

Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет радіоелектроніки

Факультет Інформаційних радіотехнологій та технічного захисту інформацій

Кафедра Радіотехнологій інформаційно-комунікаційних систем

АТЕСТАЦІЙНА РОБОТА Пояснювальна записка

Рівень вищої освіти другий (магістерський)

ГЮІК.467957.000ПЗ

(позначення документа)

Програмно-методичне забезпечення для розрахунку коефіцієнта готовності каналів зв'язку міліметрового діапазону хвиль

(тема)

Виконав:

студент II курсу, групи РПСКм -19-1

Медведєв О. В.

(прізвище, ініціали)

Спеціальність

172 Телекомунікації та радіотехніка

(код і повна назва спеціальності)

Тип програми

освітньо-професійна

(освітньо-професійна або освітньо-наукова)

Освітня програма

Радіоелектронні пристрої, системи та комплекси

(повна назва освітньої програми)

Керівник доцент Бітченко О.М.

(посада, прізвище, ініціали)

Допускається до захисту

Зав. кафедри РТІКС

(підпис)

Цопа О.І.

(прізвище, ініціали)

2020 р.

Не містить відомостей заборонених для відкритого публікування.

Студент

О.В. Медведєв

Керівник

О.М. Бітченко

ХАРКІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ РАДІОЕЛЕКТРОНІКИ

Факультет Інформаційних радіотехнологій та технічного захисту інформацій

Кафедра Радіотехнологій інформаційно-комунікаційних систем Рівень вищої освіти другий (магістерський) Спеціальність 122 Комп'ютерні науки

Тип програми Освітньо-професійна

Освітня програма Інформаційно-комунікаційні технології

ЗАТВЕРДЖУЮ:

Зав. кафедри _____
(підпис)

« ____ » _____ 2020 р.

ЗАВДАННЯ НА АТЕСТАЦІЙНУ РОБОТУ

студентові МЄДВЄДЄВУ Олексію Володимировичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи **ПРОГРАМНО-МЕТОДИЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ДЛЯ
РОЗРАХУНКУ КОЕФІЦІЄНТА ГОТОВНОСТІ КАНАЛІВ
ЗВ'ЯЗКУ МІЛІМЕТРОВОГО ДІАПАЗОНУ ХВИЛЬ**

затверджена наказом по університету від **2 листопада 2020 р. № 1507Ст**

2. Термін подання студентом проекту (роботи) **12 грудня 2020 р.**

3. Вихідні дані до проекту (роботи):

Визначити розподіл ймовірності перевищення критичних значень вертикального атмосферного ослаблення в Харкові в міліметровому діапазоні хвиль

4. Перелік питань, що потрібно опрацювати в роботі

Реферат. Перелік умовних позначень, символів, одиниць, скорочень і термінів. Вступ. 4.1 Особливості ослаблення міліметрових радіохвиль ясною атмосферою землі. 4.2 Методичне забезпечення радіометрії атмосфери ІТУ. 4.3 Результати досліджень і розрахунків. Висновки. Перелік посилань. Додатки.

5. Перелік графічного матеріалу із зазначенням креслеників, схем, плакатів, комп'ютерних ілюстрацій (п.5 включається до завдання за рішенням випускової кафедри)

Комп'ютерна презентація

6. Консультанти розділів роботи (п.6 включається до завдання за наявності консультантів згідно з наказом, зазначеним у п.1)

Найменування розділу	Консультант (посада, прізвище, ім'я, по-батькові)	Позначка консультанта	
		про виконання розділу підпис	дата
Основна частина	доц. Бітченко Олександр Миколайович		

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№	Назва етапів роботи	Терміни виконання етапів роботи	Примітка
1	Вступ	5.09-10.09	Виконано
2	Особливості ослаблення міліметрових радіохвиль ясною атмосферою землі.	11.09-30.09	Виконано
3	Методичне забезпечення радіометрії атмосфери ІТУ.	1.10-20.10	Виконано
4	Результати досліджень і розрахунків	21.10-11.11	Виконано
5	Перелік умовних позначень, символів, одиниць, скорочень і термінів	12.11-15.11	Виконано
6	Реферат	16.11-17.11	Виконано
7	Висновки	18.11-20.11	Виконано
8	Оформлення пояснювальної записки	20.11-30.11	Виконано
9	Оформлення презентації	1.12-11.12	Виконано
10	Подання роботи на кафедрі	12.12.2019	Виконано

Дата видачі завдання **4 вересня 2020 р**

Студент _____
(підпис)

Керівник роботи _____
(підпис)

доц. Бітченко О.М.
(посада, прізвище, ініціали)

РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка атестаційної роботи містить 89 сторінок тексту, 24 рисунки, 29 джерел посилання та 3 додатки.

Предмет дослідження - Кумулятивний розподіл повного вертикального ослаблення в атмосфері.

РАДІОМЕТР, ЗОНДУВАННЯ, АТМОСФЕРНЕ ПОГЛИНАННЯ, ПОВНЕ ВЕРТИКАЛЬНЕ ОСЛАБЛЕННЯ, МІЛІМЕТРОВИЙ ДІАПАЗОН

В атестаційній роботі проведено огляд і аналіз різних методів оцінки готовності наземно-космічної лінії зв'язку.

Побудована кумулятивна функція розподілу повного вертикального ослаблення атмосфери і проведено її аналіз стосовно до розв'язуваної проблеми повного вертикального ослаблення.

ABSTRACT

Explanatory note of attestation work: 89 pages, 24 drawings, 29 sources, 3 appendices.

Subject of research - Cumulative distribution of total vertical attenuation in the atmosphere.

RADIOMETER, SENSING, ATMOSPHERIC ABSORPTION, FULL VERTICAL EASE, MILLIMETER RANGE

In the attestation work, a review and analysis of various methods of assessing the readiness of the ground - space communication line were carried out.

The cumulative distribution function of the total vertical attenuation of the atmosphere has been constructed and its analysis has been carried out in relation to the full vertical attenuation problem being solved.

ЗМІСТ

Перелік умовних позначень, символів, одиниць, скорочень і термінів.....	7
Вступ.....	8
1 Особливості ослаблення міліметрових радіохвиль ясною атмосферою землі.....	10
1.1 Огляд методів опису атмосферного поглинання.....	10
1.2 Вплив метеопараметрів на поглинання ММ ДХ в ясній атмосфері.....	12
1.3 Зіставлення моделей атмосферного поглинання з експериментом та між собою.....	15
1.3.1 Зіставлення комбінації моделей Жевакіна-Наумова та Зражевського з експериментом при визначенні висотних профілів ослаблення безхмарної атмосфери.....	16
1.3.2 Зіставлення моделі Лііба з експериментом для нормальних умов атмосфери.....	20
1.3.3 Зіставлення моделей в широкому частотному діапазоні.....	21
1.4 Вибір базової комбінації моделей.....	24
1.4.1 Тестування стандарту атмосфери на території України.....	26
1.4.2 Тестування для умов середніх широт Європи і морського узбережжя.....	27
1.5 Ослаблення в хмарах і дощі.....	32
1.5.1 Розрахунок поглинання в хмарі.....	35
1.5.2 Розрахунок поглинання в дощі.....	36
2 Методичне забезпечення радіометрії атмосфери ІТУ.....	39
2.1 Рекомендації ІТУ про поширення радіохвиль в атмосфері.....	39
2.1.1 Розподіл ослаблення через хмарність на похилих трасах на основі цифрових карт світу.....	40
2.1.2 Ослаблення через хмарність на похилих трасах на основі місцевих даних.....	42

2.1.3 Апроксимація L_{red} за допомогою логарифмічески нормального розподілу.....	43
2.2 Загасання в атмосферних газах.....	44
2.3 Розрахунок готовності ліній зв'язку.....	51
3 Результати досліджень і розрахунків.....	57
3.1 Огляд радіометра 8 мм діапазону.....	57
3.2 Методика розрахунк.....	60
3.3 Кумулятивний розподіл.....	61
Висновки.....	63
Перелік джерел посилання.....	64
Додатки.....	67
Додаток А - Напівемпіричний метод Лііба.....	68
Додаток Б - Копії слайдів.....	80
Додаток В - Відомість атестаційної роботи.....	88

**ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, ОДИНИЦЬ,
СКОРОЧЕНЬ І ТЕРМІНІВ**

М – міліметровий

ДХ – діапазон хвиль

РМ – радіометричний

ДЗ – дистанційне зондування БКМ –

базова комбінація моделей ДН –

діаграма направленності УПЧ –

підсилювач проміжної частоти

ADC – аналого-цифровий перетворювач

ITU - International Telecommunication Union

ВСТУП

Розвиток технологій в області мобільних мереж, інтернету і наземно-космічного зв'язку підвищило попит на високу швидкість передачі даних. Тому в області технології передачі даних акцент змістився на більш високо-частотні мікрохвильові діапазони, аж до частот 100ГГц. Застосування цього щодо нового для широкомасштабно використовуваних комунікаційних додатків діапазону дозволяє забезпечити зростання обсягів і швидкості переданої інформації вище 10 Гбіт / сек при прийнятних рівнях готовності в мережах зв'язку. Вимоги в таких елементах мереж до інтегральних коефіцієнтів готовності досягають 0.01-0.001%. Для робочих частот більше 10 ГГц для виконання цих вимог важлива проблема прогнозування поглинання і розсіювання радіохвиль міліметрового діапазону (ММ ДХ) в дощі і в деяких типах хмар.

[1]. Актуальність вивчення статистичних параметрів повного вертикального ослаблення радіохвиль ММ діапазону різко зросла в світі в останні роки, зокрема, з огляду на розробки перспективних надшвидкісних і інформаційно ємних мереж наземно-космічної та тропосферного зв'язку п'ятого (5G) і наступного покоління.

Метою даної кваліфікаційної роботи магістра є дослідження та побудова кумулятивної функції розподілу ймовірності перевищення критичних значень вертикального атмосферного ослаблення в Харкові в міліметровому діапазоні хвиль.

Для досягнення поставлені мети були сформульовані такі задачі:

- розглянути вплив клімату на ММ ДХ;
- обрати базову комбінацію моделі для обліку мінливості методаних;
- розрахувати готовність лінії зв'язку використовуючи рекомендації ІТУ;
- обрати методику розрахунку повного вертикального ослаблення атмосферою;

- побудувати графіки кумулятивного розподілу повного вертикального ослаблення для частоти 39ГГц.

1 ОСОБЛИВОСТІ ОСЛАБЛЕННЯ МІЛІМЕТРОВИХ РАДІОХВИЛЬ ЯСНОЮ АТМОСФЕРОЮ ЗЕМЛІ

1.1 Огляд методів опису атмосферного поглинання

Повне вертикальне і погонне тропосферне поглинання і випромінювання атмосфери в ММ ДХ при відсутності гідрометеорів практично повністю визначається двокомпонентним молекулярним поглинанням в парах води і в кисню [7-16]. У зв'язку з тим, що поглинання в цих компонентах має резонансний характер, радіояркісна температура атмосфери в ММ ДХ залежить не тільки від розподілу термодинамічної температури – T_0 , тиску – P_0 , и вологості – m ь с висотою, та і від довжини хвилі. Ці функціональні залежності можуть бути отримані за квантово-механічними формулами.

Наприклад, на ММ ДВ високий вміст молекулярного кисню в атмосфері ($\approx 21\%$) призводить до помітного поглинання електромагнітної енергії в смугах поглинання, зосереджених до довжини хвилі $\lambda = 5$ мм, і в ізольованій лінії $\lambda = 2,53$ мм. Для таких станів води, як рідкі, кристалічні або змішані гідрометеори, поглинання по спектру, в загальному випадку, є безперервним в М ДХ. Що стосується водяної пари і вологого повітря, то поглинання по спектру - селективне з великою кількістю «вікон» прозорості між інтенсивними лініями поглинання. Лінії поглинання обумовлені численними обертальними переходами молекули води, що викликає труднощі точного теоретичного розрахунку поглинання водяною парою [7]. Інтенсивність ліній поглинання залежить від температури, тиску і вмісту водяної пари в одиниці об'єму. Вміст парів води в атмосфері залежить від погодних умов, що призводить до його просторової і тимчасової мінливості і до труднощів прогнозування.

Теоретичні розрахунки поглинання водяною парою і молекулярним киснем розвивалися одночасно з експериментальними дослідженнями [17-28]. В даний час в певних припущеннях розроблена квантово-механічна теорія

розрахунку поглинання атмосфери водяною парою, яка враховує велику кількість обертальних переходів молекул, роблячи такі розрахунки досить громіздкими [7, 15, 29]. Перші порівняння теоретичних коефіцієнтів поглинання H_2O з експериментальними значеннями показали перевищення останніх у вікнах прозорості в 3-4 рази, а на деяких довжинах хвиль - ще більше (аномалії поглинання) [7]. Було зроблено безліч спроб усунути зазначену невідповідність уточненням розрахунків (облік димарів пара, уточнення форми молекулярних ліній, облік розширення ліній за рахунок міжмолекулярної взаємодії і ін.), Однак і до теперішнього часу не спостерігається повного збігу строгих теоретичних даних з експериментальними. Перевищення експериментальних даних над теоретичними значеннями у вікнах прозорості все ще зберігається [7].

Для подолання цих невідповідностей були розроблені напівемпіричні і інженерні методи розрахунку коефіцієнтів молекулярного поглинання. Останні 50 років для розрахунків погонного поглинання (λ , dB/km) в «вікнах прозорості» ясною атмосфери, як правило, використовуються саме напівемпіричні моделі. У них підвищення точності опису молекулярного поглинання досягається широким залученням експериментального матеріалу, на основі якого робляться поправки до теоретичних результатів.

Ці підходи мають такі позитивні аспекти, як: тісний зв'язок розрахунків з експериментальними результатами в кожній окремій області спектра, використання обмеженого числа спектральних ліній в розрахунках, а також можливість використання в розрахунках вимірних метеопараметрів атмосфери, що важливо для практичних застосувань.

У зазначених методах суворо враховується невелике число основних квантових переходів, а вплив інших спектральних ліній на коефіцієнт поглинання, а також розбіжності суворої теорії і експерименту враховуються приблизно за допомогою виразів нерезонансного типу, в які вводяться експериментальні поправки. Таким чином, досягається досить точний опис поглинання радіохвиль водяною парою атмосфери.

Опис радіотеплового випромінювання (поглинання і ослаблення) хвиль

ММД в хмарному покриві і дощах може бути проведено за допомогою формул теорії дифракції на сферичних частинках (теорії Мі), використовуючи при цьому для врахування впливу температурно залежних діелектричних властивостей водяних крапель різні модифікації теорії Дебая або формул Рея [36-37]. Однак в силу складності і громіздкості підходу, заснованого на теорії Мі, найбільшого поширення в останні десятиліття отримали наближені методи з використанням напівемпіричних співвідношень. У даній роботі для опису ослаблення в хмарному покриві і дощах ми використовували метод Лімба, що забезпечує в широкому частотному діапазоні хвиль цілком прийнятну для практичних потреб точність розрахунків (від одиниць відсотків на частотах 1-100 ГГц до 20-30% на частотах близько 1000 ГГц).

Розрахунок повного вертикального поглинання в атмосфері або на похилих трасах зазвичай проводиться шляхом інтегрування в шаруватому представленні атмосфери на основі комбінації однієї з перерахованих вище радіофізичних моделей, що описують горизонтальне погонне поглинання і моделей, що описують висотний розподіл метеопараметрів. Серед останніх найбільше практичне поширення протягом багатьох десятиліть отримали модель US-60 і її модифікації [7, 38], ІТУ-R стандарт Р-835-3 [39], або використання локальних баз даних для усереднення багаторічних метеозондових спостережень на прилеглих до досліджуваних територіях станціях.

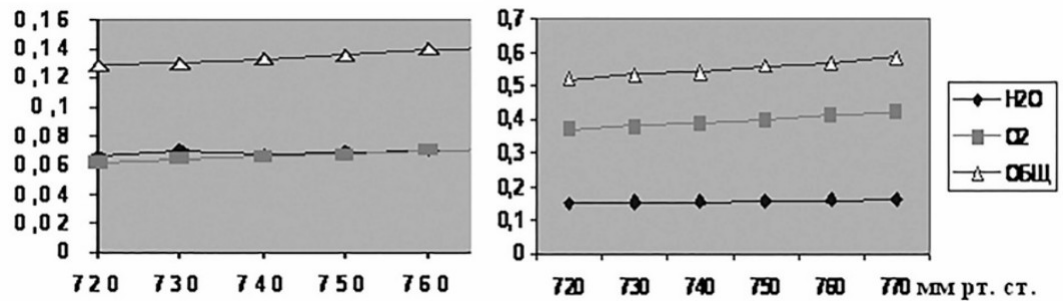
1.2 Вплив метеопараметрів на поглинання ММ ДХ в ясній атмосфері

Кількісна оцінка впливу кожного з метеопараметрів, що вводяться априорі в модель, що описує погонне або повне вертикальне поглинання атмосфери, є важливою для розуміння динаміки сезонно-погодного ходу прогнозованих величин поглинання.

Для формування наочного уявлення про ступінь впливу кожного з метеопараметрів (тиску, вологості і температури повітря) на величину атмосферного поглинання, нами було проведено розгляд (аналіз) їх впливу на при-

кладі 3-х ММ ДХ (94 ГГц) за допомогою популярного в останні роки в завданнях радіофізики атмосфери методу Лііба [9] (Додаток А).

