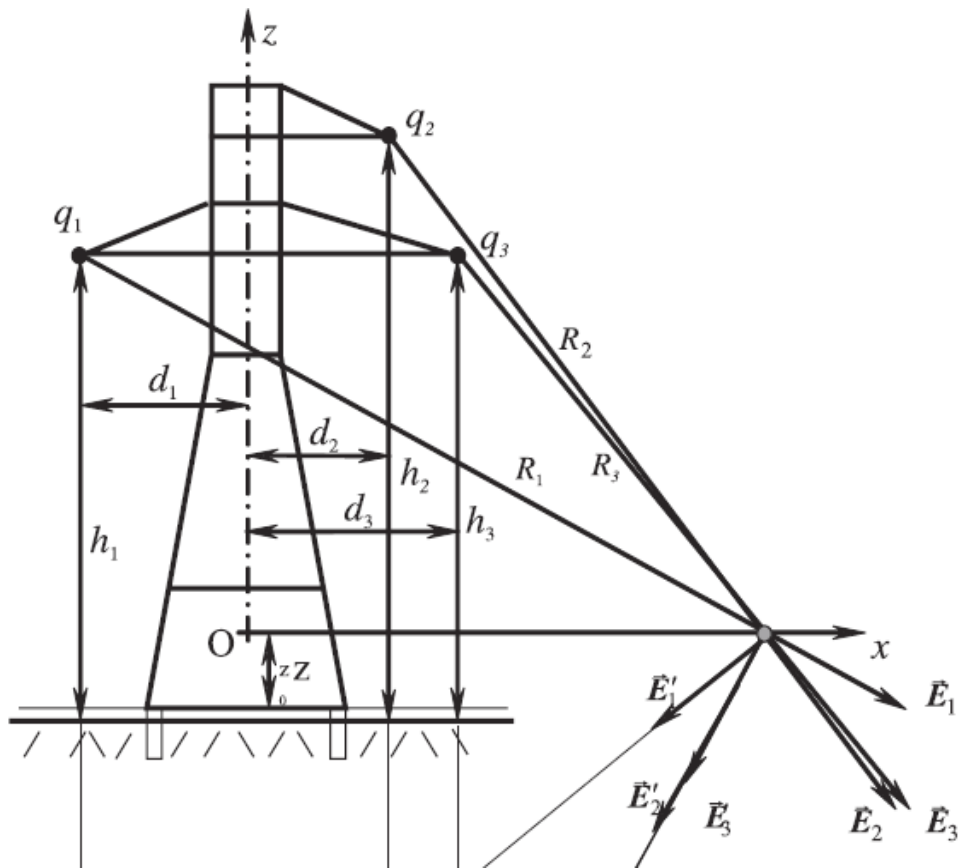


Рис. 5.1. Приклад геометрії ЛЕП

Під час обчислення магнітного поля лінії можна розглядати як систему паралельних лінійних струмів. Можна вважати, що навантаження лінії рівномірно розподілене між фазами, і струм у нульовому проводі відсутній. З урахуванням названих припущень та обмежень знаходження електричного поля зводиться до вирішення двовимірної квазістатичної задачі. Вплив підстильної поверхні враховується введенням дзеркального зображення провідників. Еквівалентні електричні заряди, відповідні провідникам лінії, визначаються як: $q_1 = C_1 U_\Phi l$; $q_2 = C_2 U_\Phi l e^{-j\Delta}$; $q_3 = C_3 U_\Phi l e^{j2\Delta}$, де U_Φ – клас напруги ЛЕП; $\Delta = 120^\circ$ – фазовий зсув; j – уявна одиниця; C_i – погонна ємність електричної системи «провід-земля»; l – довжина аналізованої прямолінійної ділянки ЛЕП.

Електричне поле визначається геометричним підсумовуванням полів, створюваних кожним із провідників окремо:
$$\vec{E} = \sum_{i=1}^M (\vec{E}_i + \vec{E}'_i).$$

Вираз, що стоїть під знаком, суми визначає часткове електричне поле, що створюється i -ю системою «провід-дзеркальне зображення»; M – число проводів, що відповідає типу опори ЛЕП. Первинне і вторинне по-

ля (поле дзеркального зображення) і-го проводу над поверхнею Землі визначаються такими виразами: $E_i = q_i / 4\pi\epsilon_0 R_i^2$, $E'_i = q_i / 4\pi\epsilon_0 R_i'^2$, де $R_i = [(x - d_i)^2 + (h_i - z_0)^2]^{1/2}$, $R_i' = [(x - d_i)^2 + (h_i + z_0)^2]^{1/2}$, z_0 – висота точки спостереження. Модуль вектора, що стоїть під знаком суми, знаходиться за допомогою теореми косинусів і з урахуванням прийнятих позначень і геометрії:

$$|\vec{E}_i + \vec{E}'_i| = \frac{U_\phi I \cdot e^{j(i-1)\Delta}}{4 \ln(2h_i / a)} \sqrt{\frac{1}{R_i^4} + \frac{1}{R_i'^4} - \frac{2}{R_i^2 R_i'^2} \cos \psi}. \quad (5.14)$$

Геометричне підсумовування у виразі для \vec{E} здійснюється виходячи з особливостей конфігурації проводів для заданого типу опори ЛЕП. Результуюче магнітне поле ЛЕП знаходиться геометричним підсумовуванням часткових полів аналогічно: $\vec{H} = \sum_{i=1}^M (\vec{H}_i + \vec{H}'_i)$. Струм в і-му проводі,

під час підстановки в вираз для \vec{H} , знаходиться таким чином (в припущенні про те, що ЛЕП навантажена збалансовано і струм у нульовому проводі дорівнює нулю; амплітуда струму I визначається за сезонним графіком завантаження ЛЕП): $I_i = I \cdot e^{j(i-1)\Delta}$. Легко отримати, що модуль вектора, що стоїть під знаком суми у виразі для \vec{H} , аналогічно як і для \vec{E} (з урахуванням того, що напруженість магнітного поля, створюваного проводом і його дзеркальним зображенням, відповідно дорівнює $H_i, H'_i = \left[I \cdot e^{j(s-1)\Delta} \gamma / (2\pi \sqrt{(x - d_i)^2 + (h_i \mp z_0)^2}) \right]$, де γ – коефіцієнт, що враховує кінецьову довжину проводу) визначається виразом:

$$|\vec{H}_i + \vec{H}'_i| = \frac{I \cdot e^{j(i-1)\Delta}}{2\pi} \sqrt{\frac{1}{R_i^2} + \frac{1}{(R_i')^2} - \frac{2}{R_i^2 (R_i')^2} \cos \psi}, \quad (5.15)$$

де ψ – кут, утворений векторами \vec{E}_i і \vec{E}'_i , який визначається з рис. 5.1.

Розрахунки розподілу електричного і магнітного полів виконувалися для типових ЛЕП-110 і 300 кВ для сезонного графіка завантаження.

Під час розрахунків передбачалося, що ЛЕП розташована на типовій опорі У-35-1, зображеної на рис. 5.1. Геометричні параметри опори для

обох ЛЕП: $h_1 = h_3 = 10$ м, $h_2 = 15$ м, $d_1 = d_2 = 2,8$ м, $d_3 = 3,5$ м і $h_1 = h_3 = 15$ м, $h_2 = 20$ м, $d_1 = d_2 = 3,5$ м, $d_3 = 4,5$ м.

Розрахунки показали, що рівні поля під лінією істотно залежать від висоти підвісу, відстані між проводами, напруги в лінії, наявності рослинного покриву, рельєфу місцевості під лінією. Лінії постійного рівня витягнуті уздовж високовольтної лінії, замикаючись на ній і на поверхні Землі. На форму силових ліній електричного поля впливають особливості рельєфу місцевості. Максимальні рівні відповідають точкам проекції найбільшого провисання, а в поперечному перерізі поле має максимуми під проводами.

У разі видалення від проводів напруженість поля різко падає. Наприклад, на відстанях 1, 5 і 10 м від осі ЛЕП значення напруженості електричного поля становлять відповідно 1 250, 1 090, 750 для ЛЕП-110 і 1 750 В/м, 1 250 В/м, 850 В/м для ЛЕП-300.

Наведені значення електричного поля поблизу ЛЕП досить високі. Розподіл магнітного поля на різних видалення під час різних режимів роботи ЛЕП також сильно змінюється і складає $\sim 0,1 - 0,75$ А/м на відстанях 10 – 1 м від осі ЛЕП. Наведені оцінки показують, що ЛЕП в межах мегаполіса сильно модифікують електромагнітний фон і викликають помітні зміни атмосферної електрики. Тому можна свідчити про те, що розглянуте джерело ймовірно може приводити до змін напруженості E_z поля на іоносферних висотах. У цьому випадку напруженість електричного поля на іоносферних висотах, як уже зазначалося, може мати помітне значення (0,3 – 0,7 В/м).

Слід зауважити, що випромінювання ЛЕП стимулює підвищення активності дуже низькочастотних хорів (ДНХ) над промислово розвиненими регіонами, посилення рівня радіошумів у діапазоні частот 0,6 – 6 МГц [79]. У роботах [33; 79; 136] виконані спроби виявити ефекти в геокосмосі, обумовлені впливом наземних радіозасобів. У цих же роботах описано великомасштабні (не менш 100 км) ефекти в іоносфері, стимульовані впливом потужного радіовипромінювання. Концентрація значної кількості потужних радіозасобів у промислово-розвинутих зонах мегаполісів може призводити до глобальності таких ефектів.

Теплопиліві 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 ~ 10 м, швидкість вертикального підйому ~ 10 м/с, час підйому в нижній атмосфері $\sim 10^3$ с, число комірок $\sim 10^3$. Тоді ефективний об'єм конвективного джерела $\sim 10^{10}$ м³, 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 [8; 9; 71 – 74; 126] (на основі спостережень у зоні пожеж звичайно вважають 0,1 – 0,3 % [8; 9; 71 – 74; 126]), тоді акустична потужність P_a складе $\sim 10^7$ Вт, потік акустичної потужності на границі атмосфери $\sim 1 – 5$ Вт/м². У реальності через ефект усереднення («розмивання»), очевидно, потік потужності становить ~ 1 Вт/м².

Потужність атмосферної турбулентності, що супроводжується генерацією шумового акустичного випромінювання, згідно з роботами [141; 142] визначається так:

$$P_a = k_a \rho \sigma_v^3 V M^5 / l, \quad (5.16)$$

де $k_a \approx 100$, ρ – щільність повітря,

σ_v – середньоквадратичне значення турбулентної швидкості,

V – об'єм вихору розміром l ,

M – число Маха.

Вважаючи, наприклад, для висоти 10 км швидкість вітру 15 м/с, $\rho \approx 0,2$ кг/м³, $\sigma_v \approx 10$ м/с і $l = 100$ м одержимо $P_a \approx 2$ Вт, а щільність потоку біля джерела $\sim 1,5 \cdot 10^{-4}$ Вт/м². Беручи до уваги, що кількість таких комірок може становити $\sim 10^3$, то сумарний потік з урахуванням ефекту усереднення становить ~ 1 мВт/м². У природних умовах поза зоною мегаполіса потік акустичної потужності становить $\approx 0,3 – 1$ мВт/м² [114].

Таким чином, одержані у даному підрозділі свідчать про те, що мегаполіси площею не менше 200 – 300 км² надають помітний, часто істотний вплив у системі «Земля – приземна атмосфера – іоносфера», приводячи до незворотних 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.

Висновки за розділом 5

1. Проведений аналіз чинників, які існують у межах сучасних мегаполісів, дозволив встановити, що мегаполіси площею не менше 200 – 300 км² надають помітний, часто істотний вплив у системі Земля – приземна атмосфера – іоносфера, приводячи до необоротних змін у ній. Прояв їх у цій системі комплексний: вони значно впливають на екологічну обстановку, на розподіл атмосферної електрики, на параметри глобального електричного ланцюга, на тепловий баланс в атмосфері і її динаміку. Встановлено, що поблизу зони мегаполіса атмосферне електричне поле в десятки–сотні разів перевищує фонові значення й може становити $|E_z| \approx 10^2 - 10^3$ В/м. Такі збурення приземного атмосферного електричного поля в регіоні мегаполіса можуть викликати 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 навколотоземне середовище в глобальних масштабах. Пророчити їхній вплив на середовище перебування важко, однак, не виключено, що воно може бути істотним, часто необоротним далеко за межами мегаполіса протягом тривалого часу.

2. Показано, що великі пожежі площею не менш 2 000 – 5 000 га приводять до помітних, часто істотних і необоротних змін у системі Земля – приземна атмосфера – 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. Установлено, що поблизу зони великої пожежі атмосферне електричне поле (і його зміни) в десятки–сотні разів перевищує фонові значення й може становити $|E_z| \approx 10^3$ В/м. Такі збурення приземного атмосферного електричного поля в регіоні великої пожежі можуть призводити до помітних змін 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 навколотоземне середовище в глобальних масштабах. Збурення вертикального електростатичного

поля може приводити до змін напруженості E_z поля на іоносферних висотах і до реєстрованих збуренням концентрації електронів. Зростання на 1 – 2 порядки тропосферної провідності над регіоном пожежі при наявності потужних мезосферних електричних полів за допомогою тропосферно-мезосферних електричних зв'язків приводить до падіння напруженості мезосферного електричного поля, що сприяє швидкій зміні 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 можливий розвиток збурень мезосферної плазми й над районом спостереження, які реєструються радіофізичними методами.

Висновки

Система «літосфера – атмосфера – іоносфера-магнітосфера» – це з одного боку відкрита електродинамічна макросистема, а з іншого – глобальний атмосферний електричний ланцюг, на стан якого постійно впливають різноманітні внутрішні та зовнішні збурюючі чинники. Показано, що украй важливою, але недостатньо дослідженою складовою цієї макросистеми є нижня іоносфера, на стан якої суттєво впливають потужні природні явища – літосферні, тропосферні, стратосферні, хемосферні, електросферні та магнітосферні процеси. Вплив великої кількості суттєвих зовнішніх та внутрішніх малодосліджених збурюючих чинників до цього часу не дозволяв побудувати моделі відгуку нижньої іоносфери на вказані природні явища. Особливо це стосується процесів в атмосфері та їх впливу систему. Тому є актуальним розвиток просторово-часових моделей збурень параметрів нижньої іоносфери під впливом збурюючих чинників різноманітної природи та аналіз особливостей впливу.

Експериментально вивчено особливості висотно-часових змін амплітуд частково відбитих КВ сигналів, радіошумів і концентрації електронів в нічний середньоширотної D-області іоносфери під час метеорних потоків. Установлено, що в періоди максимального надходження пилових частинок метеорного походження в іоносферну плазму спостерігаються квазіперіодичні зміни цих параметрів протягом десятків хвилин, обумовлені рухом заряджених дрібнодисперсних частинок пилу і пов'язаних

з ним генерацією інфразвукових хвиль. Установлено також, що в ці періоди в нічній D-області іоносфери на висотах $z > 80$ км спостерігається епізодичне зростання тривалістю одиниці–десятки хвилин значень електронної концентрації більше, ніж на 50 – 100 % порівняно з контрольними днями. Механізм такої поведінки $N(z,t)$ представляється у впливі пилових частинок метеорного походження на іоносферну плазму і обумовлений ефектами зарядки і динаміки пилових частинок.

Уперше експериментально вивчено основні особливості висотно-часових змін амплітуд ЧВ-сигналів і радіошумів та концентрації електронів у D-області під час проходження атмосферних фронтів. Установлено, що під час проходження фронту на відміну від часу до й після нього спостерігаються квазіперіодичні зміни $A_{o,x}(z,t)$ протягом десятків хвилин, обумовлені проходженням інфразвукових хвиль. Установлено також, що у нижній частині D-області ($z < 80$ км) значення електронної концентрації виявилися заниженими в 1,2 – 2,2 раза порівняно з контрольними днями. Механізм такого зниження $N(z,t)$ полягає у впливі тропосферного збурення за допомогою складного ланцюжка, здійснюваного як через динамічний канал, так і через канал перерозподілу малих складових.

Експериментально підтверджено, що при проходженні потужного АФ можлива генерація інфразвукових хвиль із частотами 0,4 – 0,8 Гц, які проникають до висот E-області іоносфери. На основі механізму трансформації інфразвукових хвиль в E-області іоносфери в низькочастотні вістлери та дисперсійного співвідношення експериментально визначені частоти вістлерів 7 – 29 кГц, які добре погоджуються з теоретичними розрахунками та відомими в літературі експериментальними даними.