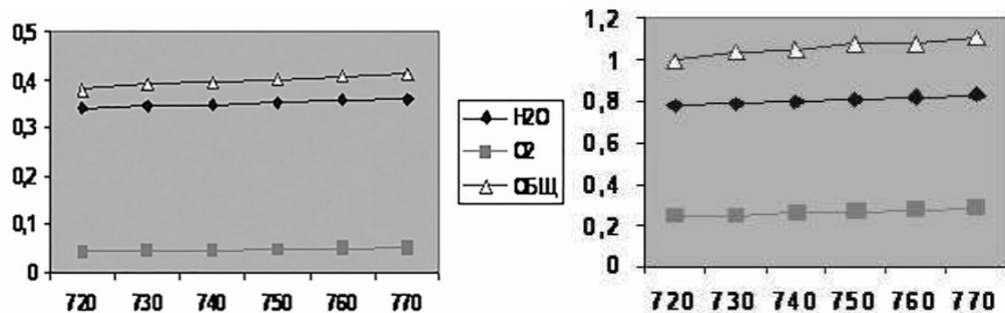
На рисунках 1.1-1.5 містяться результати теоретичних розрахунків значень коефіцієнтів погонного поглинання приземного шару атмосфери і її повного вертикального поглинання для нормальних метеорологічних умов зими ($T = -15^\circ \text{C}$, $P = 101 \text{ кПа}$, $m = 1,38 \text{ г/м}^3$) і літа ($T_0 = 22^\circ \text{C}$, $m = 9,5 \text{ г/м}^3$, $P = 101 \text{ кПа}$).



а) $T = -15^\circ \text{C}$

$m = 1,38 \text{ г/м}^3$ б)

Рисунок 1.1 - Залежність (а) погонного (дБ/км) та (б) повного вертикального (дБ) поглинання атмосфери від тиску на рівні землі для зими



а) $T = -22^\circ \text{C}$

$m = 9,5 \text{ г/м}^3$ б)

Рисунок 1.2 - Залежність (а) погонного (дБ/км) та (б) повного вертикального (дБ) поглинання атмосфери від тиску на рівні землі для літа

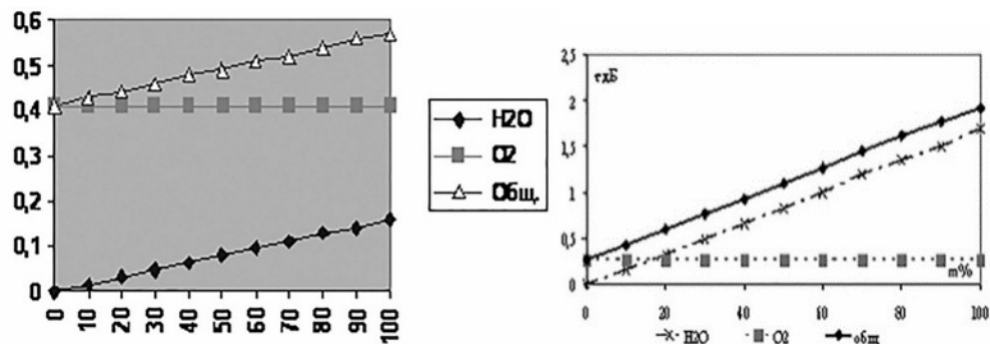


Рисунок 1.3 - Залежність повного вертикального поглинання (дБ) від відносної вологості (%) для зими (а) та літа (б)

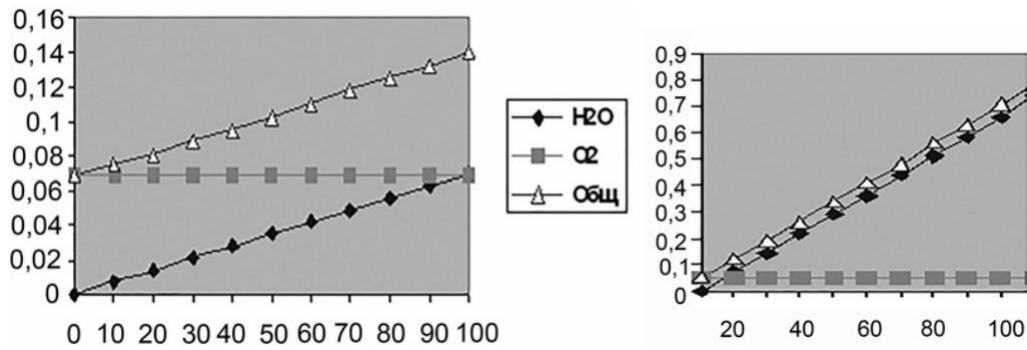


Рисунок 1.4 - Залежність погонного поглинання (дБ \ км) від відносної вологості (%) для зими (а) і літа (б)

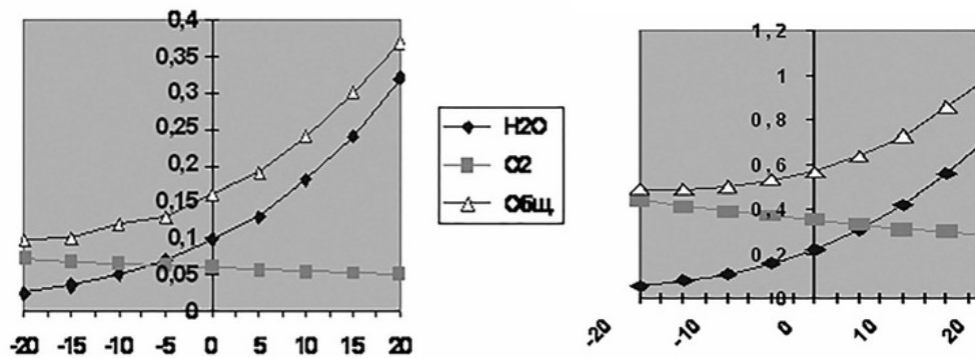


Рисунок 1.5 - Залежність (а) погонного (дБ \ км) і (б) повного вертикального поглинання (дБ) від температури (° C) приземного шару повітря

При розрахунках повного вертикального поглинання були використані наступні моделі висотного розподілу метеопараметрів по заданих приземним значенням для середніх широт (СШ) північної півкулі [7] (1-3)

$$T = T_0 \times (1 - (6,5h / 288))^{5,255}, \quad (1.1)$$

$$M = M_0 \times \exp(-h / 2,2), \quad (1.2)$$

$$P = P_0 \times \exp(-0,023h), \quad (1.3)$$

де T_0 , M_0 , P_0 - температура, вологість і тиск в приземному шарі повітря відповідно;

h - висота над землею.

Основними компонентами, що визначають погонне приземне і повне вертикальне поглинання безхмарної атмосфери, є кисень і водяна пара. Внеском інших компонент атмосфери при розрахунках цих параметрів поглинання можна знехтувати. Кількісна оцінка впливу кожного з метеопараметрів,

що вводяться апріорі в існуючі моделі, що описують погонне (γ) або повне вертикальне (τ) поглинання атмосфери, є важливою для розуміння динаміки сезонно-погодного ходу прогнозованих величин поглинання.

Отримані залежності вертикального атмосферного поглинання (τ) від тиску в приземному шарі наочно демонструють слабкий вплив його величини для діапазону звичайних природних значень приземного атмосферного тиску (спостерігається зміна τ еквівалентну менш ніж 10% -му зміні ефективної товщини атмосфери). У той же час, залежно загасання від температури або вологості, як і очікувалося, демонструють великий вплив цих параметрів на величину вертикального і погонного поглинання. В діапазоні реальних значень температури і відносної вологості приземного повітря варіації τ у всіх діапазонах хвиль можуть відповідати майже десятикратним змін його значень, виражених в децибелах (що еквівалентно десятикратного зміну ефективної товщини атмосфери). Схожа ситуація для погонного і вертикального поглинання спостерігається протягом року і на практиці [41]. Наприклад, для нормальних умов зими і літа експериментальні значення погонного поглинання водяною парою в 3-х ММ ДВ змінюються від 0,06 дБ / км взимку до 0,4 дБ / км - влітку, киснем - від 0,08 дБ / км до 0,04 дБ / км, сумарне поглинання - від 0,14 дБ / км до 0,45 дБ / км. Повне вертикальне поглинання водяною парою - від 0,14 дБ до 0,76 дБ, киснем - від 0,35 дБ до 0,27 дБ, сумарна - від 0,5 дБ до 1 дБ [41].

Такий широкий діапазон значень (рисунки 1.3-1.5) дозволяє припустити існування не тільки сезонної, а й добової і територіальної мінливості статистики погонного і повного вертикального ослаблення навіть для сусідніх регіонів, які перебувають в одній кліматичній зоні.

1.3 Зіставлення моделей атмосферного поглинання з експериментом та між собою

У попередньому підрозділі розрахунковим шляхом розглянуто вплив тиску, вологості і температури повітря на величину атмосферного поглинан-

ня. Однак питання адекватності обраних і використовуваних в подібних оцінках радіофізичних і метеорологічних моделей, як правило, завжди потребує додаткової експериментальної перевірки в натурних умовах. Це пов'язано з дуже обмеженим числом робіт, в яких зіставлення теорії і експерименту проводиться в умовах, коли вимірювання атмосферного ослаблення синхронно забезпечуються медичним наглядом висотних профілів метеоданих [122] за тривалий період спостережень, що охоплює різні сезонно-погодні умови і коли, при цьому, проводиться розгляд чималої кількості моделей.

1.3.1 Зіставлення комбінації моделей Жевакіна-Наумова та Зражевського з експериментом при визначенні висотних профілів ослаблення безхмарної атмосфери

В даному підрозділі роботи, на прикладі частоти 94 ГГц, радіометричним методом була проведена експериментальна перевірка впливу загальноприйнятих модельних оцінок висотного розподілу метеопараметрів (1-3) і оцінка точності широко відомих напівемпіричних методів розрахунку висотних профілів ослаблення в безхмарної атмосфері. В якості таких радіофізичних методів була обрана сукупність методу розрахунку поглинання в парах води Зражевського [6] і методу розрахунку поглинання в кисні Жевакіна-Наумова [11, 13]. Ці відомі в світі моделі найбільш широко використовувалися впродовж десятиліть для радіофізичних оцінок атмосферного ослаблення.

Вертикальне поглинання в атмосфері Γ (дБ) визначалося виразом

$$\Gamma(l) = \int \gamma(H) dH, \quad (1.4)$$

де l - довжина шляху;

$\gamma(H)$ - погонне поглинання шаром атмосфери на висоті H

$$\gamma(H) = \gamma_1 + \gamma_2 + \gamma_0 \quad \text{дБ/км}, \quad (1.5) \quad \text{де } \gamma_1 -$$

коефіцієнт погонного поглинання в 23-х резонансних лініях водяної пари;

γ_2 - напівемпірична поправка що враховує внесок всіх інших ліній і вне-

сок димерів водяної пари;

γ_{O_2} - коефіцієнт погонного поглинання в кисні.

У розрахунках висотні розподілу метеопараметров задавалися за законами, описаним в [11, 42-45]. Розрахунки Γ (l) проводилися для двох випадків розподілу температури повітря T (H): - обчисленого на підставі вимірної при експериментах температури приземного шару повітря і обчисленого з використанням контактної вимірної в експериментах висотного профілю T_e до висот 3,5 км, продовженого теоретичної кривої.

Для оцінки застосовності обраних нами моделей розрахунку величини повного вертикального поглинання і її залежності від висоти нижньої межі, були проведені льотні цикли літніх, осінніх і зимових вимірювань залежності Γ (H).

Польоти здійснювалися в Харківській області і супроводжувалися контролем метеоданих під час вимірювань. Тиск і температура повітря контролювалися безпосередньо на висоті вимірювань, вологість - на землі. Величина Γ при цьому визначалася методом угломісної розрізів [42] шляхом вимірювання T_e неба в напрямках, змінюваних від 30° до 75° від зеніту.

З метою виключення впливу вертолїтного гвинта, екрануючого промінь діаграми спрямованості антени при $0 < 75^\circ$, вертолїт під час радіометричних вимірювань виробляв на кожній з висот від 100 до 3500 м (з висотним інтервалом 500 м) віражі з нахилами борту 15° , 30° і 45° . Тривалість кожного віражу становила -2 хвилини, протягом яких кути крену витримувалися з точністю $< 1^\circ$.

При обробці первинних даних значення повного вертикального поглинання τ (Непер) обчислювалися за формулою

$$\tau = \frac{l}{\frac{\sec \theta_2 - \sec \theta_1}{2}} \times \ln \frac{U_{on} - U_{a1}}{U_{on} - U_{a2}}, \quad (1.6)$$

де θ_1 і θ_2 - зенітні кути візування антени;

U_{on} , U_{a1} , U_{a2} - показники вихідного приладу радіометра при орієнтації антени відповідно на опорну область.

На рисунку 1.7 в якості прикладу показані типові розрахункові та експериментальні значення залежності τ (Н).

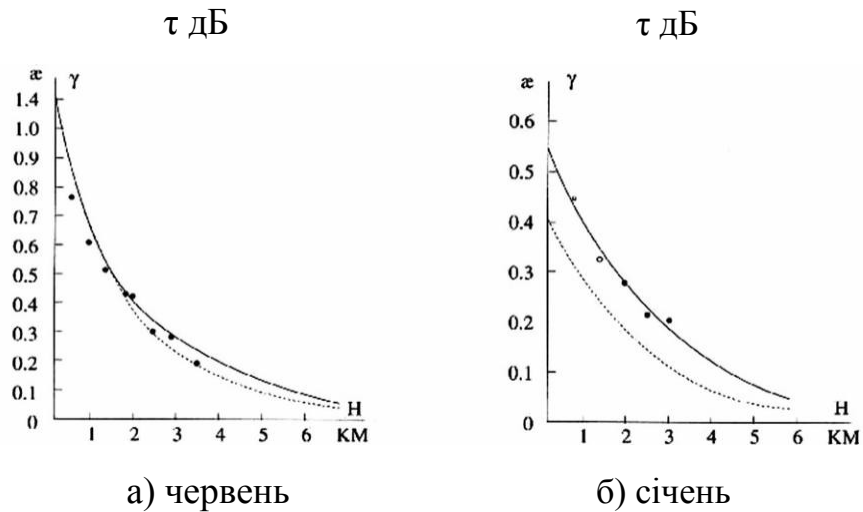
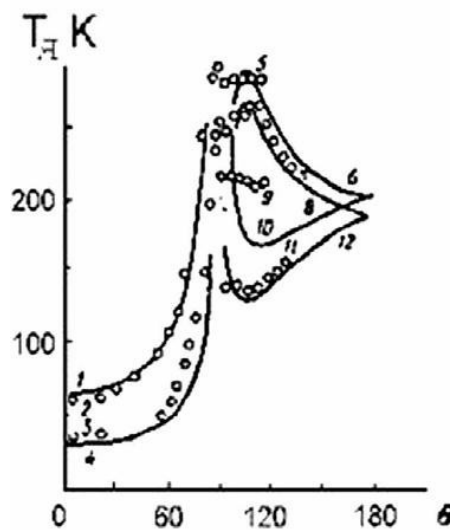


Рисунок 1.7 - Приклади вертикальних профілів повного атмосферного поглинання в 3-х ММ ДХ, виміряні з борту вертольота і розраховані методом [46-47] (розрахунок з використанням приземних метеоданих - пунктир, розрахунок з використанням бортових метеоданих - суцільна лінія, експериментальні значення - точки)

Залежно Γ (Н), розраховані по T_0 приземного повітря позначені пунктиром; розраховані за T_0 , виміряним безпосередньо за бортом вертольота до висоти 3,5 км - суцільною лінією; експериментальні значення Γ - кружечками. Аналіз отриманих результатів показав можливість опису повного вертикального поглинання безхмарної атмосфери з точністю не гірше 0,15 дБ [48]. Співвідношення розрахункової і вимірної величини Γ з вірогідністю 0,95 склало в осінньо-зимовий період величину $1 \pm 0,06$, а в літній період $-0,98 \pm 0,08$ рази. Підвищення нижньої межі атмосфери вело до помітного зменшення відносних і абсолютних відмінностей даних розрахунку і вимірювань (рисунок 1.7), що, мабуть, пов'язано з більшою стабільністю параметрів верхніх шарів атмосфери. Слід також зазначити, що точність розрахунків величин γ і Γ може бути в ряді випадків помітно підвищена шляхом уточнення профілів що використовувалися висотного розподілу T_0 і t повітря (рисунок 1.7 б).

На рисунку 1.8 показані результати зіставлення експериментально

отриманих кутових залежностей радіояркостного розрізу неба і морської поверхні (кружечки) з розрахунковими даними (лінії) в діапазоні 94 ГГц. Для неба розрахунки були виконані на підставі приземних метеоданих в момент вимірювань з використанням моделей Жевакіна-Наумова та Зражевського в припущенні експоненційної моделі вертикального атмосферного поглинання. Для розрахунків випромінювання поверхні моря і переотраженого нею випромінювання неба використані моделі Френеля в припущенні плоскої водної поверхні. Простежується непоганий збіг теорії і експерименту в різні періоди року за винятком літніх вимірювань радіояркості поверхні моря на ДП.



2, 3, 5-8 – ВП; 9-12- ГП; 1,2,5,6,9,10 – літо; 3,4,7,8,11,12 - зима

Рисунок 1.8 - Вугломісцевий розріз $T_{\text{ч}}$ моря і атмосфери

Причому, ці спостережувані в районі ковзаючих кутів розбіжності, імовірно, були пов'язані з неконтрольованими особливостями параметрів приводного шару атмосфери і кінцевою шириною діаграми спрямованості антени (42 кут. хвилин.), А не з працездатністю, в загальному випадку, використаних радіофізичних моделей.

В цілому, результати проведеного зіставлення даних теоретичного розрахунку і наземних і льотних експериментів підтверджують можливість задовільного (для задач телекомунікаційних оцінок і дистанційного зондування) опису в діапазоні 94 ГГц висотних профілів атмосферного поглинання за

допомогою поєднання моделей Зражевського-Жевакіна-Наумова. Зіставлення розрахункових даних з даними вертолітних експериментів вказує також на важливе джерело погіршення точності розрахунків, пов'язаний з помилками допоміжних моделей, що описують висотний розподіл метеопараметрів в момент вимірювань. Ця обставина підкреслює важливість правильного вибору застосовуваних в розрахунках метеорологічних моделей, а також необхідність їх адаптації до регіональних і кліматичних умов при проведенні розрах

1.3.2 Зіставлення моделі Лііба з експериментом для нормальних умов атмосфери

У літературі є нечисленні спроби зіставлення експериментальних даних з даними розрахунків, проведених за допомогою моделі Лііба. У зв'язку з поширеністю моделі Лііба і для того, щоб упевнитися в заявленім Ліібом 6% точності методу, нами було проведено порівняння розрахункових величин ослаблення з літературними експериментальними даними, в яких містяться виміряні значення приземних метеопараметрів. В якості тестових були обрані експериментальні значення, наведені в [11, 18] для частоти $f = 94$ ГГц, де також міститься повний перелік умов, при яких вимірювалися величини поглинання. Для зими: температура в січні $T = 258$ ° К ($t = -15$ ° С), тиск $p = 1013$ гПа, щільність водяної пари $\rho = 1,38$ г/м³. Для літа: температура в липні $T = 295$ ° К ($t = 22$ ° С), тиск $p = 1013$ гПа, $\rho = 9,5$ г/мз. Це так звані нормальні умови для зими і літа. Для розрахунків вертикального поглинання використані вирази для висотних профілів метеопараметрів (1.1-1.3).