Установлено, що мегаполіси площею не менше 200 км² надають помітний вплив у системі Земля – приземна атмосфера – іоносфера, приводячи до необоротних змін у ній. Вони значно впливають на розподіл атмосферної електрики, на параметри глобального електричного ланцюга, на тепловий баланс в атмосфері і її динаміку. Установлено, що поблизу зони мегаполіса атмосферне електричне поле в десятки–сотні разів перевищує фонові значення й може становити $|E_z| \approx 10^2 - 10^3$ В/м. Такі збурення приземного атмосферного електричного поля в регіоні мегаполіса можуть викликати помітні зміни тропосферної провідності шару атмосфери поблизу поверхні Землі на значній площі. Це призводить до

збурень параметрів глобального електричного ланцюга, які ініціюють ряд вторинних процесів в атмосфері, іоносфері й магнітосфері Землі.

Показано, що великі пожежі площею не менш 2 000 га приводять до помітних, часто істотних і необоротних змін у системі Земля – приземна атмосфера – іоносфера. Вони сильно впливають на розподіл атмосферної електрики, на параметри глобального електричного ланцюга, на тепловий баланс в атмосфері і її динаміку. Установлено, що поблизу зони великої пожежі атмосферне електричне поле (і його зміни) в десятки-сотні разів перевищує фонові значення й може становити $|E_z| \approx 10^3$ В/м. Такі збурення приземного атмосферного електричного поля в регіоні великої пожежі можуть призводити до помітних змін тропосферної провідності 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.

Використана література

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. Акасофу С. И. Солнечно–Земная физика, ч.1 / С. И. Акасофу, С. Чепмен; пер. с англ. – Москва : Мир, 1974. – 384 с.
3. Акасофу С. И. Солнечно–Земная физика, ч. 2 / С. И. Акасофу, С. Чепмен; пер. с англ. – Москва : Мир, 1975. – 512 с.
4. Аки К. Количественная сейсмология / К. Аки, П. Ричардс. – Москва : Мир, 1983. – 880 с.
5. Атмосферно-ионосферные эффекты солнечного затмения 31 мая 2003 года в Харькове / Л. А. Акимов, В. К. Боговский, Е. И. Григоренко и др. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2005. – Т. 45, №4. – С. 526–551.
6. Аллисон А. Геология / А. Аллисон, Д. Палмер. – Москва : Мир, 1984. – 567 с.
7. 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.
8. Атмосферное электричество / под ред. Б. Ф. Евтеева, Ф. Х. Халилова, Я. М. Шварца. // Тр. II Всесоюзн. Симпоз. – Ленинград : Гидрометеоиздат, 1984. – 280 с.
9. Атмосферное электричество // Тр. III Всесоюзного Симпозиума. – Ленинград : Гидрометеоиздат, 1988. – 288 с.
10. Безродный В. Г. О неоднородностях нижней ионосферы, движущихся за терминатором / В. Г. Безродный, П. В. Блиох, И. С. Фалькович // Тезисы докл. Семинара КАПГ по физике страто-мезосферы и нижней ионосферы. Ростов-на-Дону. – Москва : Наука, 1977. – С. 52.
11. Белей В. С. Экспериментальные исследования перемещающихся ионосферных возмущений на параметры КВ радиосигнала / В. С. Белей, В. Т. Галушко, Ю. М. Ямпольский // Харьков : ИРЭ АН УССР. – Препринт № 231, 1983. – 16 с.
12. Беликович В. В. Результаты измерения электронной концентрации в D-области ионосферы во время внезапных ионосферных возмущений / В. В. Беликович, Е. А. Бенедиктов, Л. В. Гришкевич // Изв. вузов. Радиофизика. – 1975. – Т. 18, № 8. – С. 1094–1101.

13. Беликович В. В. Ночная ионизация D-области умеренных широт в период магнитной бури / В. В. Беликович, Е. А. Бенедиктов, Л. В. Гришкевич // Геомагнетизм и аэрономия. – 1980. – Т. 20, № 3. – С. 547–554.

14. Беликович В. В. О погрешности определения концентрации электронов D-области ионосферы методом частичных отражений / В. В. Беликович, Е. А. Бенедиктов, Л. В. Гришкевич, В. А. Иванов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1983. Т. 23, № 2. – С. 202–207.

15. 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.

16. Беликович В. В. Исследование D-области ионосферы методом частичных отражений весной 2004 г. на средних и высоких широтах / В. В. Беликович, В. Д. Вяхирев, Е. Е. Калинина // Геомагнетизм и аэрономия. – 2006. – Т. 46, № 2. – С. 229–233.

17. Беликович В. В. Отклик ионосферы на частное солнечное затмение 29.03.2006 по наблюдениям в Н. Новгороде и Мурманске / В. В. Беликович, В. Д. Вяхирев, Е. Е. Калинина // Геомагнетизм и аэрономия. – 2008. – Т. 48, № 1. – С. 103–108.

18. Бенедиктов Е. А. Корреляционный метод определения электронной концентрации в D-области ионосферы / Е. А. Бенедиктов, Л. В. Гришкевич, В. А. Иванов // Изв. вузов. Радиофизика. – 1971. – Т. 14, № 9. – С. 1452–1454.

19. Бенедиктов Е. А. Одновременные измерения электронной концентрации и частоты соударений электронов в D-области ионосферы методом частичных отражений / Е. А. Бенедиктов, Л. В. Гришкевич, В. А. Иванов // Известия вузов. Радиофизика. – 1972. – Т. 15, № 5. – С. 695–702.

20. Бенедиктов Е. А. Высотная зависимость частоты соударений электронов с молекулами в D-области ионосферы / Е. А., Бенедиктов, Л. В. Гришкевич, В. А. Иванов // Изв. вузов. Радиофизика. – 1974. – Т. 17, № 12. – С. 1891–1893.

21. 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.

22. 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.

23. Бончковский В. Ф. Изменение градиента электрического потенциала атмосферы как один из возможных предвестников землетрясений / В. Ф. Бончковский // Труды Геофизического института. – 1984. – № 25. – С. 192 – 206.

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

25. Брагин Ю. А. Электрическое строение стратосферы и мезосферы по данным ракетных исследований / Ю. А. Брагин, А. А. Кочеев, В. Н. Кихтенко // Распространение радиоволн и физика ионосферы. – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 165–183.

26. Брасье Г. Аэрономия средней атмосферы / Г. Брасье, С. Соломон. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1987. – 413 с.

27. Будыко М. И. Глобальные климатические катастрофы / М. И. Будыко, Г.С. Голицын, Ю.А. Израэль – М. : Гидрометеиздат, 1986. – 186 с.

28. Велинов П. Воздействие космических лучей на ионосферу и распространение радиоволн / П. Велинов, Г. Несторов, Л. Дорман. – София: Болг. АН, 1974. – 311с.

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

30. 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.

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

32. 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.

33. Гармаш К. П. Эффекты в околоземной космической плазме, стимулированные воздействием мощного радиоизлучения / К. П. Гармаш, Л. Ф. Черногор // Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники. – 1998. – № 6. – С. 17–40.

34. 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.

35. Гинзбург Э. И. Турбулентные эффекты в нижней ионосфере // Э. И. Гинзбург, Л. В. Жалковская / Известия вузов. Радиофизика. – 1974. – Т. 17, № 3. – С. 301–324.

36. 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: Всеукр. межвед. научно-техн. сб. – 1990, Вып. 93. – С. 108–111.

37. 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.

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

39. 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. – Т. 34. – № 6. – С. 585–589.

40. Гоков А. М. Некоторые особенности поведения радиошумов в диапазоне 2 – 4 МГц во время удаленных сильных землетрясений / А. М. Гоков, А. И. Гритчин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1996. – Т. 36. – № 1. – С. 183–187.

41. 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.

42. Гоков А. М. Изменения частоты соударений электронов и электрические поля в нижней ионосфере / А. М. Гоков, С. И. Мартыненко // Геомagnetизм и аэрономия. – 1997. – Т. 37. – № 2. – С. 76–80.

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

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

45. Гоков А. М. Атмосферное электричество мегаполисов и некоторые аспекты атмосферно-ионосферного электрического взаимодействия / А. М. Гоков // Радиотехника : Всеукр. межвед. научн.-техн. сб. – 2000. – Вып. 113. – С. 43–46.

46. 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.

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

48. 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.

49. Гоков А. М. Крупномасштабные ионосферные возмущения, вызываемые удаленными землетрясениями, и мощные мезосферные электрические поля / А. М. Гоков, С. И. Мартыненко, В. Т. Розуменко, О. Ф. Тырнов // Радиотехника : Всеукр. межвед. научно-техн. сб. – 2002. – Вып. 128. – С. 206–209.