Нижче в таблицях 1.1 і 1.2 відповідно, приведені що зіставляються експериментальні дані [11, 18] і дані, розраховані нами для описаних в [11, 18] умов проведення експерименту. (Основні вираження для розрахунків, запропоновані Ліібом і використані нами в цій роботі, наведені в додатку А).

Таблиця 1.1 Експериментальні дані [18]

місяць	Погонне поглинання a , дБ/км			Повне вертикальне поглинання. G , дБ		
	H ₂ O	O ₂	Σ	H ₂ O	O ₂	Σ
січень	0,06	0,075	0,14	0,14	0,36	0,5
липень	0,4	0,044	0,44	0,76	0,27	1

Таблиця 1.2 Теоретичні дані

місяць	Погонне поглинання a , дБ/км			Повне вертикальне поглинання. G , дБ		
	H ₂ O	O ₂	Σ	H ₂ O	O ₂	Σ
січень	0,07	0,069	0,14	0,16	0,41	0,57
липень	0,36	0,049	0,41	0,82	0,28	1,1

З порівняння таблиці 1.1 і таблиці 1.2 видно, що невідповідність експериментальних і теоретичних даних для виражених в дБ значень коефіцієнтів погонного поглинання становить менше 7%. Розбіжність теорії та експерименту для виражених в дБ значень повного вертикального поглинання склало близько 10%. Можна припустити, що зростання розбіжності теорії і експерименту для повного вертикального поглинання, в порівнянні з погонним поглинанням, пов'язаний з неточністю опису використовуваними нами моделями висотного розподілу метеопараметрів атмосфери по їх приземним значенням [11, 42-45].

1.3.3 Зіставлення моделей в широкому частотному діапазоні

Зіставлення результатів розрахунків, заснованих на сучасних моделях і більш ранніх моделях (що набули широкого поширення) для оцінок погонного і вертикального поглинання в широкому частотному діапазоні і в різних регіонах світу, видається практично важливим.

Таке зіставлення різних комбінацій моделей між собою і з проведеними на основі бази даних EAA-15 розрахунками дозволяє оцінювати ступінь розбіжності і достовірності багатьох проведених в останні десятиліття радіофізичних оцінок.

На рисунку 1.9 представлена розрахована нами за допомогою моделі

Ліба залежність коефіцієнта погонного ослаблення від частоти (до 1000 ГГц) для нормальних метеорологічних умов січня і липня в м. Харкові (Україна).

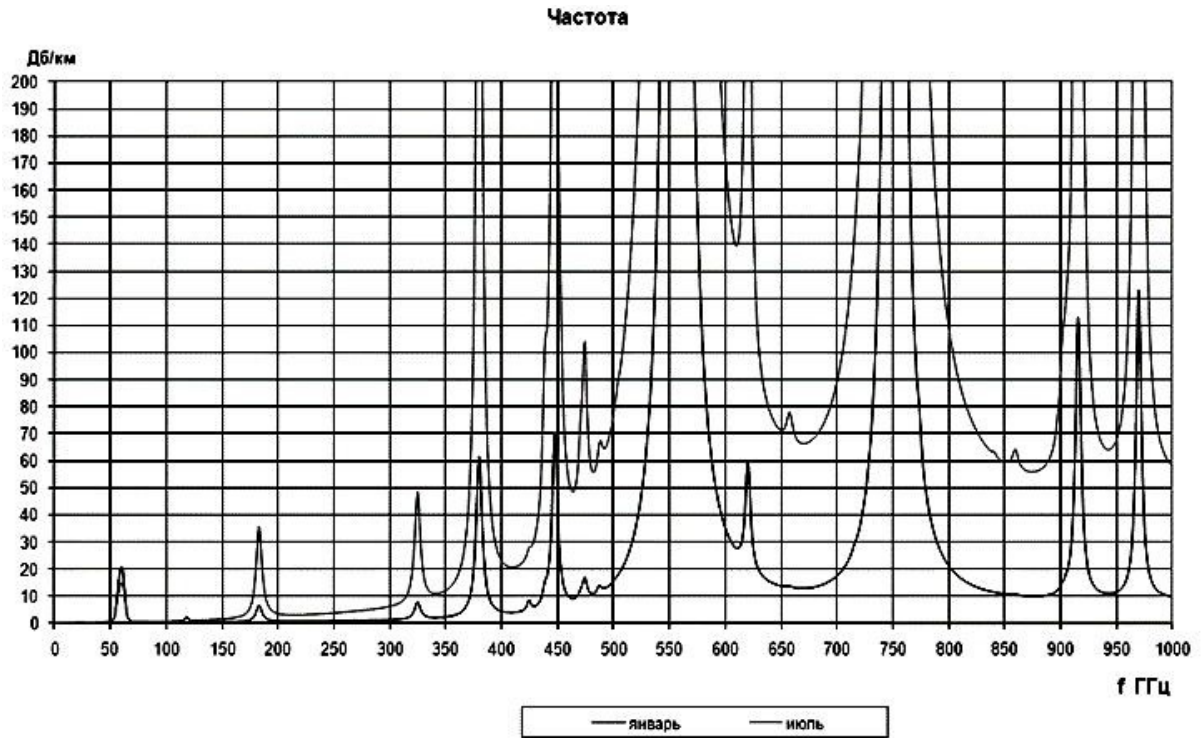


Рисунок 1.9 - Частотна залежність коефіцієнта погонного поглинання атмосфери для середньомісячних метеорологічних умов в м Харкові

Тут добре видно сезонний хід залежності і локально мінімальні значення поглинання в вікнах прозорості атмосфери (10, 19, 37, 94, 140, 220, 344, 410, 880, 944 ГГц). В подальшому порівнянні методів при виборі базової моделі розрахунків ми будемо використовувати саме ці вікна прозорості.

На попередньому етапі роботи, для оцінки можливого впливу зміни географічної довготи на достовірність теоретичної величини повного вертикального поглинання, розрахунки були проведені за допомогою комбінації моделі поглинання Ліба [9] і останнього метеорологічного стандарту атмосфери [40]. При цьому значення повного вертикального поглинання атмосфери визначалися для північної широти 60° в двох точках земної кулі, розташованих на різних материках (Санкт-Петербург, Росія і Черчилл, Канада).

Для метеоумов Черчілла нами також були проведені аналогічні розрахунки вертикального поглинання за допомогою різних радіофізичних моде-

лей погонного поглинання (Лііба і Жевакіна-Наумова-Зражевського) в поєднанні з широко відомою метеорологічною моделлю US-60 [7]. Модель US-60, розроблена для території США, довгий час, через відсутність аналогів, широко використовувалася в радіофізичних оцінках і для інших регіонів світу.

Зіставлення розрахункових значень поглинання (рисунок 1.10) показало, що в літній період використання метеорологічної моделі US-60 в поєднанні з обома тестуваними моделями поглинання призводило приблизно до 1,5 кратному для Санкт-Петербурга і майже 2-х кратному для Черчілла перевищення розрахункових значень в децибелах в порівнянні з випадком використання метеорологічної моделі, побудованої на основі бази даних EAA-15 (що відповідає 1,5 кратному і 2-х кратному відмінності в оцінках оптичної товщини атмосфери).

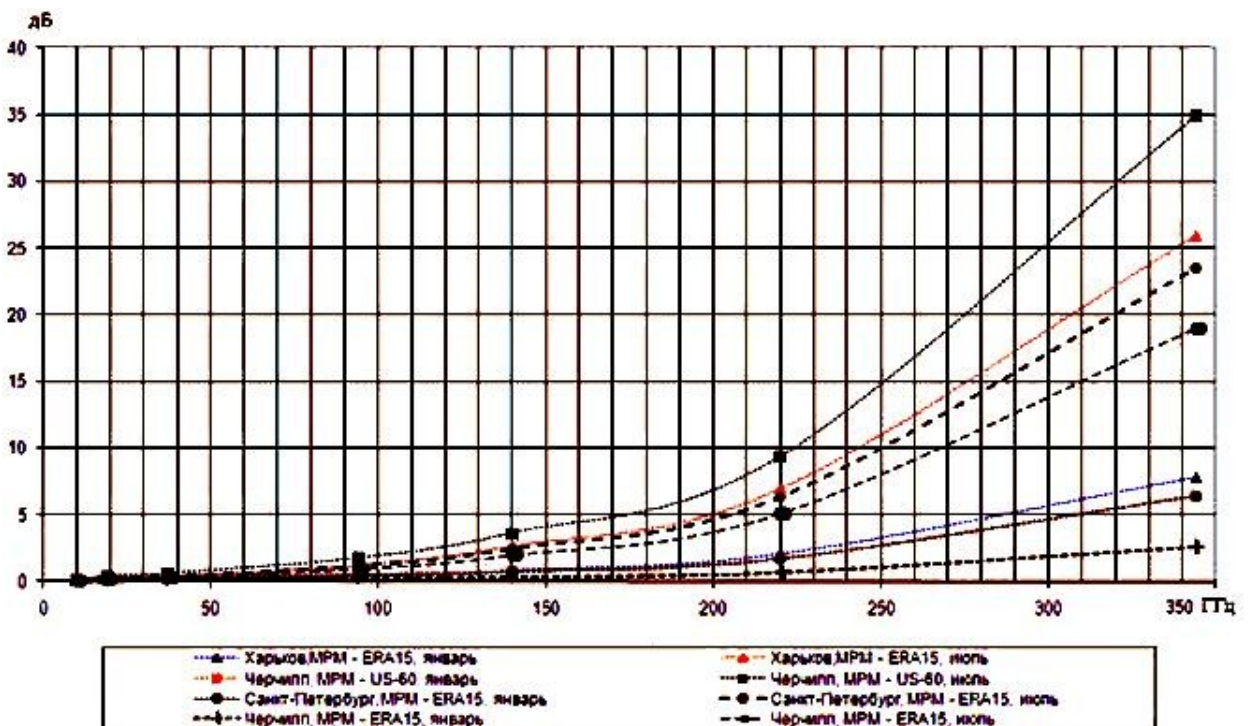


Рисунок 1.10 - Розрахункові значення вертикального поглинання для вікон прозорості атмосфери при використанні різних типів моделей

Для зимового періоду ці відмінності майже зникають для Санкт-Петербурга і істотно зменшуються для Черчілла. (У зв'язку з чим можна припустити, що для тестованих регіонів US-60 гірше відображає реальне висот-

ний розподіл водяної пари в порівнянні з киснем, не забезпечуючи при цьому необхідний облік довготного ходу розподілу метеопараметрів).

Зіставлення результатів, отриманих за допомогою різних моделей поглинання, показало, що до частот 140 ГГц модель Жевакіна-Наумова-Зражевського дає невелике завищення значень поглинання (менше 10%) у порівнянні з моделлю Лііба. Однак, з подальшим підвищенням частоти, величина цих відмінностей зростає багаторазово вже до діапазону 344 ГГц.

Таким чином, проведене зіставлення різних комбінацій моделей дозволяє помітити, що точність розрахункових оцінок, усереднених або миттєвих значень атмосферного ослаблення по метеоданих може істотно залежати від вибору як радіофізичної моделі, так і від використовуваної моделі висотних профілів метеопараметрів, що обумовлено мікрокліматичними, сезонно-погодними і рельєфними особливостями.

Вплив цих особливостей потребує додаткового вивчення, оскільки адекватність обраної моделі дозволяє розраховувати на зниження помилок прогнозування вертикального ослаблення до одиниць відсотків. Крім цього, нові функціональні можливості метеорологічного стандарту на основі бази даних ЕАА-15 (і подальшої її модифікації на основі бази даних ЕАА-40) дозволяють розраховувати на проведення недоступних раніше кількісних оцінок закономірностей і особливостей в глобальному розподілі параметрів поглинання радіохвиль.

1.4 Вибір базової комбінації моделей

При зіставленні умов проходження сигналу в різних регіонах світу, наприклад, для оптимізації і проектування апаратурних параметрів перспективних ліній зв'язку, при визначенні характеристик працездатності аерокосмічних алгоритмів ДЗ або в задачах радіоастрономії, важливою характеристикою атмосфери є її середньомісячні значення вертикального або погонного поглинання в ММ ДХ. Для проведення розрахунків цих параметрів можна

використовувати сукупність (базову комбінацію) радіофізичної моделі, що зв'язує метеопараметри атмосфери з ослабленням в ній радіохвиль, і метеорологічних моделей, що дозволяють врахувати просторову, тимчасову і висотну мінливість метеоданих.

В якості такої базової комбінації моделей (БКМ) в даній роботі (з урахуванням описаних вище результатів) була обрана сукупність MPM моделі Лііба і майже не апробованого раніше для радіофізичних завдань сучасного стандарту атмосфери на основі бази даних EAA-15 [40, 50].

Основними причинами застосування MPM моделі для більшості проведених нижче розрахунків з'явилися її висока (можливо найбільша) популярність в світі за останні 15 років, широкий частотний діапазон працездатності і досить висока точність. Повний і докладний опис цієї моделі винесено в додаток А.

Застосування ж в сукупності з цією радіофізичною моделлю не апробованого раніше для цих завдань метеорологічного стандарту пов'язано з його унікальними, в порівнянні з традиційними стандартами, функціональними можливостями і високою статистичною забезпеченістю. Даний стандарт атмосфери був розроблений на основі ЕСМІЕ бази даних EAA-15 [49], яка включає результати метеорологічних спостережень на 353 станціях світу, а також на кораблях з радіозондовими вимірами, з дозволом часу б годин (00, 06, 12, 18 UTC) за період 15 років. Розроблена на її основі в ESA / ESTEC [40, 49] і схвалена ІТУ модифікація стандарту атмосфери ІТУ-R P-835-5 [51] є найбільш повним і сучасним стандартом по відношенню до інших, що використовувалися в науковому світі раніше аналогам, і забезпечує просторову роздільну здатність в вузлах глобальної сітки 1.5 градуса за географічною широтою і довготою. Для кожного вузла глобальної сітки цей стандарт, зокрема, дозволяє визначити висоту пункту над рівнем моря, висотний розподіл середньомісячних значень тиску (hPa), температури (K) і відносної вологості (до висоти близько 32 км. Причому, в разі необхідності, горизонтальне дозвіл може додатково збільшуватися за допомогою білінійної інтерполяції.

Розрахунок повного вертикального поглинання в атмосфері проводився нами шляхом інтегрування в шаруватому представленні атмосфери на основі комбінації обраних вище моделей, що описують горизонтальне погонне поглинання атмосферою і висотний розподіл її метеопараметрів від рівня землі до висот 32 км над рівнем моря. При цьому вхідними даними в традиційних для горизонтального напрямку розрахункових формулах замість постійних значень метеоданих використовувалися висотні розподілу середньомісячних значень метеорологічних параметрів, що задаються обраного стандарту атмосфери

$$\tau = \int_{h_x}^{h_{32}} \alpha(h) dh, \quad (1.7)$$

де h_x - геодезична висота розглянутої точки координат в км,

h_{32} - 32-х км висота шару атмосфери над рівнем моря,

$\alpha(h)$ - погонне поглинання шаром атмосфери на висоті h , представлене наступними виразами (Додаток А)

$$\alpha(h) = 0,182 f N''(f, h), \quad (1.8)$$

де f - робоча частота,

$N''(f, h)$ - уявна частина коефіцієнта рефракції

$$N = Nl + Nd + Nc, \quad (1.9)$$

де Nl - резонансний вклад вологого повітря в обмеженому числі ліній кисню і водяної пари (розглядається 44 лінії поглинання кисню і 30 ліній водяної пари);

Nd - нерезонансний спектр сухого повітря;

Nc - нерезонансний спектр водяної пари.

1.4.1 Тестування стандарту атмосфери на території України

Для визначення ступеня придатності цієї БКМ було проведено додаткове тестування стандарту [40] для території України, а також оцінка впливу його похибок на розрахунки атмосферного поглинання. Для цього нами були

зіставлені експериментально отримані протягом 3-х десятиліть на метеостанціях України середньомісячні ізотерми і лінії рівної вологості [53] з розрахунковими даними атмосферного стандартами-та ITU-R P.835-5 [40, 51], після чого проводилася оцінка впливу виявлено-них відмінностей на розрахункові значення погонного поглинання.

В результаті з'ясовано, що для всієї території України середньоквадратичне відхилення похибки визначення приземної середньомісячної температури становить в зимові і літні місяці близько одного градуса Цельсія ($1,1^{\circ}\text{C}$ влітку і $1,3^{\circ}\text{C}$ взимку), а для вологості повітря - близько $0,32\text{ г / м}^3$ для зими і $0,95\text{ г / м}^3$ для літа. Такі значення похибок, за нашими розрахунковими оцінками, призводять до помилок прогнозування параметрів погонного поглинання атмосфери в межах 8% від виражених в дБ значень ($0,08\text{ дБ / км}$) для літніх місяців і 7% ($0,02\text{ дБ / км}$) для зимових місяців, що слід вважати прийнятною величиною для багатьох практичних застосувань.