50. Гоков А. М. Некоторые аспекты атмосферного электричества мегаполисов и атмосферно-ионосферного электрического взаимодействия / А. М. Гоков // Труды 5-й Российской конф. по атмосферному электричеству. – Владимир: “Транзит ИКС”, 2003. – Т. 2. – С. 154–156.

51. Гоков А. М. О некоторых электрических характеристиках атмосферы в районах крупных пожаров и атмосферно-ионосферном электри-

ческом взаимодействии / А. М. Гоков // Труды 5-й Российской конференции по атмосферному электричеству. – Владимир : Транзит ИКС, 2003. – Т. 2. – С. 156–158.

52. 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.

53. 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.

54. 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.

55. 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.

56. Гоков А. М. Экспериментальные исследования методом частичных отражений отклика среднеширотной D-области ионосферы на удаленные старты и полеты космических аппаратов / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Геомагнетизм и аэрномия. – 2006. – Т. 46. – № 5. – С. 690–697.

57. 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.

58. 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.

59. 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 аэрномия. – 2008. – Т. 48. – № 2. – С. 241–249.

60. Гоков О. М. Збурення в низькотемпературній плазмі середньоширокої нижньої іоносфери, обумовлені природними джерелами : монографія / О. М. Гоков. – Харків. : Вид. ХНЕУ, 2010. – 176 с.

61. Гоков А. М. О некоторых электрических характеристиках атмосферы в районах крупных пожаров и атмосферно-ионосферном взаимодействии / А. М. Гоков // Сб. научных трудов: Материалы VIII Международной научной конференции «Наука и образование». Кемеровский государственный университет. Беловский институт. – Белово : Беловский полиграфист, 2010. – Ч. 2. – С. 168–171.

62. Гоков А. М. О возможности генерации низкочастотных вистлеров в нижней ионосфере в периоды возмущений различной природы / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Материалы 21-й Международной Крымской конференции КрыМиКо-2011 «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии». – Севастополь : Вебер, 2011. – С. 1083–1084.

63. Гоков А. М. Исследование отклика среднеширотной D-области ионосферы на прохождение мощного атмосферного фронта / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // Материалы 22-й Международной Крымской конференции КрыМиКо-2012 «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии». – Севастополь : Вебер, 2012. – С. 1047–1048.

64. Гоков О. М. Дослідження особливостей незбуреної середньоширокої D-області іоносфери : монографія / О. М. Гоков. – Харків. : Вид. ХНЕУ, 2013. – 161 с.

65. Гоков А. М. Исследование отклика среднеширотной нижней ионосферы на потоки метеоров / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // 23-я Международная Крымская конференция «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии» (КрыМиКо'2013). Севастополь, 9–13 сентября 2013 г. : Материалы конф. в 2 т. – Севастополь : Вебер, 2013. – Т. 2. – С. 1122–1123.

66. Гоков А. М. Отклик среднеширотной D-области ионосферы на природные явления : монография. / А. М. Гоков. – Издатель: LAP LAMBERT Academic Publishing. Saarbrucken. 2014. 300 с. ISBN: 978-3-659-62182-6.

67. Гоков А. М. Экспериментальное исследование реакции среднеширотной D-области ионосферы на прохождение атмосферного фронта. XXIV Всероссийская научная конференция "Распространение радиоволн", Иркутск, 29 июня – 5 июля 2014 г., Труды конференции. Т. 1. 2014. – С. 124–127.

68. Гоков А. М. О возможности генерации низкочастотных вистлеров инфразвуком в нижней ионосфере в периоды прохождения мощного атмосферного фронта / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // 25-я Международная Крымская конференция «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии» (КрыМиКо'2015). Севастополь, 6—12 сентября 2015 г. : Материалы конф. в 2 т. – Севастополь: Вебер, 2015. – Т. 2. С. 1108–1109.

69. Гоков А. М. Экспериментальные исследования отклика среднеширотной D-области на прохождение солнечного терминатора / А. М. Гоков, О. Ф. Тырнов // 25-я Международная Крымская конференция «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии» (КрыМиКо'2015). Севастополь, 6—12 сентября 2015 г. : Материалы конф. в 2 т. – Севастополь: Вебер, 2015. – Т. 2. – С. 1096–1097.

70. Госсард Э. Э. Волны в атмосфере / Э. Э. Госсард, У. Х. Хук. – Пер. с англ. – Москва : Мир, 1978. – 532 с.

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

72. 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.

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

74. Гостинцев Ю. А. О механизме генерации инфразвуковых волн в атмосфере большими пожарами / Ю. А. Гостинцев, Е. А. Иванов, С. В. Анисимов // ДАН. – 1985. – Т. 283, № 3. – С. 573–576.

75. Гохберг М. Б. Оперативные электромагнитные предвестники землетрясений / М. Б. Гохберг, В. А. Моргунов, Е. А. Герасимович – Москва : Наука, 1985. – 116 с.

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

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

78. Григорян О. Р. Промышленная деятельность человека как возможная причина высыпания электронов из радиационных поясов Земли / О. Р. Григорян, С. Н. Кузнецов // Низкочастот. излуч. в ионосфере и магнитосфере Земли. – Апатиты: КФ АН СССР, 1981. – С. 77–80.

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

80. Гуфельд И. Л. Предвестники сильных землетрясений в нижней ионосфере: экологические аспекты проблемы / И. Л. Гуфельд, Г. А. Гусев, О. В. Козырева // Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений. Вып. 1. – Москва : ИФЗ РАН, 1993. – С. 94–100.

81. Данилов А. Д. Эмпирическая модель области D. Принципы построения и банк данных / А. Д. Данилов, С. Ю. Ледомская // Труды ИЭМ. – 1983. – Вып. 13(102). – С. 28–51.

82. Данилов А. Д. Метеорологические эффекты в ионосфере / А. Д. Данилов, Э. С. Казимировский, Г. В. Вергасова – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 271 с.

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

84. Иванов В. А. Исследование D-области ионосферы методом частичных отражений / В. А. Иванов. – Москва : В ВИНТИ, 1985. – № 8349-B85.– 196 с.

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

86. Исаев Н.В Возмущение электрического поля в ионосфере морскими штормами и тайфунами / Н. В. Исаев, В. М. Сорокин, В. М. Чмырев // Космические исследования. – 2002. – 40, № 6. – С. 591–597.

87. Исаев Н.В. Электрические поля в ионосфере, связанные с морскими штормами и тайфунами / Н. В.Исаев, В. М. Сорокин, В. М. Чмырев // Геомагнетизм и аэрномия. – 2002. – Т. 42, № 5. – С. 670–675.

88. Казимировский Э. С. Эффекты гроз в ионосферных процессах (обзор) / Э. С. Казимировский // Исследования по геомагнетизму, аэрномии и физике Солнца.– М.: Наука, 1983.– № 66. – С. 170–192.

89. 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.

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

91. 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 аэрномия. – 1977. – 17, № 5. – С. 854–861.

92. Копнин С. И. Пылевые звуковые солитоны в плазме запыленной ионосферы Земли / Копнин С. И., И. Н. Косарев, С. И. Попель // Физика плазмы. 2005. – Т. 31, № 2. – С. 224–232.

93. Копнин С. И. Модуляционное возбуждение низкочастотных пылевых звуковых колебаний в нижней ионосфере / С. И. Копнин, С. И. Попель, Ю. Минг // Физика плазмы. 2007. – Т. 33, № 4. С. 323–336.

94. Копнин С. И. Генерация инфразвуковых колебаний низкочастотными пылевыми звуковыми возмущениями в нижней ионосфере Земли / С. И., Копнин, С. И. Попель // Физика плазмы. – 2008. – Т. 34, № 6. – С. 517–526.

95. Копнин С. И. Пылевые звуковые возмущения в запылённой ионосферной плазме и их проявления : дис. ... канд. физ.-мат. наук / С. И. Копнин. Москва, 2008. – 119 с.

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

97. Красногорская Н. В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения / Н. В. Красногорская. – Москва : Гидрометеиздат, 1972. – 323 с.

98. Куницын В. Е. Моделирование распространения акустико-гравитационных волн в атмосфере для различных поверхностных источников / В. Е. Куницын, С. Н. Сураев, Р. Р. Ахмедов // Вестник Моск. ун-та. Серия 3. Физика. Астрономия. – 2007. – № 2. – С. 59–63.

99. 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 аэрономия. – 1976. – 16, № 6. – С. 1018–1025.