1.4.2 Тестування для умов середніх широт Європи і морського узбережжя

Сучасні радіофізичні моделі, що описують атмосферне ослаблення на підставі метеоданих, отриманих, наприклад, радіозондовими вимірами, дозволяють забезпечити точність визначення погонного або вертикального ослаблення в одиниці відсотків. Однак, найбільш часто зустрічаються в радіофізичній практиці випадках використання приземних метеоданих в сукупності з моделями їх висотного вертикального розподілу, точність розрахунків атмосферного ослаблення істотно знижується, - іноді до 50% і більше. Ступінь цього погіршення точності залежить від типу використовуваної моделі висотного профілю, кліматичних особливостей регіону та пори року, реальної метеоситуації та ін. Тому оцінка застосовності тієї чи іншої моделі висотного розподілу метеопараметрів для розрахунків атмосферного ослаблення в конкретній місцевості, виявлення кращої, уточнення або створення нової мо-

делі, продовжує бути актуальним завданням для радіофізичних додатків. Для зіставлення моделей висотного розподілу метеорологічних параметрів були виділені:

- моделі, розроблені на основі бази даних US-60 і їх модифікації, найбільш поширені в другій половині минулого століття для середніх широт (СШ) північної півкулі [7]. Протягом багатьох десятиліть моделі такого типу лежали в основі радіофізичних оцінок вертикального поглинання атмосферою в різних регіонах світу;

- моделі Р.835-3, розроблені в 90-ті роки минулого століття і вже адаптовані до кліматичних поясів (зокрема, нижче або вище 45° і 22° північної широти) і до теплого і холодного пори року [39]. Відсутність можливості обліку довготною, регіональної, помісячного та ін. Мінливості висотних профілів метеопараметрів можна віднести до недоліків цих метеорологічних моделей висотних профілів і їх модифікацій;

- відносно новий, але поки що не знайшов широкого застосування чисельний стандарт атмосфери [40], кардинально і вигідно відрізняється за своїми функціональними можливостями і методу його створення від всіх попередніх аналогів.

З метою визначення розкиду розрахункових даних за рахунок використання тих чи інших найбільш поширених досі в радіофізичних додатках моделей висотних профілів метеопараметрів атмосфери даний стандарт був використаний в якості реперного. При цьому для вивчення впливу регіональної мінливості нами були довільно обрані попарно розташовані на трьох різних широтах, але рознесені по довготі, міста. Це Челябінськ і Москва (Росія), Харків (Україна) і Франкфурт (Німеччина), а також Феодосія (Крим) і Болонья (Італія).

Розрахунки середньомісячних значень повного вертикального ослаблення для всіх цих міст проводилися за допомогою радіофізичної МРМ моделі Лііба в сукупності з моделями висотних профілів температури, вологості і тиску, що описуються трьома видами згаданих метео моделей, умовно виді-

лених як «СШ» [7], «ITU-99» [39] і «ERA» [40]. Всі ці розрахунки були проведені для частоти 94 ГГц, проте, можна вважати, що отримані для цього вікна прозорості атмосфери якісні висновки будуть справедливими і для інших вікон прозорості ММ ДХ.

На основі останнього стандарту атмосфери і отриманих за допомогою моделей СШ [7], ITU-99 [39] висотних профілів метеоданих і їх приземних значень, узятих зі стандарту ЕАА [40], були побудовані висотні залежності температури і вологості повітря для дванадцяти місяців року в шести вищезазначених містах. Аналіз і зіставлення цих залежностей дозволяє помітити, що для різних регіонів характерні різні закономірності впливу сезону на придатність тієї чи іншої з розглянутих моделей. Про кількісних відмінностях можна судити на підставі наведених як приклад на рисунку 1.11 (а-б) залежностей висотних профілів температури і вологості атмосфери для координат розташованої в Криму Карадагської науково-дослідницької геофізичної обсерваторії (КНДГО) в січні і липні.

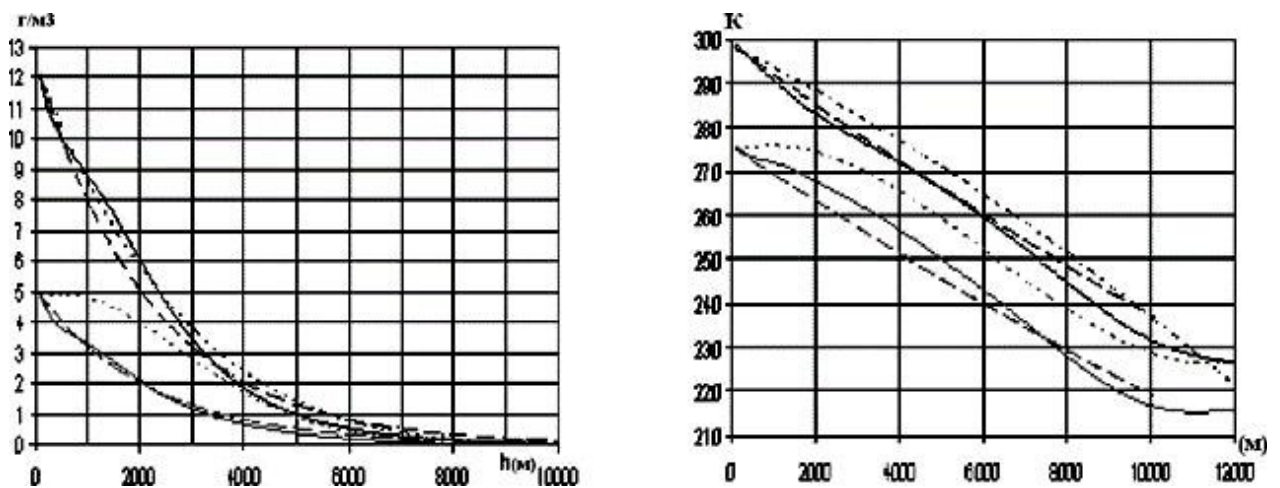
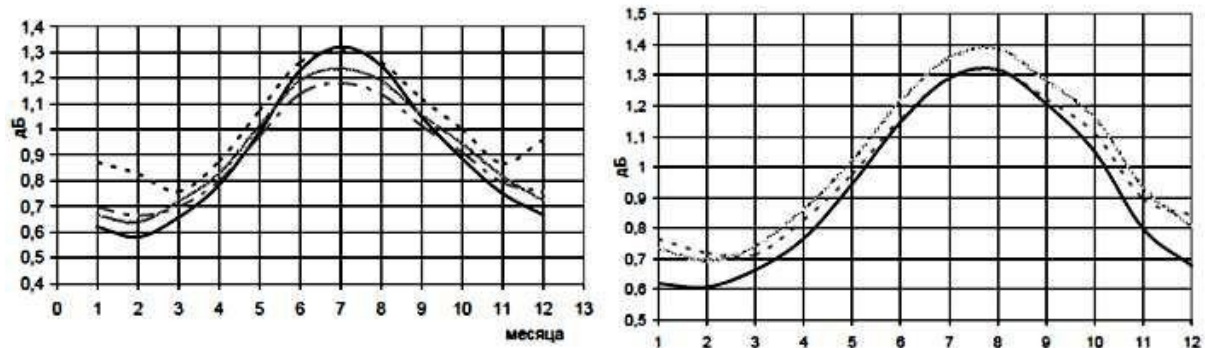


Рисунок 1.11 - Приклади висотних профілів вологості (г/м^3) і температури (Т) повітря, що відповідають різним моделям для координат КНДГО (Феодосія). Липень (3 верхніх кривих) і січень (3 нижніх)

Результати розрахунків атмосферного ослаблення показують, що в окремих регіонах тестована нами пара моделей висотного розподілу температури і вологості повітря в сукупності з МРМ моделлю ослаблення дає від-

мінності від виражених в дБ значень поглинання, розрахованих за стандартом атмосфери «ERA» від 2-3% до 40% , в залежності від пори року. Причому, в різних регіонах, навіть на одній широті і в одні і ті ж місяці більшою ефективністю (найкращим згодою з розрахунками на основі стандарту «ERA») можуть відрізнятися різні моделі (наприклад, рисунок 1.12.



а) Феодосія б) Болонья

Рисунок 1.12 - Приклади залежностей повного вертикального ослаб-

лення в атмосфері на частоті 94 ГГц, розраховані для різних моделей вертикального розподілу метеопараметров

У таблиці 1.3 для всіх обраних в якості тестових регіонів наведені оцінки таких мінімально досяжних відмінностей для окремих місяців, отримані шляхом вибору найбільш прийнятною з тестованих нами моделей. (Тут для наочності для кожного з тестованих регіонів найбільш прийнятні для кожного місяця моделі виділені потовщенням і підкресленням шрифту).

Ці результати демонструють принципову можливість істотної мінімізації (в рази) значень таких відмінностей до 1-20% в залежності від місяця року. Причому, для окремих регіонів вибором відповідної найбільш ефективною для окремих місяців року моделі, можна домогтися похибок розрахунку ослаблення атмосферою менше 3-5% лише для окремих періодів року (Франкфурт, Феодосія, Болонья), а в інші періоди вона може досягати 10-20% . Для інших регіонів (Москва, Челябінськ, Харків, Львів) величина похибки, яка забезпечується оптимальним вибором виду моделі, не перевищує 3-5% протягом всього періоду року, за винятком одного з зимових місяців.

Таблиця 1.3 - Процентні відмінності для виражених в дБ значень вертикального атмосферного ослаблення, розрахованих з використанням «СШ», «ITU > 45 °» і «ITU <45 °» моделей від розрахованих на основі стандарту «ЕАА»

Місто	Модель профілю	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень
Феодосія (КЯ ГО) <i>N45°, E 35°</i>	СШ	8%	10	10	13	12	5	6	5	1	13	10	7
	ITU <45°	40	43	15	13	35	2	1	1	8	25	16	45
	ITU >45°	12	15	6	3	1	7	11	9	4	13	5	15
Болонія <i>N45°, E 11°</i>	СШ	19%	18	12	12	8	5	5	5	6	11	16	21
	ITU <45°	20	18	9	8	3	<1	<1	<1	1	4	13	
Харків <i>N 50°, E 36°</i>	СШ	4%	4	<1	6	6	9	9	8	8	8	2	10
	ITU >45°	16	4	8	<1	2	5	3	3	3	2	2	13
Львов <i>N50°, E24°</i>	СШ	4	2	4	2	4	10	10	9	3	1	1	4
	ITU >45°	20	26	7	3	1	3	4	2	1	4	5	22
Франкфурт <i>N 50°, E 8°</i>	СШ	5%	10	6	6	1	2	4	6	4	10	13	6
	ITU >45°	5	36	13	11	6	4	1	1	10	16	19	40
Москва <i>N55°, E37°</i>	СШ	9%	5	9	9	9	10	5	8	6	3	<1	2
	ITU >45°	14	5	5	3	3	4	2	2	0	3	7	10
Челябінськ <i>N55°, E62°</i>	СШ	6	11	8	4	2	1	4	2	6	3	5	8
	ITU >45°	3%	9	3	6	3	4	2	6	10	9	2	<1

Ще більш ефективний шлях підвищення адекватності опису метеопрофілей може бути забезпечений шляхом аналітичного уявлення для кожного конкретного місяця і регіону, що містяться в стандарті «ЕРА» чисельних значень висотних профілів метеопараметрів.

Результати аналітичного опису цих залежностей шляхом їх кусочно-лінійної апроксимації для температури і лінійно-експоненційної для вологості показали можливість досягнення згоди з розрахованими по «ЕРА» середньомісячними значеннями ослаблення краще 1% протягом всього періоду року. Крім цього, використання таких аналітичних виразів для заданих географічних координат і періоду року в сукупності з вимірюваними приземними інформацією про погоду у конкретного моменту часу дозволяє підвищити ефективність вирішення завдань відновлення параметрів атмосфери за даними ДЗ, калібрування радіометричної апаратури по радіовипромінюванню атмосфери, методичних питань спостережної радіоастрономії і кліматології.

1.5 Ослаблення в хмарах і дощі

У вікнах прозорості атмосфери міліметрові хвилі найбільше ослаблення відчують в опадах. Викликано це двома причинами: по-перше, тим, що характерні розміри крапель того ж порядку, що і довжина хвилі випромінювання, через що дифракційне розсіювання краплями носить резонансний характер; по-друге, тим, що великі значення уявної частини комплексного показника заломлення води, обумовлюють високий рівень поглинання енергії хвилі в обсязі краплі [2].

Електромагнітна хвиля при поширенні через хмару, що складається в основному з рідких крапель різних розмірів, розсіюється і поглинається цієї полідисперсної середовищем. Розсіюють і поглинають властивості середовища насамперед залежать від того, з якої речовини складається конкретне середовище, тобто який комплексний показник заломлення $m = n - i$ і водяних крапель або крижаних часток (тут n - показник заломлення й i - показник поглинання) . Можна розглянути простий випадок, коли $m = \text{const}$, тобто коли m не залежить від довжини хвилі випромінювання, а також від температури t_0 води. Однак в дійсності кожне речовина характеризується дисперсією, і величина m є складною функцією довжини хвилі падаючого випромінювання. У мікрохвильовому діапазоні m також є складною функцією температури крапель води [3].

У той же час оскільки хмара в основному складається з дискретних крапель різних розмірів, то коефіцієнт розсіювання або поглинання залежить від ставлення радіуса окремої краплі до довжини хвилі падаючого випромінювання.

Взаємодія випромінювання з речовиною дискретної краплі в цьому випадку є предметом вивчення класичної електродинаміки - суворої теорії дифракції електромагнітних хвиль на сферичній частинки. Згідно цієї теорії, дифрагує властивість сферичної краплі залежить і від величини безрозмірного параметра $\Delta = 2\pi r/\lambda$, який називають параметром дифракції. Таким чином,

розсіює і поглинає здатності хмари залежать одночасно від величин Δ і m дискретних крапель зі складу хмари.

Якщо поки не враховувати величину m , то в теорії дифракції хвиль на сферичних краплях в залежності від параметра Δ розрізняють три випадки:

- $\Delta \ll 1$ або $r \ll (8, 2)$;
- $\Delta \sim 1$ або $r \sim (8, 3)$;
- $\Delta \gg 1$ або $r \gg 8$.

У першому випадку, коли радіус крапель малий у порівнянні з довжиною хвилі падаючого випромінювання, розрахунки коефіцієнтів ослаблення і радіолокаційного відображення необхідно проводити по наближеним формулам. Цей випадок називають наближенням Релея, і для розрахунків використовуються формули Релея.

У другому випадку радіус крапель порівнюємо з довжиною хвилі падаючого випромінювання або трохи перевищує її. У цьому випадку розрахунки коефіцієнтів розсіювання, поглинання і радіолокаційного відображення необхідно проводити за формулами точної теорії - теорії дифракції хвиль на сферичних частинках (теорії Мі).

Нарешті, в третьому випадку, коли радіус крапель великий у порівнянні з довжиною хвилі падаючого випромінювання, розрахунки необхідно проводити за формулами геометричної оптики. Слід зазначити, що, сувора теорія дифракції на сфері - теорія Мі - практично включає в себе всі три зазначених випадку.

Однак в сучасних умовах розрахунки по теорії Мі навіть при використанні сучасних ЕОМ пов'язані з певними математичними труднощами. Тому в тих випадках, коли це можливо, слід використовувати наближені методи розрахунку. Якщо взяти до уваги і величину m , то наближеними формулами Релея слід користуватися, коли $\Delta|m| < 1$. У всіх інших випадках застосування строгої теорії Мі обов'язково.

Електромагнітне випромінювання ММ діапазону поширюється через полідисперсні хмари. Полідисперсністю хмара включає в себе три фракції

крапель: 1) радіусом від 1 до 20 мкм, 2) від 20 до 85 мкм і 3) від 85 до 1500 мкм і більше. Краплі всіх фракцій одночасно знаходяться в хмарі при температурі від 20 до -20°C .

Фракція крапель радіусом від 1 до 20 мкм досліджувалася давно і щільності розподілу цих крапель за розмірами відомі досить добре. Цього не можна сказати щодо двох інших фракцій. Для крапель радіусом від 85 до-1500 мкм і більше деякий наглядний матеріал ще є, і можна узагальнити результати досліджень останніх десяти років. Вивчення крапель розміром від 20 до 85 мкм знаходиться в початковій стадії і остаточних даних ще немає [3].

Виходячи з положення, що склалося з дослідженням мікроструктури хмар, слід розглядати матеріал з розповсюдження ММ хвиль в хмарах окремо для кожної фракції крапель. Крім того, є і фізичні передумови для подібного підходу до викладу матеріалу поширення електромагнітного випромінювання в хмарах. Вони закладені в теорії дифракції випромінювання на сферичній частинки і полягають в наступному:

- фракція крапель розміром від 1 до 20 мкм при поширенні ММ хвиль підходить під випадок дифракції електромагнітних хвиль для умови $r \ll \lambda$, цей випадок відноситься до релеєвського ослаблення і описується формулами Релея;
- фракція крапель розміром від 20 до 85 і від 85 до 1500 мкм і більш при поширенні ММ хвиль відноситься до випадку $r \approx \lambda$, т. е. підходить під опис теорії дифракції та тут може бути застосована тільки строга теорія Мі.

З точки зору дифракції та поширення електромагнітних хвиль через полідисперсність хмара це два абсолютно різних випадку; змішувати їх не можна, і потрібно їх окремий розгляд.

Водність хмари визначається першою фракцією крапель (1-20 мкм), а водність, обумовлена двома іншими фракціями, мізерно мала в порівнянні з першою, внесок двох останніх фракцій в коефіцієнти розсіювання і відображення в ММ діапазонах набагато перевершує внесок першої фракції [3].

У переважній більшості експериментальних робіт, виконаних, як в на-

шій країні, так і за кордоном, використовується метод власного радіовипромінювання хмари для дослідження ослаблення або, точніше, поглинання мікрохвильового випромінювання хмарою. Відомо, що власне випромінювання хмари пропорційно його поглинання, а останнім повністю визначається водністю хмари. Однак великі і надвеликі краплі у всіх хмарах через малу концентрації вносять незначний вклад в водність хмари. Тому при використанні методу власного випромінювання для визначення поглинання хмари внеском великих і надвеликих крапель можна знехтувати.

1.5.1 Розрахунок поглинання в хмарі

Зважені в хмарі водні краплі - ефективні поглиначі міліметрового діапазону. Діапазон розмірів їх радіусу - нижче 50 м , який дозволяє використовувати апроксимацію Релея в теорії розсіювання Мі, щоб використовувати такі вирази для коефіцієнтів рефракції N_w [10]

$$N_w(f) = W(9/2) * [\varepsilon''(1 + \eta_2)]^{-1}, \quad (1.10)$$

$$N_w(f) = W(9/2) * [1/(\varepsilon_0 + 2) - \eta / (\varepsilon''(1 + \eta^2))] \quad (1.11)$$

де $\eta = (2 + \varepsilon') / \varepsilon''$, W – концентрація водних крапель в хмарі; ε_0 статична частина (при $f = 0$) і ε' , ε'' є реальними і уявними частинами діелектричної проникності рідини.

Рівняння (1.10 і 1.11) недооцінюють N_w на частотах більше чим 300 GHz, т.к. стає істотним розсіювання Мі (наприклад, при 1 GHz, N_w збільшується приблизно до 10 - 30 % [10]).

Діелектрична проникність $\varepsilon(f)$ води визначена з використанням нової моделі «подвійний Дебай»

$$\varepsilon''(f) = [(\varepsilon_0 - \varepsilon_1)f / [f_p(1 + (f/f_p)^2)]] + [(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)f / [f_s(1 + (f/f_s)^2)]], \quad (1.12)$$

$$\varepsilon'(f) = (\varepsilon_0 - \varepsilon_1) / [1 + (f/f_p)^2] + (\varepsilon_1 - \varepsilon_2) / [(1 + (f/f_s)^2) + \varepsilon^2], \quad (1.13)$$

де $\varepsilon_0 = 77.66 + 103.3(\theta - 1)$;

$$\varepsilon_1 = 5.48;$$

$$\varepsilon_2 = 3.51,$$

а також основні і вторинні частоти релаксації

$$f_p = 20.09 - 142 (\theta - 1) + 294(\theta - 1)^2 \quad \text{GHz},$$

$$f_s = 590 - 1500 (\theta - 1) \quad \text{GHz},$$

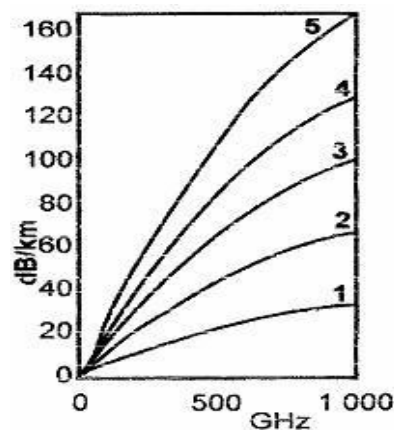
де $\theta = 300 / (T + 273.15)$ - відносно зворотня температурна змінна;

T – температура в $^{\circ}\text{C}$.

Рівняння (1.12 і 1.13) - метод найкращого наближення до даних діелектричної проникності для частот до 1000 GHz в температурному діапазоні від -10 до 30 $^{\circ}\text{C}$.

Системи, що працюють в міліметровому діапазоні (90 - 350 GHz) представляють альтернативу електрооптичним властивостям системам, забезпечуючи роботу в умовах обмеженої видимості. У моделі поширення міліметрових хвиль проводиться облік впливу крапельної вологи додатково до впливу насиченого парю повітря на коефіцієнт рефракції (1.10, 1.11). Ключові параметри - концентрація W і температура T .

Результати таких розрахунків частотної залежності погонного ослаблення в хмарах для різної щільності крапель представлені на рисунку 1.13.



1-0.5 г/м³, 2-2 г/м³, 3-3 г/м³, 4-4 г/м³, 5-5 г/м³

Рисунок 1.13 - Залежність γ *от* f для різної щільності водяних крапель.

1.5.2 Розрахунок поглинання в дощі

Явище заломлення в дощі, N_R , визначаються ефектами поглинання і розсіювання. Істотні взаємодії мають місце, коли діаметри крапель (від 0.1 до

5 мм) і довжина радіохвилі стануть порівнянними. В обхід складних, довгих Мі обчислень, які вимагають знання форми і розподілу крапель за розмірами, також як діелектричну постійну води (1.12, 1.13), використовуються такі апроксимації

$$N_R''(f) \approx C_R R^Z, \quad (1.14)$$

$$N_R'(f) \approx \frac{R(0,012R - 3,7)y^{2,5}}{fR(1 + y^{2,5})}, \quad (1.15)$$

де $y = \frac{f}{f_R}$;

$$f = 53 - R(0.37 - 0.0015 R) \text{ GHz.}$$

Частотний коефіцієнт залежності $C_R(f)$ і показник ступеня $Z(f)$ для відносини статечного закону був оцінений для $T = 0$ °C. Використовувалися спектри розміру крапель відповідно до Закону Лоуса-Парсона. Регрес, придатний індивідуальним (C_R, Z) з'єднанню по частотному діапазону від 1 до 1000 GHz, закінчився схемою обчислення.

Розрахункові значення параметрів необхідних для обчислення C_R і Z містяться в таблиці 1.4.

Таблиця 1.4 - Розрахункові значення параметрів

$f, \text{ GHz}$	x^1	y^1	$f, \text{ GHz}$	x^2	y^2
1 – 2.9	$3.51 \cdot 10^{-4}$	1.03	1 – 8.5	0.851	0.158
2.9 – 54	$2.31 \cdot 10^{-4}$	1.42	8.5 – 25	1.41	0.0779
54 – 180	0.225	0.301	25 – 164	2.63	0.272
180 – 1000	18.6	1.151	164 – 1000	0.616	0.0126

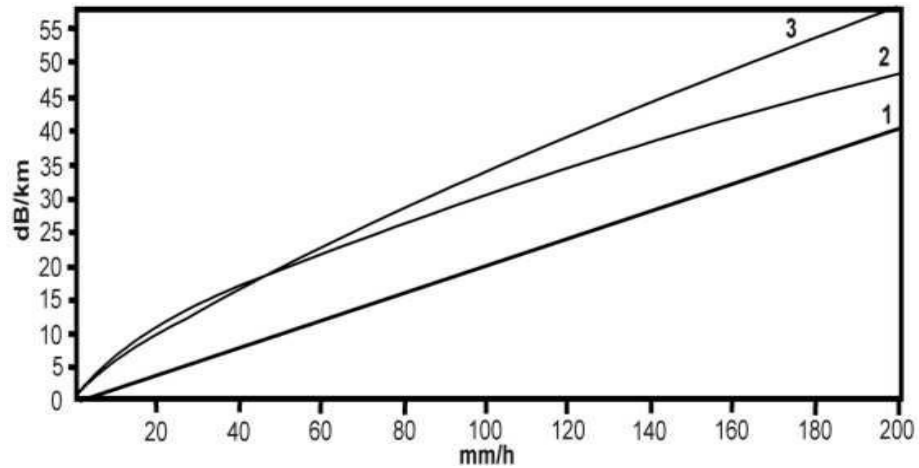
Формулювання в (1.14, 1.15) для заломлюючої дисперсії дощем була отримана методом найменшого квадратичного відхилення стосовно до обчислень теорії Ми заснованих на Маршала-Палмера розподілі розміру крапель [11].

Ключовий параметр - інтенсивність дощу R (0 – 200 мм/ч).

Основна проблема для всіх систем, що працюють в частотах більш ніж 10 GHz - їх робота в дощі. Модель поширення міліметрових хвиль дощу (1.14, 1.15) забезпечує оцінку ефектів поширення в таких ситуаціях. При цьо-

му треба мати на увазі, що внесок туману, кристалів і снігу в сумарне ослаблення сигналу на трасі дуже малий у порівнянні з дощовими опадами та рідко-крапельними хмарами.

Результати таких розрахунків залежності погонного ослаблення в дощах різної інтенсивності представлені на рисунку 1.14.



(1- 40ГГц, 2- 90ГГц, 3- 300ГГц)

Рисунок 1.14 - Залежність γ від інтенсивності дощу для трьох частот

2 МЕТОДИЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ РАДІОМЕТРІЇ АТМОСФЕРИ ТУ

2.1 Рекомендації ІТУ про поширення радіохвиль в атмосфері

Роль сектора радіозв'язку полягає в забезпеченні раціонального, справедливого, ефективного та економного використання радіочастотного спектру всіма службами радіозв'язку, включаючи супутникові служби, і проведенні в необмеженій частотному діапазоні досліджень, на основанні яких приймаються Рекомендації.

Всесвітні та регіональні конференції радіозв'язку та асамблеї радіозв'язку за підтримки дослідницьких комісій виконують регламентну і політичну функції Сектора радіозв'язку.

Асамблея радіозв'язку МСЕ, враховуючи:

- що існує необхідність в забезпеченні інженерів керівництвом з проектування систем електрозв'язку Земля-космос на частотах вище 10 ГГц;
- що ослаблення через хмарність може бути важливим фактором, особливо для мікрохвильових систем, що працюють на частотах набагато вище 10 ГГц, або для малодоступних систем;
- що для розрахунку часових рядів загального ослаблення і для методів просторово-часового прогнозування необхідно аналітичне вираз статистичних даних загального столбчатого обсягу рідкої води, що міститься в хмарах,
- що дані місцевих вимірювань загального столбчатого обсягу рідкої води, що міститься в хмарах, можуть бути недоступні,

рекомендує:

- в разі якщо дані місцевих вимірювань загального столбчатого обсягу рідкої води, що міститься в хмарах, недоступні, використовувати для прогнозування ослаблення через хмарність і туману метод, наведений у п. 2.1.1;
- в разі якщо дані місцевих вимірювань загального столбчатого обсягу рідкої води, що міститься в хмарах, недоступні, використовувати для роз-

рахунку ослаблення через хмарність метод, наведений у п. 2.1.2;

- використовувати інформацію, що міститься в п. 2.1.3, для загальних розрахунків ефектів поширення, які необхідні, серед іншого, для просторово-часових моделей каналів, для яких потрібно аналітичний вираз статистичних даних загального столбчатого обсягу рідкої води, що міститься в хмарах

2.1.1 Розподіл ослаблення через хмарність на похилих трасах на основі цифрових карт світу

Ослаблення через хмарність на похилих трасах, A , для даного рівня ймовірності, p , визначається наступним чином

$$A = \frac{Lred K_l(f, 273,15)}{\sin \varphi} \text{ дБ для } 90^0 \geq \varphi \geq 5^0, \quad (2.1)$$

де $Lred$ - загальний стовпчастий обсяг рідкої води, що міститься в хмарах, з температурою, зниженою до фіксованого значення 273,15 К, $Lred$ (кг/м² або, еквівалентно, мм), для даного рівня ймовірності p ;

φ - кут місця;

K_l - розраховується за рівнянням (2.2) - (2.11) для температури води 273,15 К.

Для обчислення значення K_l для частот до 200 ГГц можна використовувати математичну модель, засновану на релеєвському розсіянні, в якій застосовується двовимірна модель Дебая для діелектричної проникності, $\epsilon(f)$, води

$$K_l(f, T) = \frac{0,819 f}{\epsilon (1 + \eta^2)} \text{ (дБ/км)/Г/м}^3, \quad (2.2)$$

де f - частота (ГГц) і

$$\eta = \frac{2 + \epsilon'}{\epsilon''}. \quad (2.3)$$

$$\varepsilon''(f) = \frac{f(\varepsilon_0 - \varepsilon_1)}{f_p^2 + f^2} + \frac{f(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)}{f_s^2 + f^2}, \quad (2.4)$$

$$\varepsilon'(f) = \frac{f(\varepsilon_0 - \varepsilon_1)}{f_p^2 + f^2} + \frac{f(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)}{f_s^2 + f^2} + \varepsilon_2, \quad (2.5)$$

де: T - температура рідкої води (К);

$$\varepsilon_0 = 77,66 + 103,3(\theta - 1); \quad (2.6)$$

$$\varepsilon_1 = 0,0671 \varepsilon_0; \quad (2.7)$$

$$\varepsilon_2 = 3,52; \quad (2.8)$$

$$\theta = 300 / T, \quad (2.9)$$

Головна частота релаксації, f_p , і вторинна частота релаксації, f_s , визначаються в такий спосіб

$$f_p = 20,2 - 146(\theta - 1) + 316(\theta - 1)^2 \quad (\text{ГГц}); \quad (2.10)$$

$$f_s = 39,8 f_p \quad (\text{ГГц}); \quad (2.11)$$

Річні значення загального столбчатого обсягу рідкої води L_{red} (кг / м²) зі зниженою температурою, що міститься в хмарах, перевищує при рівнях ймовірності 0,1, 0,2, 0,3, 0,5, 1, 2, 3, 5, 10, 20, 30, 50, 60, 70, 80, 90, 95, 99 % щодо середньорічних значень, є невід'ємною частиною цієї Рекомендації і доступні в формі цифрових карт.

Місячні значення загального столбчатого обсягу рідкої води L_{red} (кг / м²) зі зниженою температурою, що міститься в хмарах, перевищує при рівнях ймовірності 1, 2, 3, 5, 10, 20, 30, 50, 60, 70, 80, 90, 95, 99 % відносно середньомісячних значень, є невід'ємною частиною нашої Рекомендації і доступні в формі цифрових карт.

Дані наведені від 0° до 360° по довготі і від +90° до -90° по широті з дозволом 1,125° за широтою та довготою. Загальний стовпчастий обсяг рідкої води зі зниженою температурою, що міститься в хмарах, в будь-якому

бажаному місцезнаходження на поверхні Землі може бути отриманий за допомогою наступного методу інтерполяції:

- визначити дві ймовірності, p_{above} і p_{below} , велику і меншу бажаної ймовірності p , з набору: 0,1, 0,2, 0,3, 0,5, 1, 2, 3, 5, 10, 20, 30, 50, 60, 70, 80, 90, 95 і 99% для річних статистичних даних і з набору: 1, 2, 3, 5, 10, 20, 30, 50, 60, 70, 80, 90, 95 і 99% для місячних статистичних даних;
- для двох ймовірностей, p_{above} і p_{below} , визначити загальний стовпчастий обсяг рідкої води зі зниженою температурою, що міститься в хмарах, L_{red1} , L_{red2} , L_{red3} і L_{red4} , в чотирьох найближчих вузлових точках;
- визначити загальний стовпчастий обсяг рідкої води зі зниженою температурою, що міститься в хмарах, $L_{redabove}$ і $L_{redbelow}$, при ймовірності p_{above} і p_{below} шляхом виконання білінійної інтерполяції чотирьох значень загального столбчатого обсягу рідкої води зі зниженою температурою, L_{red1} , L_{red2} , L_{red3} , і L_{red4} , в чотирьох вузлових точках, як описано в Рекомендації МСЕ-R P.1144;
- визначити загальний стовпчастий обсяг рідкої води зі зниженою температурою, що міститься в хмарах, L_{red} , при бажаної ймовірності, p , шляхом інтерполяції $L_{redabove}$ і $L_{redbelow}$ в залежності від p_{above} і p_{below} до p по лінійної шкалою L_{red} в залежності від $\log p$.

2.1.2 Ослаблення через хмарність на похилих трасах на основі місцевих даних

Ослаблення через хмарність на похилих трасах, A , визначається наступним чином

$$A = \frac{LK_l(f, 273, 15)}{\sin \varphi} \text{ дБ для } 90^0 \leq \varphi \leq 5^0, \quad (2.12)$$

де L – загальний стовпчастий обсяг рідкої води, що міститься в хмарах ($\text{кг}/\text{м}^2$ або, еквівалентно, мм);

φ – кут місця;

K_l - розраховується наступним чином

$$K_l(f, T) = \frac{0,819 \times (1,9479 \times 10^{-4} \times f^{2,308} + 2,9424 \times f^{0,7436 - 4,9451})}{\varepsilon' (1 + \eta^2)}, \text{ (дБ/км)/(Г/м}^3\text{)}, (2.13)$$

де η – визначається в рівнянні (2.3);

ε'' – визначається в рівнянні (2.4), і температура рідкої води;

$T = 273,15$ К.

2.1.3 Апроксимація L_{red} за допомогою логарифмічно нормального розподілу

Річні статистичні дані загального столбчатого обсягу рідкої води зі зниженою температурою, що міститься в хмарах, можуть бути апроксимовані за допомогою логарифмічно нормального розподілу. Цифрові карти середніх значень m , стандартного відхилення s і ймовірності загального столбчатого обсягу рідкої води з температурою, зниженою до ненульового значення, P_{clw} , параметри логарифмічно нормального розподілу є невід'ємною частиною цієї Рекомендації і доступні в формі цифрових карт.

Загальний стовпчастий обсяг рідкої води зі зниженою температурою, що міститься в хмарах, в будь-якому бажаному місцезнаходженні на поверхні Землі може бути отриманий за допомогою наступного методу інтерполяції:

- визначити параметри $m_1, m_2, m_3, m_4, s_1, s_2, s_3, s_4, P_{CLW1}, P_{CLW2}, P_{CLW3}$ и P_{CLW4} в чотирьох найближчих вузлових точках;
- визначити загальний стовпчастий обсяг рідкої води зі зниженою температурою, що міститься в хмарах, $L_{red1}, L_{red2}, L_{red3},$ і L_{red4} , для бажаної ймовірності, p , в чотирьох найближчих вузлових точках, виходячи з параметрів $m_1, m_2, m_3, m_4, s_1, s_2, s_3, s_4, P_{CLW1}, P_{CLW2}, P_{CLW3}, P_{CLW4}$ наступним чином

$$L_{red, i} = \frac{p^{m_i + s_i \times Q^{-1}}}{p_{clwi}} \text{ для } i = 1, 2, 3, 4, \quad (2.14)$$

де

$$Q(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot \int_x^{\infty} e^{-\frac{t^2}{2}} dt ; \quad (2.15)$$

- визначити загальний стовпчастий обсяг рідкої води зі зниженою температурою, що міститься в хмарах, в бажаному місцезнаходження шляхом здійснення билинейної інтерполяції чотирьох значень загального столбчатого обсягу рідкої води зі зниженою температурою, Lred1, Lred2, Lred3 і Lred4, в чотирьох вузлових точках, як описано в Рекомендації МСЕ -R P.114.