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

101. Ляцкий В. Б. Магнитосферно–ионосферное взаимодействие / В. Б. Ляцкий, Ю. П. Мальцев. – Москва : Наука, 1983. – 192 с.

102. Мак-Ивен М. Химия атмосферы / М. Мак-Ивен, Л. Филлипс: пер. с англ. – Москва : Мир, 1978. – 375 с.

103. Моисеев В. Г. Воздействие солнечных вспышек на электрические параметры атмосферы / В. Г. Моисеев, Н. Н. Мурзаева, Н. Г. Скрябин // Геомагнетизм и аэрономия. – 1993. – Т. 33, № 2. – С. 113–119.

104. Митра А. Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли / А. Митра ; пер. с англ. – Москва : Мир, 1997. – 370 с.

105. Молчанов О. А. Низкочастотные волны и индуцированные излучения в околоземной плазме / О. А. Молчанов – Москва : Наука, 1985. – 224 с.

106. Мусатенко С.И. Пылевая плазма в среднеширотной ионосфере в периоды метеорных потоков / С. И. Мусатенко, Ю. С. Мусатенко, Е. В. Курочка // Геомагнетизм и аэрономия. 2006. – Т. 46, № 2. – С. 182–192.

107. Непреднамеренные воздействия на климат / под ред. М. И. Будыко. – Ленинград : Гидрометеоиздат, 1974. – 260 с.

108. Николаенко А. П. О нагреве электронов нижней ионосферы электромагнитным излучением возвратных грозовых разрядов / А. П. Николаенко // Геомагнетизм и аэрономия. – 1976. – Т. 16, № 2. – С. 260–264.

109. 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.

110. Павлов В. А. Электромагнитные предвестники землетрясений / В. А. Павлов // Геомагнетизм и аэрономия. – 1986. – Т. 26, № 5. – С. 807–815.

111. Пахомов С. В. О сезонном ходе электронной концентрации среднеширотной D-области ионосферы / С. В. Пахомов, А. К. Князев // Геомагнетизм и аэрономия. – 1985. – Т. 25, № 5. – С. 750–754.

112. Последствия ядерной войны. Физические и атмосферные эффекты / Б. Питток, Т. Акермен, П. Крутцен и др. ; пер. с англ. – Москва : Мир, 1988. – 392 с.

113. Поляков С. В. О генерации электрических полей в верхней атмосфере / С. В. Поляков, В. О. Рапопорт, В. Ю. Трахтенгерц // Геомагнетизм и аэрономия. – 1990. – Т. 30, № 5. – С. 869–871.

114. 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.

115. Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений. Вып.1 / Под ред. Г. А. Соболева. – Москва : ИФЗ РАН, 1993. – 192 с.

116. Похотелов О. А. Модификация ионосферы во время военных действий в зоне Персидского залива / О. А. Похотелов, В. А. Липеровский, Ю. П. Фомичев // Докл. АН. – 1991. – Т. 321, № 6. – С. 1168–1172.

117. Пулинец С. А. Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы / С. А. Пулинец, В. В. Хегай, К. А. Боярчук // УФН. – 1998. – Т. 168, № 5. – С. 1022–1029.

118. Ременец Г. Ф. Отражательные свойства нижней полярной ионосферы, особенности возбуждения и распространения СДВ в высоких широтах / Г. Ф. Ременец, М. И. Белоглазов // Известия вузов. Радиофизика. – 1985. – Т. 28, № 12. – С. 1491–1504.

119. Рытов С. М. Введение в статистическую радиофизику. Ч.2. Случайные поля / С. М. Рытов, Ю. А. Кравцов, В. И. Татарский. – Москва: Наука, 1978. – 464 с.

120. 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.

121. Свиркунов П. Н. Диффузионный механизм формирования электрического поля в приземном слое атмосферы / П. Н. Свиркунов // Тр. ИЭМ. – 1987. – Вып. 44, № 131. – С. 3–8.

122. Синельников В. М. Структура N(h)-профилей зимней нижней ионосферы по измерениям на метеоракетах методом когерентных час-

тот в период МАП / В. М. Синельников // Ионосферные исследования. – 1989. – № 47. – С. 120–136.

123. Смирнова Н. В. Модели электронной концентрации в D-области ионосферы / Н. В. Смирнова, О. Ф. Оглоблина, А. Власков. – Апатиты : Препринт ПГИ-84-08-36. Кольский филиал АН СССР. – 1984. – 32 с.

124. Смирнова Н. В. Эффекты солнечной активности в области D ионосферы / Н. В. Смирнова, А. Д. Данилов // Геомагнетизм и аэронавигация. – 1998. – Т. 38, № 3. – С. 92–101.

125. Смирнов В. В. Ионизация в тропосфере / В. В. Смирнов. – Санкт-Петербург : Гидрометеиздат, 1992. – 312 с.

126. Соловьев А. В. Исследования инфразвуковых колебаний давления при маломасштабных пожарах / А. В. Соловьев, Е. Д. Тельпуховский // Изв. вузов. Физика. – 2001. – № 1. – С. 91–93.

127. Сомсиков В. М. Солнечный терминатор и динамика атмосферы / В. М. Сомсиков. – Алма-Ата : Наука, 1983. – 192 с.

128. Сомсиков В. М. Волны в атмосфере, обусловленные солнечным терминатором (обзор) / В. М. Сомсиков // Геомагнетизм и аэронавигация. – 1991. – Т. 31, №1. – С. 1–12.

129. Сомсиков В. М. О генерации турбулентности атмосферы солнечным терминатором / В. М. Сомсиков // Геомагнетизм и аэронавигация. – 1992. – Т. 32, №3. – С. 55–59.

130. Сорокин В. М. Электродинамическая модель ионосферных предвестников землетрясений и некоторых видов катастроф / В. М. Сорокин, В. М. Чмырев // Геомагнетизм и аэронавигация. – 2002. – Т. 42, № 6. – С. 821–830.

131. Татарский В. И. Распространение волн в турбулентной атмосфере / В. И. Татарский. – Москва : Наука, 1967. – 548 с.

132. Тептин Г. М. Неоднородная структура нижней ионосферы и распространение радиоволн / Г. М. Тептин, Ю. М. Стенин – Казань: изд-во Казанского ун-та, 1989. – 97 с.

133. Фетт В. Атмосферная пыль / В. Фетт. – Москва : Иностранная литература, 1961. – 336 с.

134. Физика космоса. Маленькая энциклопедия. – Москва : Сов. Энциклопедия, 1986. – 783 с.

135. Фукс И. М. Аномалии СДВ-сигнала как отклик на процессы в приземной атмосфере / И. М. Фукс, Р. С. Шубова // Геомагнетизм и аэронавигация. – 1994. – Т. 34, № 2. – С. 130–136.

136. Цирс Г. П. Крупномасштабные (не менее 100 км) эффекты в ионосфере, стимулированные мощным радиоизлучением / Г. П. Цирс // Геомagnetизм и аэрономия. – 1982. – Т. 22, № 5, – С. 814–818.
137. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество / Дж. А. Чалмерс – Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. – 420 с.
138. 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.
139. 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.
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. 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.
142. 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.
143. Черногор Л. Ф. Современная наука о природе. Интегрирующий курс естествознания: учебное пособие / Л. Ф. Черногор – Харьков, 1998. – 240 с.
144. Черногор Л. Ф. Глобальные эффекты при локальном энерговыделении в Геосфере / Л. Ф. Черногор // Сб. докл. Всес. конф. по нетрадиционным идеям о природе и ее явлениях. Т. 2. Гомель. – 1990. – С. 86–94.
145. 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.
146. 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.