2.2 Загасання в атмосферних газах

Погонне загасання в сухому повітрі і за рахунок водяної пари для будь-яких значень тиску, температури і вологості на частотах до 1000 ГГц найбільш точно розраховується методом підсумовування резонансних ліній кисню і водяної пари, в який введено додаткові невеликі за величиною коефіцієнти, що враховують нерезонансний, або дебаевський, спектр поглинання киснем на частотах нижче 10 ГГц, поглинання молекулами азоту при певному тиску на частотах вище 100 ГГц і додаткове поглинання в смузі безперервного поглинання водяною парою, знайдене експериментальним шляхом.

На рисунку 2.1 показано погонне загасання, розраховане за допомогою методу прогнозування для частот від 0 до 1000 ГГц з кроком 1 ГГц, при тиску 1013,25 гПа, температурі 15 ° С, щільності водяної пари 7,5 г/м³ (стандартна атмосфера) і для сухої атмосфери (сухе повітря).

Близько частоти 60 ГГц при тиску на рівні моря безліч ліній поглинання кисню зливаються, утворюючи одну широку смугу поглинання, що в деталях показано на рисунку 2.2.

На цьому ж рисунку показано загасання за рахунок кисню в більш високих шарах атмосфери, де зі збільшенням висоти тиск зменшується і стають помітні окремі лінії поглинання.

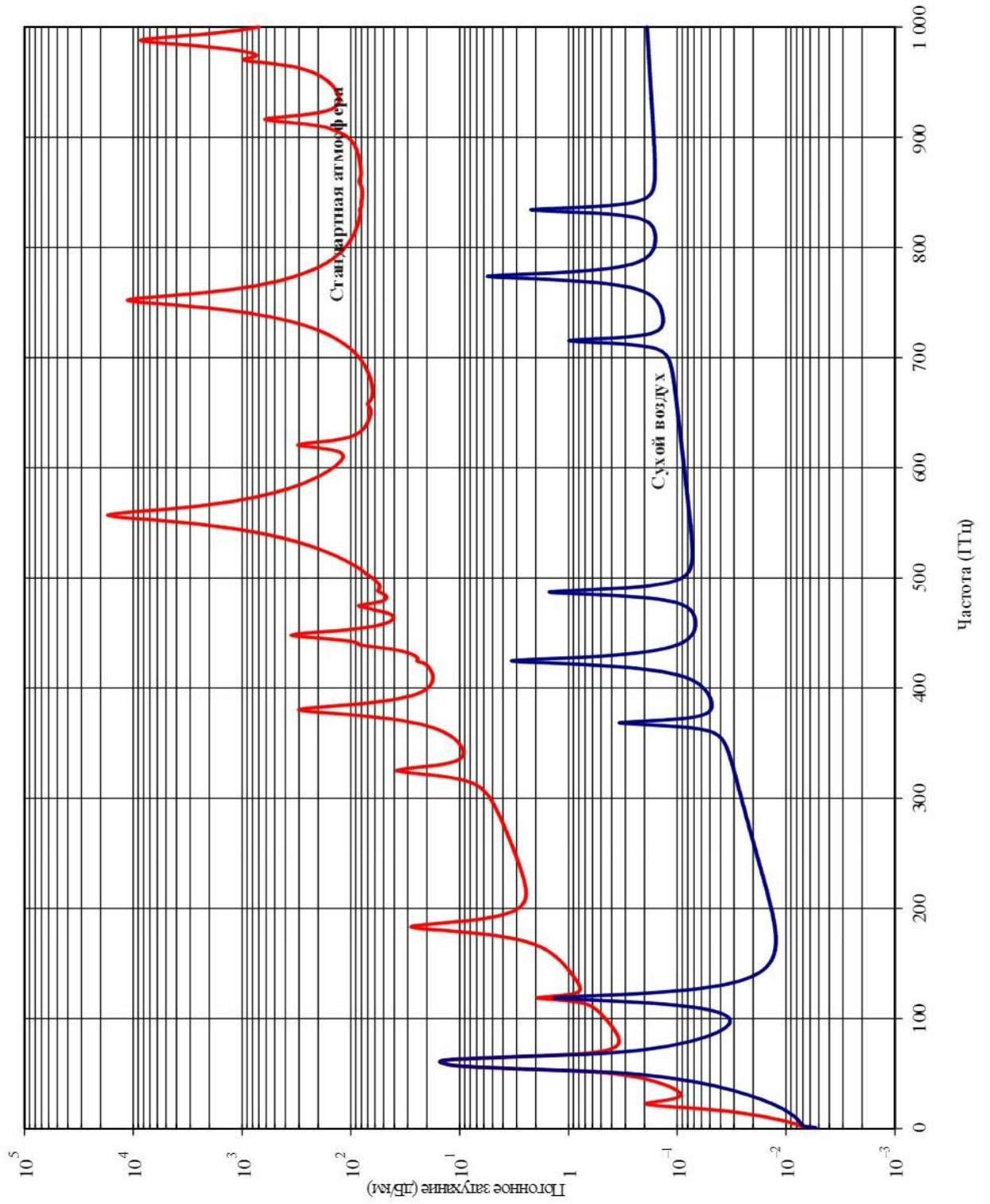


Рисунок 2.1 - Погонне загасання в атмосферних газах, розраховане з кроком 1 ГГц, включаючи центри ліній поглинання

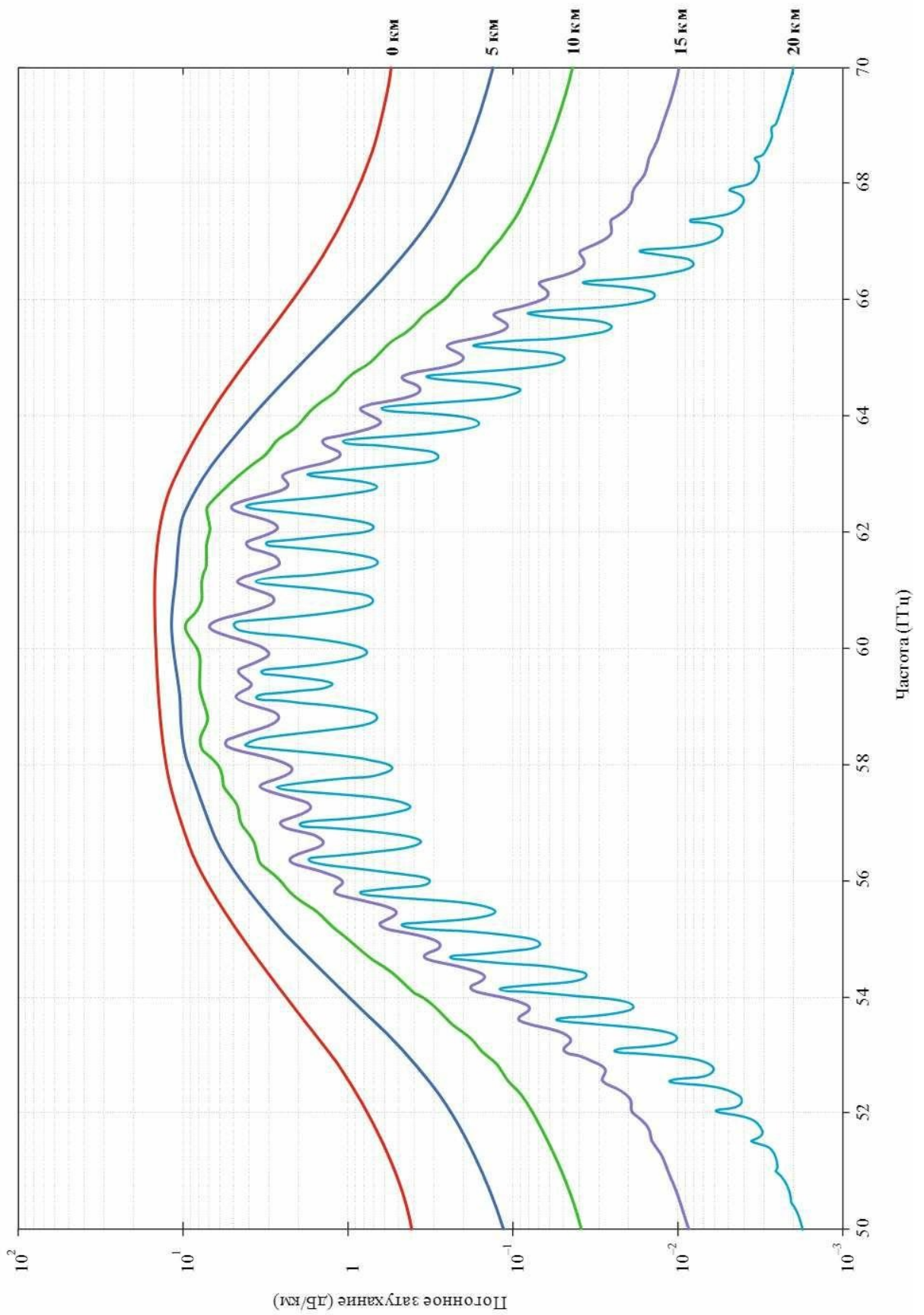


Рисунок 2.2 - Погонне загасання в діапазоні 50-70 ГГц на зазначених висотах, розраховане з кроком 50 МГц, включаючи центри ліній поглинання (0 км, 5 км, 10 км, 15 км і 20 км)

Погонне загасання в газах визначається наступним чином

$$y = y_0 + y_w = 0,1820 f [N_{\text{кисень}}''(f) + N_{\text{водяна пара}}''(f)] \text{ дБ/км}, \quad (2.16)$$

де y_0 и y_w - погонні загасання (дБ/км), зумовлені сухим повітрям (киснем, азотом при певному тиску і нерезонансна дебаєвського загасанням) і водяною парою відповідно,

f – частота (ГГц);

$N_{\text{кисень}}''(f)$ та $N_{\text{водяна пара}}''(f)$ - уявні частини частотно-залежних комплексних рефракцій

$$N_{\text{кисень}}''(f) = \sum_{i(\text{кисень})} \frac{S_i F_i + N_{D,i}}{D}; \quad (2.17a)$$

$$N_{\text{водяна пара}}''(f) = \sum_{i(\text{водяна пара})} \frac{S_i F_i}{D}; \quad (2.17b)$$

де S_i – інтенсивність i -ї спектральної лінії кисню або водяної пари,

F_i – коефіцієнт форми лінії кисню або водяної пари, а знаки суми поширюються на всі спектральні лінії в таблицях 2.1 і 2.2 ;

$N_{D,i}$ – безперервний спектр для сухого повітря, обумовлений поглинанням азоту при певному тиску і дебаєвського спектром, як задано рівнянням (8).

Інтенсивність лінії визначається наступним чином

$$S_i = a \times 10^{-7} p \theta^3 \exp[a(1-\theta)] \quad \text{для кисню} \quad (2.18,a)$$

$$S_i = b \times 10^{-1} e \theta^{3,5} \exp[b(1-\theta)] \quad \text{для водяного пару} \quad (2.18,b)$$

де p - тиск сухого повітря (в гПа);

e - парціальний тиск водяної пари (гПа) (повний барометричний тиск, $p_{tot} = p + e$);

$\theta = 300/T$;

T : - температура (К).

Якщо є, слід використовувати місцеві профілі висоти p , e і T (наприклад, виміряні за допомогою радіозондирования). За відсутності місцевих даних можливо використовувати значення еталонної стандартної атмосфери, описаної в Рекомендації МСЕ-R P.835. (Слід зазначити, що, коли обчислю-

ється загальне затування в атмосфері, для загасання і в сухому повітрі, і у водній парі використовується один і той же парціальний тиск водяної пари.)

Парціальний тиск водяної пари, e , на висоті можна розрахувати виходячи з значень щільності водяної пари, ρ , і температури, T , на цій висоті, використовуючи наступну формулу

$$\frac{e}{216,7} = \frac{\rho T}{216,7} \quad (2.19)$$

Спектроскопічні дані для кисню наведені в таблиці 2.1, а спектроскопічні дані для водяної пари - в таблиці 2.2.

Таблиця 2.1 - Спектроскопічні дані для загасання за рахунок кисню

f_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6
50,474214	0,975	9,651	6,690	0,0	2,566	6,850
50,987745	2,529	8,653	7,170	0,0	2,246	6,800
51,503360	6,193	7,709	7,640	0,0	1,947	6,729
52,021429	14,320	6,819	8,110	0,0	1,667	6,640
52,542418	31,240	5,983	8,580	0,0	1,388	6,526
53,066934	64,290	5,201	9,060	0,0	1,349	6,206
53,595775	124,600	4,474	9,550	0,0	2,227	5,085
54,130025	227,300	3,800	9,960	0,0	3,170	3,750
54,671180	389,700	3,182	10,370	0,0	3,558	2,654
55,221384	627,100	2,618	10,890	0,0	2,560	2,952
55,783815	945,300	2,109	11,340	0,0	-1,172	6,135
56,264774	543,400	0,014	17,030	0,0	3,525	-0,978
56,363399	1 331,800	1,654	11,890	0,0	-2,378	6,547
56,968211	1 746,600	1,255	12,230	0,0	-3,545	6,451
57,612486	2 120,100	0,910	12,620	0,0	-5,416	6,056
58,323877	2 363,700	0,621	12,950	0,0	-1,932	0,436
58,446588	1 442,100	0,083	14,910	0,0	6,768	-1,273
59,164204	2 379,900	0,387	13,530	0,0	-6,561	2,309
59,590983	2 090,700	0,207	14,080	0,0	6,957	-0,776
60,306056	2 103,400	0,207	14,150	0,0	-6,395	0,699
60,434778	2 438,000	0,386	13,390	0,0	6,342	-2,825
61,150562	2 479,500	0,621	12,920	0,0	1,014	-0,584
61,800158	2 275,900	0,910	12,630	0,0	5,014	-6,619
62,411220	1 915,400	1,255	12,170	0,0	3,029	-6,759
62,486253	1 503,000	0,083	15,130	0,0	-4,499	0,844
62,997984	1 490,200	1,654	11,740	0,0	1,856	-6,675
63,568526	1 078,000	2,108	11,340	0,0	0,658	-6,139
64,127775	728,700	2,617	10,880	0,0	-3,036	-2,895

Продовження таблиці 2.1

f_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6
64,678910	461,300	3,181	10,380	0,0	-3,968	-2,590
65,224078	274,000	3,800	9,960	0,0	-3,528	-3,680
65,764779	153,000	4,473	9,550	0,0	-2,548	-5,002
66,302096	80,400	5,200	9,060	0,0	-1,660	-6,091
66,836834	39,800	5,982	8,580	0,0	-1,680	-6,393
67,369601	18,560	6,818	8,110	0,0	-1,956	-6,475
67,900868	8,172	7,708	7,640	0,0	-2,216	-6,545
68,431006	3,397	8,652	7,170	0,0	-2,492	-6,600
68,960312	1,334	9,650	6,690	0,0	-2,773	-6,650
118,750334	940,300	0,010	16,640	0,0	-0,439	0,079
368,498246	67,400	0,048	16,400	0,0	0,000	0,000
424,763020	637,700	0,044	16,400	0,0	0,000	0,000
487,249273	237,400	0,049	16,000	0,0	0,000	0,000
715,392902	98,100	0,145	16,000	0,0	0,000	0,000
773,839490	572,300	0,141	16,200	0,0	0,000	0,000
834,145546	183,100	0,145	14,700	0,0	0,000	0,000

Таблиця 2.2 - Спектроскопічні дані для загасання в водяній парі

f_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6
50,474214	0,975	9,651	6,690	0,0	2,566	6,850
50,987745	2,529	8,653	7,170	0,0	2,246	6,800
51,503360	6,193	7,709	7,640	0,0	1,947	6,729
52,021429	14,320	6,819	8,110	0,0	1,667	6,640
52,542418	31,240	5,983	8,580	0,0	1,388	6,526
53,066934	64,290	5,201	9,060	0,0	1,349	6,206
53,595775	124,600	4,474	9,550	0,0	2,227	5,085
54,130025	227,300	3,800	9,960	0,0	3,170	3,750
54,671180	389,700	3,182	10,370	0,0	3,558	2,654
55,221384	627,100	2,618	10,890	0,0	2,560	2,952
55,783815	945,300	2,109	11,340	0,0	-1,172	6,135
56,264774	543,400	0,014	17,030	0,0	3,525	-0,978
56,363399	1 331,800	1,654	11,890	0,0	-2,378	6,547
56,968211	1 746,600	1,255	12,230	0,0	-3,545	6,451
57,612486	2 120,100	0,910	12,620	0,0	-5,416	6,056
58,323877	2 363,700	0,621	12,950	0,0	-1,932	0,436
58,446588	1 442,100	0,083	14,910	0,0	6,768	-1,273
59,164204	2 379,900	0,387	13,530	0,0	-6,561	2,309
59,590983	2 090,700	0,207	14,080	0,0	6,957	-0,776
60,306056	2 103,400	0,207	14,150	0,0	-6,395	0,699
60,434778	2 438,000	0,386	13,390	0,0	6,342	-2,825

Продовження таблиці 2.1

f_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6
61,150562	2 479,500	0,621	12,920	0,0	1,014	-0,584
61,800158	2 275,900	0,910	12,630	0,0	5,014	-6,619
62,411220	1 915,400	1,255	12,170	0,0	3,029	-6,759
62,486253	1 503,000	0,083	15,130	0,0	-4,499	0,844
62,997984	1 490,200	1,654	11,740	0,0	1,856	-6,675
63,568526	1 078,000	2,108	11,340	0,0	0,658	-6,139
64,127775	728,700	2,617	10,880	0,0	-3,036	-2,895
64,678910	461,300	3,181	10,380	0,0	-3,968	-2,590
65,224078	274,000	3,800	9,960	0,0	-3,528	-3,680
65,764779	153,000	4,473	9,550	0,0	-2,548	-5,002
66,302096	80,400	5,200	9,060	0,0	-1,660	-6,091
66,836834	39,800	5,982	8,580	0,0	-1,680	-6,393
67,369601	18,560	6,818	8,110	0,0	-1,956	-6,475
67,900868	8,172	7,708	7,640	0,0	-2,216	-6,545
68,431006	3,397	8,652	7,170	0,0	-2,492	-6,600
68,960312	1,334	9,650	6,690	0,0	-2,773	-6,650
118,750334	940,300	0,010	16,640	0,0	-0,439	0,079
368,498246	67,400	0,048	16,400	0,0	0,000	0,000
424,763020	637,700	0,044	16,400	0,0	0,000	0,000
487,249273	237,400	0,049	16,000	0,0	0,000	0,000
715,392902	98,100	0,145	16,000	0,0	0,000	0,000
773,839490	572,300	0,141	16,200	0,0	0,000	0,000
834,145546	183,100	0,145	14,700	0,0	0,000	0,000

Останній запис в таблиці 2.2 це псевдолінія з центральною частотою 1780 ГГц, нижнє крило якої є спільний внесок на частоті нижче 1000 ГГц резонансних частот водяної пари (тобто безперервний спектр водяної пари), що не враховуються при використанні методу прогнозування шляхом підсумовування спектральних ліній. Параметри псевдоліній коригуються з метою врахування відмінності між вимірюваним поглинанням в атмосферних «вікнах» прозорості та розрахованим поглинанням на місцевих лініях.