147. Черногор Л. Ф. Высыпание электронов из магнитосферы стимулированное затмением Солнца / Л. Ф. Черногор // Радиофизика и радиоастрономия. – 2000. – Т. 5, № 4. – С. 371–375.
148. Черногор Л. Ф. Тропический циклон как элемент системы Земля – атмосфера – ионосфера – магнитосфера / Л. Ф. Черногор // Космічна наука і технологія, 2006, т. 12, № 2/3, с. 16–26.
149. Aikin A. C. A Van de Graaf source mechanism for middle atmospheric vertical electric fields / A. C. Aikin, N. C. Maynard // J. Atmos. Terr. Phys. – 1990. – V.52. – Pp. 695–705.
150. Akasofu S. I. Auroral effects on power transmission line systems / S. I. Akasofu, J. D. Aspnes // Nature. – 1982. – V. 295, – № 5845. – Pp. 136–137.
151. Atmospheric and ionospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes / Ed. by M. Hayakava. – Tokyo : TERRAPUB, 1999. – 996 p.
152. Belrose J. S. Eclipse Supplement / J. S. Belrose, L. R. Bodé , R. Bunker, D. B. Ross // Nature. – 1970. – V. 226. – Pp. 1102–1104.
153. 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, № 4. – Pp. 567–596.
154. Belrose J. S. D-region measurements with the differential–absorption, differential–phase partial–reflection experiments / J. S. Belrose, M. J. Burke, T. N. R. Coyne et al. // J. Geophys. Res. – 1972. – V. 77(25). – Pp. 4829–4838.
155. Bering E. A. The global electric circuit / E. A. Bering, A. A. Few, J. R. Benbrook // Phys. Today. – 1998. – Oct. – Pp. 24–30.
156. 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. – Pp. 691–696.
157. Bliokh P. V. Schumann resonances in the Earth ionosphere cavity / P. V. Bliokh, A. P. Nikolaenko, Yu. F. Filippov. – London : Peter Peregrinus Ltd., 1980. – 168 p.
158. Buonsanto M. J. Ionospheric Storms – A review / M. J. Buonsanto // Space Science Reviews. – 1999. – V. 88. – Pp. 563–601.
159. Chernogor L. F. Flux parameters of energetic particles affecting the middle latitude lower ionosphere / L. F. Chernogor, K. P. Garmash, V. T. Ro-

zumenko // Радиофизика и радиоастрономия. – 1998. – Т. 3, №2. – С. 191–197.

160. Chernogor L. F. On the possibility of energetic particle precipitation from the magnetosphere into the middle latitude ionosphere / L. F. Chernogor, K. P. Garmash, V. T. Rozumenko// *Annales Geophysicae*. Part III. Space and Planetary Sciences. – 1998. – Supplement I to V. 16. – P. 839.

161. Cho J. Y. N. CUPRI observations of PMSE during Salvo C of NLC–91: Evidence of both partial reflection and turbulent scatter / J. Y. N. Cho, W. E. Swartz, M. C. Kelley // *Geophys. Res. Lett.* – 1993. – V. 20, № 20. – Pp. 2291–2294.

162. Coupling, energetic and dynamics of atmospheric regions: CEDAR (Phase III). Executive summary. – Bolder, CO : Philip Tobias Enterprises, 1996. – 40 p.

163. 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. – Pp. 57–69.

164. Davies K. *Ionospheric Radio* / K. Davies. – London : Peter Peregrinus Ltd, 1970.– 255 с.

165. Davies K. *Ionospheric radio* / K. Davies. – London : Peter Peregrinus Ltd., 1990. – 580 p.

166. Dowden R. L. Comment on "VLF signatures of ionospheric disturbances associated with sprites" by Inan et al. / R. L. Dowden // *Geophys. Res. Lett.* – 1996. – V. 23, № 23. – Pp. 3421–3422.

167. *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction* / Ed. by M. Hayakawa and Y. Fujinawa. – Tokyo : TERRAPUB, 1994. – 677 p.

168. Fraser-Smith A. C. A weekend increase in geomagnetic activity / A. C. Fraser-Smith // *J. Geophys. Res.* – 1979. – V. A84, № 5. – Pp. 2089–2096.

169. Gokov A. M. Electron collision frequency changes and electric field measurements in the ionospheric D-region / A. M. Gokov, S. I. Martynenko // *USNC/URSI Radio Science Meeting (July 21 – 26, 1996, Baltimore, USA)*. – Baltimore, Maryland : IEEE, 1996 – P. 415.

170. Gokov A. M. Application of Partial Reflections Technique to Studying the Response of Lower Ionosphere to Strong Distant Earthquakes / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // *Telecommunications and Radio Engineering*. – 1997. – V. 51. – № 4. – Pp. 92–97.

171. 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. – Pp. 6–12.

172. 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. – Pp. 1–6.

173. 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. – Pp. 63–73.

174. Gokov A. M. To a question of modeling HF and VHF radio waves propagating in the middle latitude lower ionosphere / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Journal of Atmos. Electricity. – 2001. – V. 21. – № 2. – Pp. 79–86.

175. 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. – Pp. 123–135.

176. 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. – Pp. 110–122.

177. Gokov A. M. Some Features of Lower Ionosphere Dynamics Caused by the Morning Solar Terminator / A. M. Gokov, O. F. Tyrnov // Journal of Atmospheric Electricity. – 2002. – V. 22. – № 1. – Pp. 13–21.

178. Gokov A. M. 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. – Pp. 136 – 140.

179. Gokov A. M. Development of the Method of Determining of the Electron Molecule Collision Frequencies in the Ionospheric D-region by Partial Reflection Technique / A. M. Gokov // Telecommunications and Radio Engineering. – 2003. – V. 59. – № 3&4. – Pp. 139–144.

180. 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 Atmospheric Electricity. – 2003. – V. 23. – № 1. – Pp. 21–29.

181. 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. – № 3&4. – Pp. 114–134.

182. 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. – Pp. 159–172.

183. 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. – Pp. 145–158.

184. 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. – Pp. 983–998 .

185. Gokov A. M. Middle Latitude Ionospheric D-region Responses to Distant 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. – Pp. 434–450.

186. 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. – Pp. 63–74.

187. Gokov A. M. Experimental Study of the Response of the Midlatitude Ionospheric D-region to the Solar Eclipse of March 29, 2006 / A. M. Gokov, A. I. Gritchin, O. F. Tyrnov // Geomagnetism and Aeronomy. – 2008. – V. 48. – № 2. – Pp. 232–239.

188. Gokov A. M. Investigations of the response of mid-latitude ionospheric D-region to power atmospheric front passage // A. M. Gokov, O. F. Tyrnov / Telecommunications and Radio Engineering, 2014. Volume 73, Number 12. Pp. 1117 – 1123.

189. Gokov A. M. Studying the possibility of low frequency whistlers generation by infrasound in the lower ionosphere during the periods of powerful atmospheric front passage // Telecommunications and Radio Engineering. 2015. – V. 74. No 16. – Pp. 1473–1482.

190. Gokov A. M. Investigation of middle latitude lower ionosphere response to meteor showers // *Telecommunications and Radio Engineering*. 2015. – V. 74. No 9. – Pp. 841-849.
191. Gokov A. M. Electron density variations in middle-latitude ionospheric D-region during the geomagnetic storm of november 7–11th, 2004 due to sunrise terminator // *Telecommunications and Radio Engineering*. 2016. – V. 75. No 9. – Pp. 845–855.
192. Goldberg R. A. 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. – Pp. 293–300.
193. Goldberg R. A. Middle atmospheric electrodynamics during MAP / R. A. Goldberg // *Adv. Space Res.* – 1990. – V. 10, № 10. – Pp. 209–217.
194. 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.
195. Hargreaves J. K. *The Solar-Terrestrial environment* / J. K. Hargreaves. – Cambridge: University Press, 1992. – 420 p.
196. Hata M. ELF horizontal magnetic flux precursor of the moderate M5.8 Yamanashi'96 Inland earthquake – A general approach to electromagnetic wave precursor / M. Hata, X. Tian, I. Takumi, S. Yabashi // *J. Atmos. Electricity*. – 1996. – V.16, № 3. – Pp. 199–220.
197. Haug A. Observations of Unusually Strong Partial Reflections in the Auroral D–region During an absorption event / A. Haug, E. V. Thrane, K. Bjorna et. al. // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1977. – V. 39, №. 8. – Pp. 1333–1340.
198. Hayakawa M. Ultra-low-frequency signatures of the Guam earthquake on 8 August 1993 / M. Hayakawa, R. Kawate, O. A. Molchanov // *J. Atmos. Electricity*. – 1996. – V. 16, № 3. – Pp. 193–198.
199. Hines C. O. Internal Atmos. gravity waves at ionospheric heights / C. O. Hines // *Can. J. Phys.* – 1960. – V. 38. – Pp. 1441–1481.
200. Hocke K. A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982-1995 / K. Hocke, K. Schlegel // *Ann. Geophys.* – 1996. – V. 14. – P. 917–940.
201. Inan U. S. VLF-heating of the lower ionosphere / U. S. Inan // *Geophys. Res. Lett.* – 1990. – V. 17. – Pp. 729–734.
202. 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. – Pp. 705–711.