Коефіцієнт форми спектральних ліній визначається за формулою

$$F_i = \frac{f}{f} \frac{\Delta f - \delta(f_i - f)}{2 + \Delta^2} + \frac{\Delta f - \delta(f_i + f)}{2 + \Delta^2}, \quad (2.20)$$

де f_i – частота лінії кисню або водяної пари;

Df – ширина лінії

$$Df = a_3 \times 10^{-4} \left(p\theta^{(0,8-a_4)} + 1,1e\theta \right) \text{ для кисню} \quad (2.21,а)$$

$$Df = b_3 \times 10^{-4} \left(p\theta^{b_4} + b_5e\theta^{b_6} \right) \text{ для водяної пари} \quad (2.21,б)$$

Ширина спектральної лінії, Df змінюється для обліку зеемановського розщеплювання ліній кисню і доплерівського розширення ліній водяної пари

$$Df = \sqrt{Df^2 + 2,25 \times 10^{-6}} \text{ для кисню} \quad (2.22,а)$$

$$Df = 0,535Df + \sqrt{0,217Df^2 + \frac{2,1316 \times 10^{-12} f_i}{\theta}} \text{ для водяної пари,} \quad (2.22,б)$$

де δ – поправочний коефіцієнт, обумовлений інтерференцією спектральних ліній кисню

$$\delta = \left(a_5 + a_6 \theta \right) \times 10^{-4} (p + e)\theta^{0,8} \text{ для кисню} \quad (2.23,а)$$

$$\delta = 0 \text{ для водяної пари} \quad (2.23,б)$$

Смуга безперервного поглинання в сухому повітрі є наслідком існування нерезонансного спектра кисню на частотах нижче 10 ГГц і, при певному тиску, загасання за рахунок азоту на частотах вище 100 ГГц.

$$N_D(f) = \frac{f p \omega}{d} \left[\frac{6,14 \times 10^{-5}}{1 + \frac{f}{d}} + \frac{1,4 \times 10^{-12} p \theta^{1,5}}{1 + 1,9 \times 10^{-5} f^{1,5}} \right], \quad (2.24)$$

2.3 Розрахунок готовності ліній зв'язку

Актуальність питань вивчення статистичних параметрів повного вертикального і погонного приземного ослаблення радіохвиль ММ діапазону різко зросла в світі в останні роки з огляду на розробки перспективних надшвидкісних і інформаційних мереж наземно-космічної та тропосферного зв'язку п'ятого покоління (5G) використовують частотні діапазони 10-100 ГГц. Застосування цього щодо нового для широкомасштабно використовува-

них комунікаційних додатків діапазону дозволяє забезпечити зростання обсягів і швидкості переданої інформації вище 10 Гбіт / сек при прийнятних рівнях готовності в мережах зв'язку (10^{-3} - 10^{-4}). Приклад організації мережі супу-

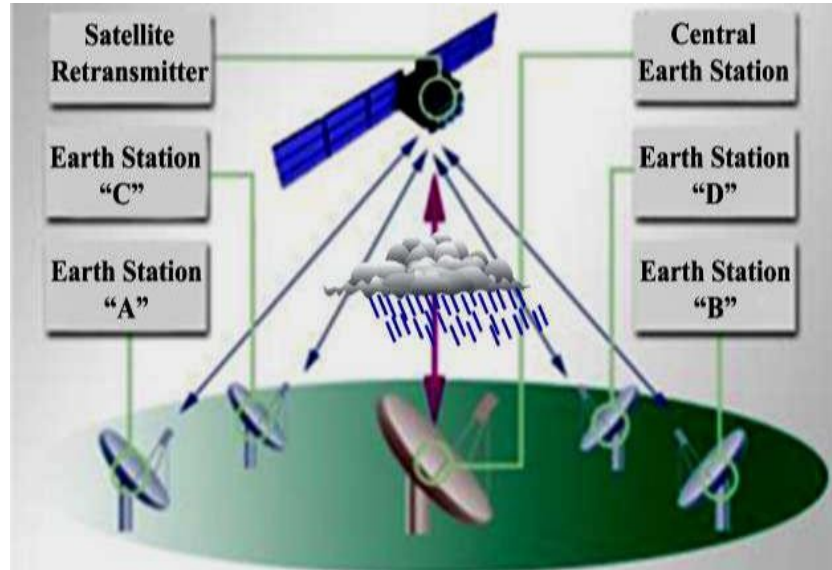


Рисунок 2.3 – Організація мережі супутникового зв'язку типу «Зірка»

При цьому величина коефіцієнта готовності лінії зв'язку є ключовою характеристикою, що визначає надійність інформації, що передається. Розрахувати значення параметра готовності / неготовності лінії зв'язку можна, використовуючи рекомендації міжнародного союзу з телекомунікацій ITU [2-3], на основі наступних виразів розрахунку бюджету радіолінії на трасі [4]

$$P_r = P_t + G_t - L_{FS} - L_{rain} - L_{atm} + G_r, \quad (2.25)$$

де P_t – потужність передавача в dBm ;

G_t, G_r – коефіцієнт посилення антени передавача і приймача в dB_i ;

L_{FS} – загасання сигналу у вільному просторі [5];

$c = 3 \times 10^8$ – швидкість світла, m/s .

$$L_{FS} = 20 \lg \frac{4\pi df}{c} \quad (2.26)$$

Загасання сигналу в дощі L_{rain} визначається виразом [4]

$$L_{rain} = L_{sp_rain} \times r \times d / 1000, \quad (2.27)$$

де L_{sp_rain} – специфічний коефіцієнт загасання $dBm/км$ [2];

d – довжина траси в m ;

Γ – поправка.

$$L_{sp_rain} = k(f) \times RR^{\alpha(f)} \quad (2.28)$$

де RR – інтенсивність дощу в $мм/час$;

$k(f)$ і $\alpha(f)$ константи, що залежать від частоти і поляризації сигналу [2].

Поправка Γ , яка враховує той факт, що дощ падає тільки на частину лінії зв'язку, визначається виразом [5]

$$\Gamma = (1 + d / 35 \exp(-0.015RR))^{-1} \quad (2.29)$$

Загасання сигналу в атмосферних газах L_{atm} визначається з виразу

$$L_{atm} = L_{sp_atm} \times d / 1000 \quad (2.30)$$

де L_{sp_atm} – специфічне загасання $dBm/км$, яке обчислюється за рекомендаціями *ITU* [3].

Максимальні втрати в дощі можуть бути визначені з рівняння (1) з використанням чутливості приймача P_{r_min} для заданого значення бітової помилки (BER) в такий спосіб [6]

$$L_{rain_max} = P_t + G_t + G_r - P_{r_min} - L_{FS} - L_{atm} \quad (2.31)$$

Підставляючи (2.27-2.29) в (2.31) отримуємо наступний вираз

$$\frac{RR_{max}^{\alpha(f)}}{1 + d / 35 \exp(-0.015RR_{max})} = \frac{1000}{k(f)d} (P_t + G_t + G_r - P_{r_min} - L_{FS} - L_{atm}) \quad (2.32)$$

З рівняння (2.32) можна визначити максимальне значення дощової норми RR_{max} , яке гарантує доступність каналу зв'язку, в залежності від частоти, відстані і потужності передавача. Однак ліва частина виразу (2.32) є дуже складним виразом RR_{max} , і тому для його вирішення потрібно використовувати обчислювальні методи. Крім того, якщо відома статистична статистика дощів p (RR) (ймовірність p , величина дощів якої більше RR), можна отримати ймовірність порушення зв'язку.

Приклад такого розрахунку, проведеного для тропосферного траси в Болгарії з урахуванням статистики дощів [6], показаний на рис. 2.4.

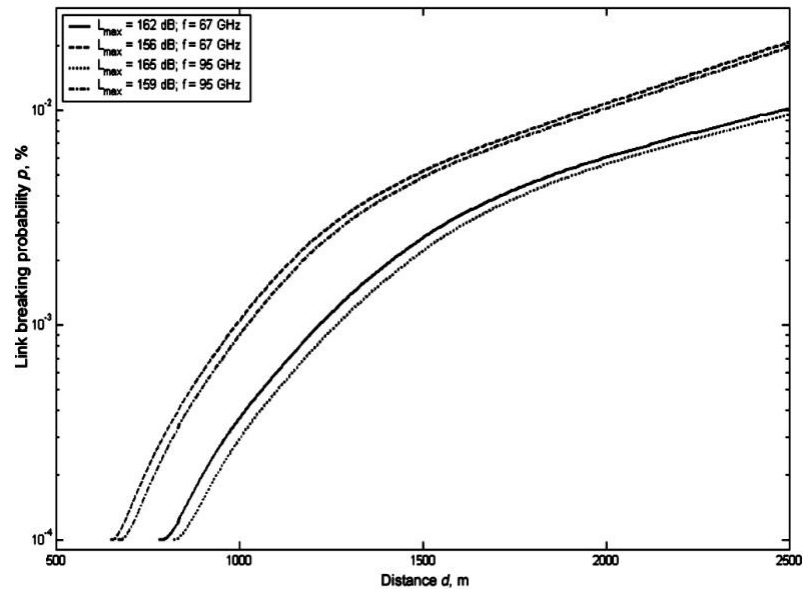


Рисунок 2.4 - Імовірність розриву зв'язку p в% в залежності від довжини d горизонтальної траси для частот 67 ГГц і 95 ГГц [6].

В основі таких розрахунків, крім конкретизації поставлених апаратурних параметрів лінії зв'язку (чутливість приймача, яку випромінює потужність передавача, коефіцієнт посилення антени і ін.) Необхідні дані про кумулятивної функції розподілу атмосферного ослаблення для кожного розглянутого регіону. У випадках відсутності такої статистичної інформації для деяких регіонів світу, є можливість скористатися запропонованими ІТУ наближеними значеннями, характерними для умовно розділених на глобусі зон (рисунок 2.5).

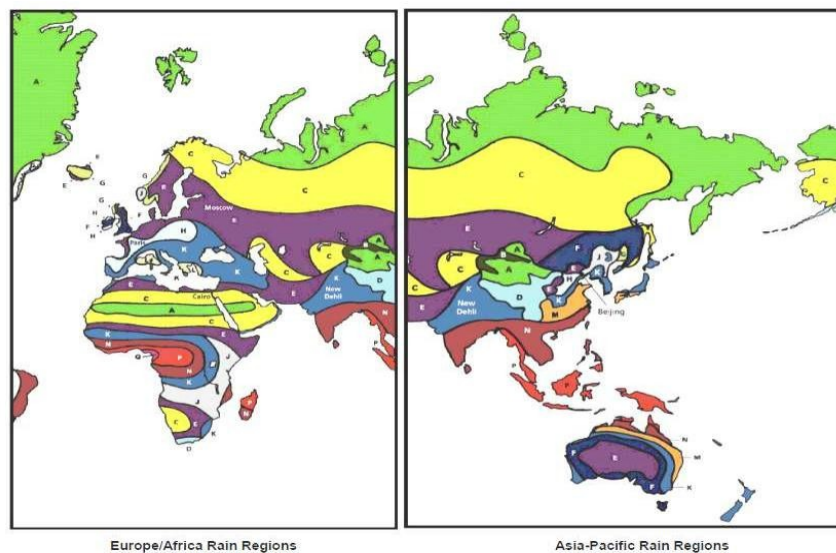


Рисунок. 2.5 - Укрупнення карта кліматичних зон по ІТУ [2].

Однак, з огляду на важливість отримання максимально адекватних оцінок прогнозування надійності зв'язку, ІТУ рекомендує все ж заповнювати прогалини модельного обліку мікрокліматичних особливостей кожного регіону шляхом експериментального накопичення сезонної і річної статистики атмосферного ослаблення. У ряді країн світу довготривалі цикли такого роду експериментальних досліджень вже проведені або проводяться.

Для території України такі експериментальні дані про кумулятивні функції вертикального і горизонтального атмосферного ослаблення в ММ ДХ відсутні, при тому, що ця інформація дуже важлива для економічної ефективності прийняття технічних рішень і для конкурентної спроможності їх практичного впровадження. Певним винятком можна вважати вельми наближені оцінки авторів [7], зроблені на основі багаторічних метеоданих отриманих з більш ніж 20 хвилинним інтервалом часу вибірки вимірювань. Незважаючи на цей суттєвий недолік, який обмежує надійність отриманих абсолютних значень кумулятивної функції (адже бажано використання інтервалу вибірки не більше 1 хв.), Звертає увагу наявність багаторазової відмінності в імовірності подій з підвищеним ослабленням при порівнянні деяких регіонів України (рисунок 2.6).

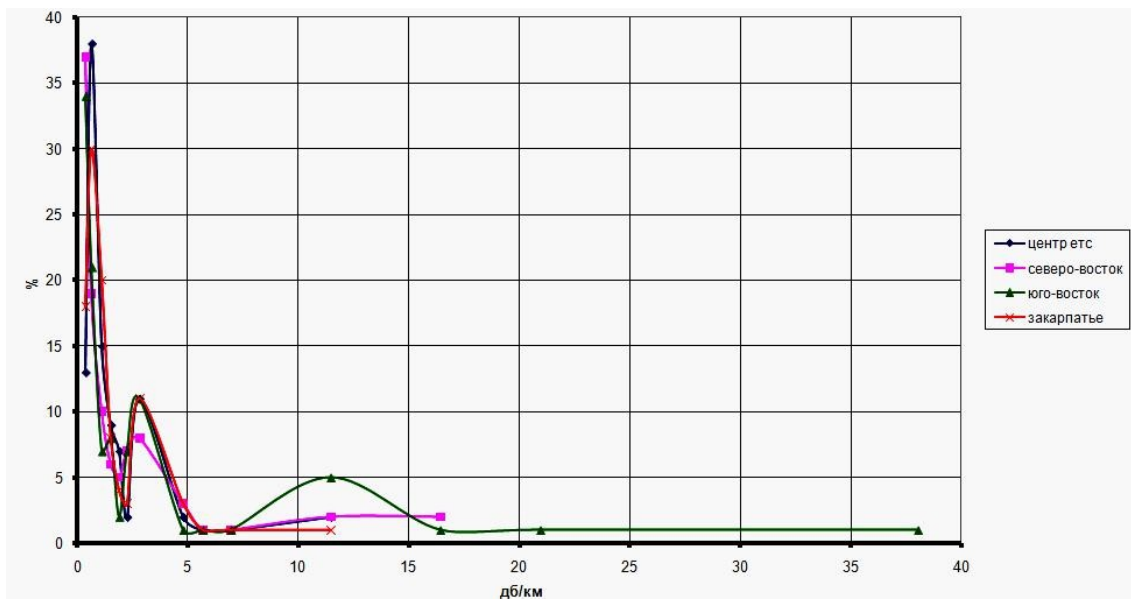


Рисунок 2.6 - Гістограма ймовірності розподілу погонного приземного атмосферного ослаблення (γ) в діапазоні 94 ГГц (Серпень) для чотирьох регіонів України [7]

Ця виявлена якісна закономірність лише підтверджує необхідність проведення додаткових досліджень для обліку мікрокліматичних особливостей місцевості з метою інфраструктурної та апаратурної оптимізації проектованих перспективних наземно-космічних і приземних засобів і мереж зв'язку.

На горизонтальних трасах накопичення таких відсутніх даних може бути проведено на основі приймальної і передавальної апаратури, встановленої на приземних трасах, в сукупності з допоміжною метеорологічною апаратурою з 1 хв. інтервалом вимірювань.

Вихідні дані для побудови експериментально обґрунтованих кумулятивних функцій розподілу повного вертикального ослаблення радіохвиль СМ і М ДХ на похилих трасах можна отримати трьома шляхами:

- шляхом визначення значень повного атмосферного ослаблення на похилих трасах методами радіометрії на окремих частотах [5-8].
- методом бекон-зондування атмосфери шляхом її просвічування в потрібному ДВ за допомогою передавачів геостационарних супутників.
- розрахунковим шляхом на основі вимірюваних кумулятивних функцій інтенсивності дощів з використанням регіонально залежних моделей для розмірів дощових осередків і просторової неоднорідності хмарної вологи, ефективної довжини шляху і ефективної висоти дощу, які рекомендовані для цих завдань ІТУ-R.

Відсутність відповідного для цих цілей геостационарного супутника з променем опромінення території України, а також похибки розрахункового методу внаслідок сумарних похибок групи використовуваних моделей робить перший шлях отримання необхідних даних більш прийнятним.

3 РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ І РОЗРАХУНКІВ

Дослідження статистики повного вертикального ослаблення в атмосфері було нами проведено для найбільш несприятливого, з точки зору проходження сигналу, літнього місяця, - червень. У кваліфікаційній роботі проведена обробка первинних даних, отриманих раніше співробітниками каф. РТІКС шляхом цілодобових вимірювань радіояркості неба в фіксованому напрямку 40° від зеніту. Калібрування радіометра здійснювалася методом двох навантажень. Флуктуаційна чутливість радіометра модуляційного типу діапазону 39ГГц становила 0.2К. Інтервал вибірки даних - 10сек. При аналізі отриманих даних в якості критерію аутажа зв'язку ми використовували порогові значення загального загасання на похилій трасі близько 15 дБ [1]

3.1 Огляд радіометра 8мм діапазону

На рисунку 3.1 наведена структурна схема радіометра 8мм діапазону кафедри РТІКС, а на рис. 3.2 його зовнішній вигляд. Радіометр побудований за модуляційної схемою з приймачем супергетеродинного типу, в якому використовується двосмуговий режим прийому.

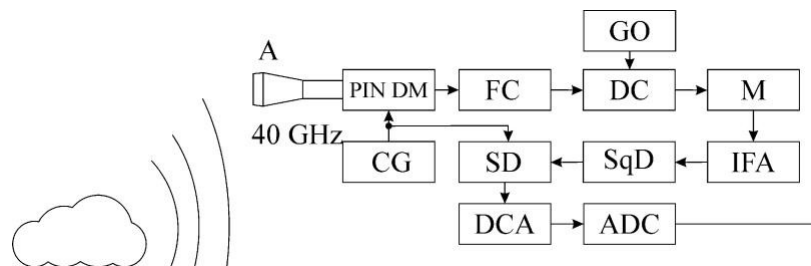


Рисунок 3.1 – Структурна схема радіометра



Рисунок 3.2 – Зовнішній вигляд радіометра

Радіометр складається з таких блоків: антена (А), PIN-діодний модулятор (PIN DM), феритовий циркулятор (FC), спрямований ответвитель (DC), мікшер (M), генератор Ганна (GO), підсилювач проміжної частоти (IFA), квадратний детектор (SqD), синхронний детектор (SD), підсилювач постійного струму (DCA), аналого-цифровий перетворювач (ADC), персональний комп'ютер (PC); програмована користувачем вентиляційна матриця (FPGA).

Розроблена радіометрична система передбачає можливість переведення радіометра з режиму вимірів радіояркості в режим поляризаційних вимірювань, при якому на виході радіометра виділяється сигнал різниці радіояркостних температур між вертикальної і горизонтальної поляризаціями. Такий режим роботи становить інтерес для задач дистанційного дослідження мікроструктури кристалічної складової хмар або при дослідженнях поляризаційних відмінностей земних покривів і об'єктів техніки. Технічне забезпечення поляриметричного режиму роботи здійснюється за рахунок використання в якості модулятора спеціальних феритових Y-перемикачів [7] навантажених на дві антени, налаштовані на прийом різних поляризацій. Вихідний сигнал такого радіометра характеризує величину відмінностей радіояркостної температури об'єкта, на який спрямовані обидві антени.

В якості допоміжного обладнання до складу радіометра вимірювального комплексу входять РС для обробки даних і калібрувальні навантаження, виконані у вигляді оригінальної 3-х шарової конструкції з високоефективного радіопоглощаючого матеріалу нецелюлозний (кремнієвоволоконной) паперу типу АРР.

В якості антени радіометра з центральною частотою настройки приймача 40 ГГц використаний діагональний рупор з апертурою 50x50 мм², що забезпечило ширину ДН близько 50 при УБЛ -18 дБ і кроссполаризаційному рівні -14 дБ [8]. PIN diode modulator U-7.2.242011 забезпечує в полосі 39-42 ГГц втрати сигналу менш 0.5дБ, а величина втрат переключаючого ферритового Y-циркулятора [7] становить в прямому напрямку 0.4 дБ при зворот-

них втрати понад 20 дБ. Цей циркулятор виконує функції вентиля при роботі системи в звичайному режимі радіометра і функції модулятора сигналів від двох ідентичних антен з різною поляризацією при роботі в режимі радіометра-поляриметра.

Після Y-циркулятора прийнятий сигнал потрапляє на вхід волноводного спрямованого відгалужувачі, що має втрати сигнального каналу 0.5дБ при спрямованості -18дВ і втрати в каналі гетеродина - 14дБ. До виходу спрямованого відгалужувачі підключений змішувач з резонатора камерою пониження перетину хвилеводу [7], в якій розташований змішувальний діод з бар'єром Шоттки безкорпусная типу.

В якості гетеродина використаний генератор Ганна з вихідною потужністю близько 15 мВт на частоті 40 ГГц. Резонаторна камера гетеродина є відрізком стандартного хвилеводу 8мм з вбудованим в нього діодом марки «ААА 727В». Резонаторна камера навантажена з одного боку на циліндричний резонатор, а з іншого боку соединена з ferrite circulator, через який сигнал гетеродина проходить до спрямованого відгалужувача.

З виходу змішувача сигнал проміжної частоти надходить на малошумлячий попередній підсилювач і каскади ІФА, які виконані на стандартних модулях УТР-5. Смуга пропускання вузла ІФА 500-1000МГц при коефіцієнті шуму менш 1.5дБ і коефіцієнті посилення близько 60 дБ.

До виходу ІФА підключений квадратичний детектор, з якого зашумлений НЧ сигнал частоти модуляції надходить на синхронний детектор і інтегратор, а потім через ДСА проходить до пристрою АДС і комп'ютера.

Стільникова структура безкорпусная змішувального діода з бар'єром Шоттки, генераторний діод Ганна і широкосмуговий PIN diode modulator з малим рівнем втрат виготовлені в НДІ ПП м Томська (Росія). Інші елементи НВЧ тракту були виготовлені на дослідному виробництві ІРЕ НАНУ (м.Харків, Україна).

Таким чином, відзначимо, що загальні СВЧ втрати сигналу у вхідному тракті радіометра склали близько 2дБ. Оціночна величина втрат перетворен-

ня змішувача близька до 7дБ, а $K_{noiseIFA} = 1.5$ дБ.

Вибрані схемні і апаратурні рішення забезпечили виміряну методом двох навантажень [9] флукуаційну чутливість побудованого радіометра близько 0.2 К, що знаходиться в хорошому відповідно до проведених попередніми оцінками цього основного параметра радіометра.

3.2 Методика розрахунку

Розрахунок значень повного вертикального ослаблення атмосферою в цій роботі був проведений за допомогою таких висловів

$$T_a = T_0 - S\Delta U_a, \quad (3.1)$$

де T_a – антенна температура неба;

S – калібрувальний коефіцієнт радіометра (К\В);

ΔU_a – різниця показань

радіометра на якому спрямовано черзна узгоджене навантаження в небо.

$$T_a = T_y (1 - \beta) + T_\phi - 2,73 \times e^{-\tau \text{Sec} \theta}, \quad (3.2)$$

де $T_y = T_{ef}(1 - e^{-\tau \text{Sec} \theta})$ – радіояркостная температура атмосфери;

T_ϕ – середнє значення фонового випромінювання (для нашої антени ми використовували в літніх умовах значення близько 170К);

β - параметр, що враховує розсіювання поза основної пелюстки діаграми спрямованості антени (виміряне значення для нашої антени 4,5%);

2,73К - реліктове випромінювання космосу;

T_{ef} – середнє значення ефективної температури атмосфери (ми використовували для літніх умов похмурої погоди значення близько 288К),

θ – зенітний кут візування (40°).

Оптична товщина атмосфери τ (непер) і атмосферне ослаблення y (дБ) були визначені, як

$$y = 4,343 \tau = \frac{\ln(T - ((T - T_\beta) / \text{Sec} \theta)}{T - 2,73} \quad (1.3)$$

3.3 Кумулятивний розподіл

У загальному випадку, тривалість завмирань на похилій трасі є функцією частоти, кута місця і типу дощу або купчасто хмарності. При заданому порозі ослаблення сигналу тривалість завмирання буде збільшуватися зі збільшенням частоти і зменшенням кута місця.

На рисунку 3.3 наведена кумулятивна функція значень повного вертикального ослаблення в атмосфері (в напрямку зеніту) отримана в роботі шляхом обробки даних цілодобових радіометричних спостережень радіояркості власного радіотеплового випромінювання атмосфери на частоті 39 ГГц для найгіршого місяця (червень) в Харкові. На рисунку 3.4 представлений графік кумулятивного розподілу.

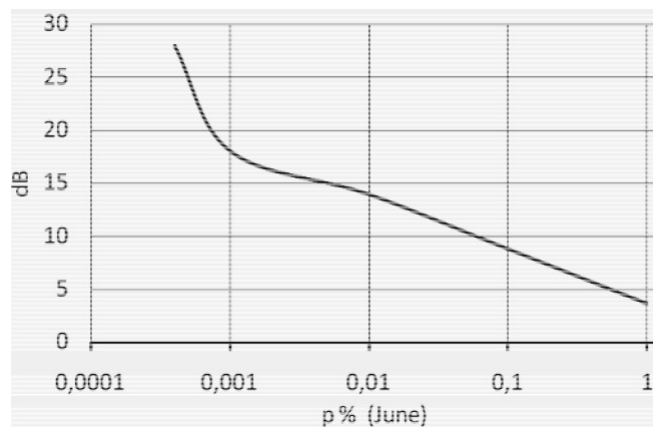


Рисунок 3.3 - Кумулятивний розподіл повного вертикального ослаблення в атмосфері для частоти 39 ГГц в зенітному напрямку влітку

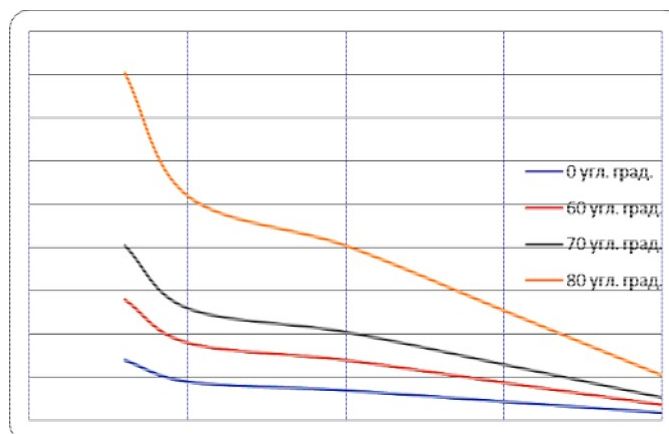


Рисунок 3.4 - кумулятивний розподіл повного вертикального ослаблення в атмосфері для частоти 39 ГГц для кутів 0, 60, 70 і 80 від зеніту

Отримані експериментальним шляхом і представлені на рис. 3.4 залежності дають можливість провести оцінний перерахунок і для інших частот і кутів візування. При перерахунку, використовуючи дані роботи [14] можна показати, що, наприклад, для температур хмарних крапель $+10^0$ С для частот 19ГГц, 39 ГГц і 94ГГц значення ослаблення збільшаться відповідно в 2.5, 10 і 40 разів, у порівнянні з 12 ГГц . Для інтенсивності дощу 25 мм \ год зростання вираженого в дБ ослаблення сигналу на частотах 19ГГц, 39 ГГц і 94ГГц в порівнянні з частотою 12 ГГц складе 2.6, 9.5 і 16 разів відповідно. У міру збільшення кута візування до 85° від зеніту, значення ослаблення на ко-

Sec θ .

Корисно помітити, що близькість коефіцієнтів частотного перерахунку для хмарних крапель і крапель дощу в частотному діапазоні до 40ГГц дозволяє розраховувати на адекватність проведення таких оцінок.

Проведений вище аналіз отриманої в 8-ми ММ ДВ залежності і обговорення результатів оціночних розрахунків показують, що в погодних умовах червня в зенітному напрямку для ймовірностей до 0.01% повне вертикальне ослаблення в атмосфері не повинно перевищувати 15 дБ значення на частотах нижче 40 ГГц. Однак, при використанні кутів візування, віддалених від зеніту більш, ніж на 60 градусів перевищення цього умовно обраного порога буде швидко наростати в міру збільшення кута θ на похилих трасах і збільшення робочих частот. На відміну від червень-липневого періоду прогнозування, для однорічного періоду розгляду слід очікувати приблизно десятикратне поліпшення ситуації з розглянутими вероят-ності перевищення дБ порогів, які вибирають для оцінок аутажу зв'язку.

ВИСНОВКИ

В ході виконання магістерської атестаційної роботи нами було проведено літературний огляд стану питання і методів вирішення актуальної для перспективних мереж зв'язку проблеми.

Був обраний метод експериментального рішення, а також розроблені алгоритм і програмне забезпечення для обробки первинних даних експерименту. З використанням цих проміжних результатів роботи проведені розрахунки, а також побудована кумулятивна функція розподілу повного вертикального ослаблення атмосфери і проведено її аналіз стосовно до розв'язаної проблеми повного вертикального ослаблення, в широкому діапазоні радіохвиль і кутів візування.

Отже усі сформульовані в роботі задачі виконані в повному обсязі.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Paul Tattelman, Kevin P. Larson Effects of Rain Attenuation on Satellite EHF Communications in the United States \ AFGL-TR-89-0012N Environmental Research Papers, NO. 1017 Atmospheric sciences division project 6670 Air force geophysics laboratory hanscom AFB, MA 01731, 1989, 179 pp.
2. Rec. ITU-R P.838-3, Specific attenuation model for rain for use in prediction methods.
3. E. P. Gross. Shape of collision-broadened spectral lines / E. P. Gross. // Phys. Rev. - 1955. - v. 97. - №2. - p. 395-403.
4. P. S. Ray Broadband complex refractive indices of ice and water / P. S. Ray // Appl. Optic. - 1972. - v. 11. - №8. - p. 1836-1843
5. J. H. Van Vleck. The absorption of microwaves by uncondensed broadened lines / J. H. Van Vleck // Rev. Modern Phys. - 1945. - v. 17. - №2 and 3. - p. 227-236.
6. А. Ю. Зражевский. Исследование влияния водяного пара на распространение радиоволн миллиметрового и субмиллиметрового диапазонов / А. Ю. Зражевский. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук. - Москва: ИРЭ АН СССР. - 1977. - 31 с.
7. С. А. Жевакин. Поглощение СМ волн в слоистой атмосфере / С. А. Жевакин, В. С. Троицкий // «Радиотехника и электроника». - 1959. - т. 4. - №1. - с. 21-27.
8. С. А. Жевакин. К расчёту коэффициента поглощения СМ и ММ радио- волн в атмосферном кислороде / С. А. Жевакин, А. П. Наумов // «Радиотехника и электроника». - 1965. - т. 10. - №6. - с. 987-996.
9. Liebe H. J. MPM - an atmospheric millimeter waves propagation model. International / Liebe H. J. // Journal of Infrared and Millimeter Waves. - 1989. - v. 10. №6. - pp. 631-650.
10. Grossman, E. 1989, AT program, Ver. 1.5, Air Head Software, 2069 Blu. St., Boulder, CO 80302, unpublished.

11. M. A. Holdaway, Juan R. Pardo Modeling of the Submillimeter Opacity on Chajnantor // MMA Memo 187, NRAO, Oct 17, 1997 , 9 pp.
12. P. S. Ray Broadband complex refractive indices of ice and water / P. S. Ray // Appl. Optic. - 1972. - v. 11. - №8. - p. 1836-1843.
13. Liebe H. J. Millimeter-wave attenuation and delay rates due to fog/cloud conditions / Liebe H. J., Manabe T., Hufford C. H. // IEEE Trans. Ant. Prop. - 1989. - AP-37. - p. 1617-1623.
14. ITU-R P.835-3 Reference standard atmospheres. - ITU-R Series Recommendations. - Radiowave Propagation. - 1999.
15. N. V. Ruzhentsev, A.-S. Mikhailov. Peculiarities of global distribution of atmosphere absorption at 10-1000 GHz range // Proc. of International Conf. ClimDiff 2005, Cleveland, USA. 26-27 Sept., 2005, p.clim 11.1-11.5.
16. Westwater E. R., Snider J. B. Ground-based radiometric observations of atmospheric emission and attenuation at 20,6, 31,65 and 90,0 GHz: a comparison of measurements and theory / Westwater E. R., Snider J. B. // IEEE Trans. on Antennas and Propagat. - 1990. - V. 38, №10. - P. 1569-1579.
17. C. Riva, A. Martellucci, E. Kubista, M. Chonhuber, L. Luini ERA-15 climatological databases for propagation modeling // Proc. of International Conf. - ClimDiff, 2005, Cleveland, USA. 26-27 Sept., 2005, p. clim.12.1-12.7.
18. ITU-R P. 835-5. (2012), Annex 2. Reference standard atmospheres, ITU-R Series Recommendations - Radiowave Propagation.
19. Климат Украины / (под ред. Липинского В. М.). - Киев: из-во Раевского, 2003. - 343 с.
20. Радиотеплолокация в метеорологии / В. Д. Степаненко, Г. Г. Щукин, Л. П. Бобылев, С. Ю. Матросов. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 283 с.
21. Rec. ITU-R P.838-3, Specific attenuation model for rain for use in prediction methods.
22. J. Seybold, Introduction to RF propagation, John Wiley & Sons Inc.,

Hoboken, New Jersey, 2005

23. R. L. Freeman, Radio System Design for Telecommunications, John Wiley & Sons Inc., Hoboken, New Jersey, 2007.

24. Rec. ITU-R P.838 Definition of availability for radiocommunication circuits in the mobile-satellite service

25. J. Seybold, Introduction to RF propagation, John Wiley & Sons Inc., Hoboken, New Jersey, 2005

26. Руженцев Н.В. Вертикальное атмосферное ослабление радиоволн миллиметрового диапазона //Издательство LAMBERT Academic Publishing (Германия), 2015, 128 стр.

27. Blinov A. K., Boiko V. V., Kashkaryev D. V. at al. “Radiometer at 7 mm diapazon with quantum amplifier,” Preprint #14, Radio Astronomy Institute of the USSR Academy of Sciences, Kharkiv, 1988, 46p. [in Russian].

28. Ruzhentsev N.V. “Complex Research of Parameters of Radiation of Axisymmetrical Antennas with Small Aperture at Millimeter Waves Band” // Proc. of Int. Kharkov Symposium - Physics and Engineering of Microwaves, Millimeter and Submillimeter Waves (MSMW), June 2016, 4 pp.

29. Ruzhentsev N.V. “Peculiarities of vertical atmphe re absorption in the millimeter wave band”// Radio Science. - vol. 38. - no, 3, 2003, 8043. - p. Mar 8-1. – pp. 8-7.