203. 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. – Pp. 3293–3297.
204. Kalashnikova O. Meteoric Smoke Production in the Atmosphere / O. Kalashnikova, M. Horanyi, G. E. Thomas // *Geophysical Research Letters*. 2000. – V. 27, No. 20. – P. 3293–3296.
205. Kelley M. C. Large amplitude middle atmospheric electric fields: fact or fiction ? / M. C. Kelley, C. L. Siefring, R. F. Pfaff // *Geophys. Res. Lett.* – 1983. – V. 10, № 8. – Pp. 733–736.
206. Kelley M. C. The Earth's ionosphere: Plasma physics and electrodynamics / M. C. Kelley. – San Diego, Calif. : Academic Press Inc., 1989. – 487 p.
207. Kopnin S.I. Localized Structures of Nanosize Charged Dust Grains in Earth's Middle Atmosphere // S. I. Kopnin, I. N. Kosarev, S. I. Popel / *Planetary and Space Science*. – 2004. – V. 52. – P. 1187–1194.
208. Lastovicka J. Effects of Geomagnetic Storms in the Lower Ionosphere. Middle Atmosphere and Troposphere / J. Lastovicka // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1996. – V. 58. – Pp. 831–843.
209. Martynenko S. I. On the electrical coupling between the troposphere and the mesosphere / S. I. Martynenko, S. F. Clifford // *International Journal of Geomagnetism and Aeronomy, GI*. – 2007. – V. 6. – Pp. 1–6.
210. Matsumoto T. ULF-bands electric field changes related to the seismic swarm / T. Matsumoto, Y. Fujinawa Y., K. Takahashi // *J. Atmos. Electricity*. – 1996. – V. 16, № 3. – Pp. 175–191.
211. Molchanov O. A. Generation of ULF electromagnetic emissions by microfracturing / O. A. Molchanov, M. Hayakawa // *Geophys. Res. Lett.* – 1995. – V. 22, № 22. – Pp. 3091–3094.
212. Muhleisen K. The global circuits and its parameters / K. Muhleisen // *Proc. 5-th Intern. Conf. on Atmos. Electr. Parmstadt*. – 1977. – Pp. 467–476.
213. 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. – Pp. 5–10.
214. 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. – Pp. 6623–6633.

215. Park C. G. Sunday decreases in magnetospheric VLF wave activity / C. G. Park, T. R. Miller // *J. Geophys. Res.* – 1979. – V. A84, № 3. – Pp. 943–950.
216. Pulinets S. A. Strong earthquakes prediction possibility with the help of topside sounding from satellites / S. A. Pulinets // *Adv. Space Res.* – 1998. – V. 21, № 3. – Pp. 455–458.
217. Rapoport V. O. Feasibility study of ionospheric perturbations triggered by monochromatic infrasonic waves emitted with a ground-based experiment / V. O. Rapoport, P. A. Bespalov, N. A. Mittyakov // *J. Atmos. and Solar Terrestrial Physics.* – 2004. – V. 66. – Pp. 1011–1017.
218. Rawer K. Wave propagation in the ionosphere / K. Rawer. – London : Kluwer Acad. Publ., 1993. – 424 p.
219. Rodger C. J. Red sprites, upward lightning, and VLF perturbations / C. J. Rodger // *Reviews of Geophysics.* – 1999. – V. 37, № 3. – Pp. 317–336.
220. 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. – Pp. 199–208.
221. Rycroft M. J. The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change / M. J. Rycroft, S. Israelsson, C. Price // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2000. – V. 62. – Pp. 1563–1576.
222. Rycroft M. J. Electrical processes coupling the atmosphere and ionosphere: An overview / M. J. Rycroft // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2006. – V. 68. – Pp. 445–456.
223. Sarah L. Radio waves might safeguard the ozone layer / L. Sarah // *New Sci.* – 1989. – V. 123, № 1682. – P. 31.
224. Shunk R. W. Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry / R. W. Shunk, A. F. Nagy. – Cambridge : University Press, 2000. – 554 p.
225. Slegel K. Partial reflection results in the auroral D-region explained in terms of acoustic waves / K. Slegel, E. V. Thrane, A. Brekke // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1980. – V. 42. – № 2. – Pp. 809–814.
226. Special Eclipse Issue (The eclipse of 7 March 1970). – *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1972. – V34. – Pp. 559–739.
227. The Radiophysical Observatory for remote sounding of the ionosphere / O. F. Tyrnov, K. P. Garmash, A. M. Gokov et al. // *Turkish J. Phys.* – 1994. – V. 18. – № 11. – Pp. 1260–1265.

228. Varotsos P. Basic principles for evaluating an earthquake prediction method / P. Varotsos, K. Eftaxias, F. Vallianatos // *Geophys. Res. Lett.* – 1996. – V. 23, № 11. – Pp. 1295–1298.

229. Volland H. Atmospheric electrodynamics / H. Volland. – Berlin : Springer–Verlag, 1984. – 205 p.

230. Yamada T. On the increase of electromagnetic noises before and after the 1995 Hyogo Nanbu earthquake / T. Yamada, K. Oike // *Atmospheric and ionospheric phenomena associated with earthquakes.* – Tokyo : TERRAPUB, 1999. – Pp. 417–427.

231. Yanagihara K. Magnetic field disturbance produced by electric railway / K. Yanagihara // *Geophys. Mag.* – 1977. – V. 38, № 1. – Pp. 17–35.

232. Zadorozhny A. M. Effects of geomagnetic activity on the mesospheric electric fields / A. M. Zadorozhny, A. A. Tyutin // *Ann. Geophys.* – 1998. – V. 16. – Pp. 1544–1551.

Предметний покажчик

Атмосфера, 13, 19, 34, 38, 43

Атмосферна електрика, 37,

- турбулентність, 87
- електрична макросистема, 3

Атмосферні фронти, 4, 18, 80

Атмосферно-іоносферна електрична взаємодія, 80

Акустичні ефекти внаслідок пожеж, 85

Варіації іоносферних параметрів, 16

Вертикальна складова електричного поля, 83

Верхня атмосфера, 12

Виверження вулканів, 41, 42, 68, 77, 79

Висотно-часові залежності середніх амплітуд суміші ЧВ сигналу і радіошуму, 51, 52

- амплітуд ЧВ сигналу, 51, 53
- амплітуд шуму, 51, 52

Власні частоти атмосфери, 32

Викиди в атмосферу продуктів горіння, 87

Випромінювання акустичне, 32, 89

- атмосфериків, 40
- високовольтних ліній електропередач, 24
- газотеплове, 91
- галактичне космічне, 15
- грозових розрядів, 41

• низькочастотне електромагнітне, 33

- рентгенівське, 20
- Сонця, 19, 20, 90
- сонячного спалаху, 24
- ЛЕП, 103
- хвильове, 91, 99

шумове електромагнітне, 32

Висипання високоенергійних частинок, 21, 24

- протонів, 23

Гірочастота електронів, 8, 69

- іонів, 69

Глобальний атмосферний електричний ланцюг, 85

Грози, 3, 15, 24, 40, 42, 68, 70, 72, 81

Грозова активність, 14, 38

Димовий шлейф, 82

Динамічні процеси, 3, 28

Джерела збурень атмосфери, 24, 68, 74

- атмосферної електрики, 90
- іоносферні, 15
- магнітосферні, 15
- мезосферне, 86
- первинне, 88, 89
- потужних нестационарних електромагнітних полів, 90
- сейсмічні, 84, 96
- теплові, 29
- штучних збурень, 19

- електромагнітного випромінювання, 96
 - тепло-пилові, 103
 - хімічні, 103
 - атмосферної електрики в мегаполісах, 90
- Екологічні ефекти, 80, 81, 87**
- в мегаполісі, 98
 - великих пожеж, 87
- Енергія атмосферних процесів, 26**
- від Сонця, 20
 - вторинних процесів, 88
 - збуреного сонячного вітру, 21
 - землетрусу, 36
 - кінетична, 103
 - пожежі, 32
 - протонів, 21
 - теплового джерела, 26, 29
- Електромагнітні поля, 40**
- низькочастотні, 40
 - дуженизькочастотні, 40
- Електромагнітні випромінювання, 15, 38**
- Електричне поле атмосферне, 31, 39**
- мегаполіса, 81, 101, 104, 108
 - мезосферне, 14
 - між атмосферою і поверхнею Землі, 40
 - пожежі, 89, 105, 108
 - приземної атмосфери, 41, 80
 - тропосферне, 38
- Електропровідність атмосфери, 39, 90**
- Електрична провідність повітря, 94**
- Електросфера, 12**
- Електрорушійна сила, 14**
- ЗАІМ, 13, 19, 34**
- Забруднення атмосфери, 91**
- Затемнення Сонця, 28, 30**
- Збурення атмосферного електричного поля, 5**
- атмосферне, 67
 - вертикального електростатичного поля, 84, 89, 96, 105
 - глобального електричного ланцюга, 85, 89, 96, 97, 104
 - електромагнітного фону, 41
 - електричних і магнітних полів, 69, 79
 - іоносферні, 3, 16, 26
 - первинні, 35
 - вторинні, 35
 - звукові, 54, 56
 - плазмових параметрів, 35
 - природні, 54
 - тропосферне, 66, 77
 - хвильові, 26, 31
- Затемнення Сонця, 28, 30**
- Збурення температури, 86**
- ефективної частоти зіткнень електронів, 86
- Інфразвукова хвиля, 76**
- Іоносфера, 12, 14, 17, 19, 21, 34, 37, 44, 79, 89, 95, 105, 107, 108**
- Іоносферні збурення, 3, 16, 24, 86, 90**

Концентрація аерозолів, 93

- аероіонів, 40
- електронів, 13, 20, 66
- заряджених частинок, 16
- позитивних іонів, 42
- негативних іонів, 62
- радіо засобів, 103

Коефіцієнти дифузії, 93

- використання в генераторі аерозолю, 82
- взаємної кореляції компонент ЧВ, 47
- підсилення по потужності, 50
- рекомбінації іонів, 93
- турбулентної дифузії, 94
- молекулярної дифузії, 94

Космічна погода, 38

Магнітні бури, 21

Магнітосфера, 34, 39, 42, 43, 79, 107

Мегаполіс, 4, 81, 90, 91, 103, 104

Мезосфера, 12

Мезосферні електричні поля, 14, 15

Метод часткових відбиттів, 23, 45, 48, 54

- доплерівського зондування, 54

Модель атмосферно-іоносферної взаємодії, 80, 81

- тропосферно-мезосферного електричного ланцюга, 86

Напруженість електричного поля, 15, 39, 40, 80, 84, 94, 96, 104

Опір, 86

- струму розрядки глобального конденсатора, 86
- навантаження мезосферного джерела струму, 86
- локальний опір R_m мезосферного джерела, 86
- зовнішній опір глобального шару атмосфери між поверхнею Землі й нижньою границею іоносфери, 86

Параметри іоносфери, 34

Пожежі, 4, 18, 30, 32, 33, 40, 42, 79, 82, 85, 87, 89, 90, 105, 108

Потужні землетруси, 34

Природні джерела збурень, 3, 13, 16, 134

Прискорення вільного падіння, 33, 36, 70

Провідність повітря, 15, 85, 94, 97

Процеси в океані, 18

- в літосфері, 18
- на поверхні Землі, 18

Раптові іоносферні збурення, 24

Регіональні джерела іонізації, 81

Рівняння балансу іонів в атмосфері, 93

- для середньої концентрації димового аерозолю, 82
- розподілу об'ємного заряду аерозолю, 83

Середній потік тепла, 31

- потужності, 31
- Спалахи сонячні, 4, 22, 24, 26
- рентгенівські, 22, 24
- оптичні, 22, 23

Сонячний термінатор 24, 25, 26

Старти ракет, 18, 24

Стратосфера, 11, 12, 38, 94,

Температура, 11

- нейтральних частинок, 11, 12
- повітря 64

Термінатор, 24, 25, 26, 28

Термосфера, 12

Тропосфера, 11, 38, 94

Тропосферні процеси, 18

Хвиля ударна, 27

- звукова, 56
- інфразвукова, 59, 76
- щільності, 27

Хвильові збурення, 26, 31

- в атмосфері, 31
- час великих пожеж, 31

Циклони, 4, 18, 38, 41, 42, 43, 54, 68,

Частота, 33

- вістлерів, 69, 71
- висилань імпульсів, 47
- коливань ґрунту, 35
- генерації циклонів, 41
- гірчастота, 69
- власні частоти атмосфери,

33

- інфразвукових хвиль, 75, 108

- плазмова, 69, 70
- повторення зонзуючих імпульсів, 51
- зіткнень електронів з нейтралами, 86

Швидкість хімічних реакцій, 21

- вітру, 33, 82, 94, 104
- вертикального підйому, 103
- інфразвуку, 70
- потоків повітря, 87
- переміщення збурення, 66
- переміщення процесу, 65
- руху поверхні Землі, 35
- спостережувана, 57
- світла, 69
- термінатора, 27
- турбулентного потоку, 33

Щільність вертикального електричного струму 94

- повітря, 26, 104
- потоку біля джерела, 104
- розподілу в межах мегаполіса, 100
- струму, 86
- струму "ясної" погоди, 86
- струму розрядки глобального конденсатора, 86

ЗМІСТ

| | |
|---|----|
| Вступ | 3 |
| Список основних позначень | 8 |
| Розділ 1. Характеристика результатів досліджень і відомості про основні джерела збурень | 11 |
| 1.1. Структура нижньої іоносфери та термінологія | 11 |
| 1.2. Основні відомості про природні джерела збурень іоносферної плазми | 16 |
| 1.2.1. Загальні відомості | 17 |
| 1.2.2. Вплив Сонця | 19 |
| 1.2.3. Сонячний термінатор | 25 |
| 1.2.4. Затемнення Сонця | 28 |
| 1.2.5. Пожежі | 30 |
| 1.2.6. Землетруси | 33 |
| 1.2.7. Атмосферна електрика | 37 |
| Висновки за розділом 1 | 43 |
| Розділ 2. Основні відомості про засоби, метод і методики досліджень | 45 |
| 2.1. Відомості про радіотехнічні системи Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна для діагностики параметрів середньоширотної D-області іоносфери | 46 |
| 2.2. Методики вимірювань і оброблення даних | 52 |
| Розділ 3. Дослідження відгуку середньоширотної нижньої іоносфери на потоки метеорів | 54 |
| 3.1. Загальні відомості | 54 |
| 3.2. Основні результати і їх обговорення | 56 |
| Висновки за розділом 3 | 62 |
| Розділ 4. Відгук середньоширотної D-області на проходження потужного атмосферного фронту | 63 |
| 4.1. Експериментальні результати дослідження відгуку середньоширотної D-області іоносфери на проходження потужного атмосферного фронту | 63 |
| 4.2. Дослідження можливості генерації низькочастотних вістлерів інфразвуком у нижній іоносфері в періоди проходження потужного атмосферного фронту в атмосфері Землі | 68 |

| | |
|---|------------|
| 4.2.1. Постановка завдання | 70 |
| 4.2.2. Техніка і методика досліджень | 71 |
| 4.2.3. Результати експериментальних досліджень | 72 |
| Висновки за розділом 4 | 77 |
| Розділ 5. Особливості відгуку середньоширотної D-області | |
| на зміни атмосферної електрики | 78 |
| 5.1. Електричні характеристики атмосфери в районах великих пожеж і атмосферно-іоносферна електрична взаємодія | 79 |
| 5.1.1. Модель атмосферно-іоносферної взаємодії | 81 |
| 5.1.2. Екологічні ефекти | 86 |
| 5.2. Атмосферна електрика мегаполісів і основні аспекти атмосферно-іоносферної електричної взаємодії | 89 |
| 5.2.1. Джерела атмосферної електрики в мегаполісах | 89 |
| 5.2.2. Можливості оцінки змін атмосферної електрики | 91 |
| 5.2.3. Моделі атмосферно-іоносферної електричної взаємодії | 94 |
| 5.2.4. Екологічні аспекти | 96 |
| Висновки за розділом 5 | 104 |
| Висновки | 105 |
| Використана література | 108 |
| Предметний покажчик | 130 |

НАУКОВЕ ВИДАННЯ

Гоков Олександр Михайлович

**ПРОЦЕСИ В АТМОСФЕРІ І
АТМОСФЕРНО-ІОНОСФЕРНА ВЗАЄМОДІЯ**

Монографія

Відповідальний за випуск Новіков Ф. В.
Відповідальний редактор

Редактор Бутенко В. О.
Коректор:

План 2017 р. Поз. № 13-НВ
Підп. до друку Формат 60 X 90 1/16. Папір MultiCopy. Друк Riso.
Ум.-друк. арк. 8,5 Обл.-вид. арк. Тираж прим. Зам. №

*Свідоцтво про внесення до Державного реєстру суб'єктів видавничої справи
Дк № 481 від 13.06.2001 р.*

Видавець і виготовник – видавництво ХНЕУ, 61166, м. Харків, пр. Леніна, 9а