

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
ГЕОГРАФІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ
КАФЕДРА МЕТЕОРОЛОГІЇ ТА КЛІМАТОЛОГІЇ

**Регіональні зміни радіаційного форсингу в Україні за рахунок
хімічних складових атмосферного повітря**

Галузь знань *10 – природничі науки*
Спеціальність *103 – Науки про Землю*
Освітня програма *Метеорологія*

Кваліфікаційна робота магістра
студента 2-го курсу
освітнього рівня магістр
Павленка Артема Вікторовича
Науковий керівник:
к.геогр.н. Савенець М.В.

Допустити до захисту:

завідувач кафедри, д-р геогр. наук, проф. Затула В.І.

« ___ » _____ 2024 р.

Київ – 2024

ЗМІСТ

ВСТУП	3
РОЗДІЛ 1. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС, РАДІАЦІЙНИЙ ФОРСИНГ ТА НАСЛІДКИ ДЛЯ КЛІМАТУ	5
1.1 Основні відомості про радіаційний форсинг та його вплив на клімат ..	5
1.2 Сучасний стан досліджень радіаційного форсингу	9
РОЗДІЛ 2. ВХІДНІ ДАНІ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ	13
2.1 Реаналіз CAMS і модельні дані по радіаційному форсингу	13
2.2 Методика проведених обчислень	17
РОЗДІЛ 3. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ЗАКОНОМІРНОСТІ РЕГІОНАЛЬНОГО ПРОЯВУ РАДІАЦІЙНОГО ФОРСИНГУ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ	20
3.1 Просторовий розподіл прояву радіаційного форсингу	20
3.2 Часова мінливість прояву радіаційного форсингу	27
ВИСНОВКИ	35
Перелік використаних джерел	37

ВСТУП

За останні десятиріччя відбулися значні зміни в наших уявленнях про клімат, глобальне потепління, а також про потенційну невідворотність тих змін, які вже відбулися. Значною мірою було зміщено фокус уваги суспільства на необхідність вже не здійснення заходів запобігання кліматичних змін, а на необхідність розроблення стратегії адаптації до антропогенно обумовлених наслідків змін клімату.

Науковці поглибили уявлення про роль різних компонент атмосферного повітря, і розуміння фізичних процесів та взаємодії у кліматичній системі вийшли також на новий рівень. На сьогодні, постійно працюють, оновлюються і вдосконалюються кліматичні моделі, що у неперервному режимі надають все більше і більше інформації про очікувані зміни у майбутньому. Величезну роль при цьому відіграє покращення розуміння ролі тих чи інших компонент у формуванні радіаційного форсингу.

Незважаючи на глобальний прояв змін клімату, ми спостерігаємо значні просторові відмінності. На регіональному масштабі прояв змін клімату може бути кардинально різний. При цьому відкритими залишаються питання, які фактори сприяють формуванню такого неоднорідного прояву. Зміни клімату, зокрема температурного режиму в Україні, часто чітко відрізняються від сусідніх регіонів. При цьому, залишається відкритим наукове питання, чи можуть ці регіональні прояви бути наслідком регіональних особливостей радіаційного форсингу за рахунок різних хімічних складових атмосферного повітря. Виходячи із актуальності кліматичних змін та невизначеності у питаннях причин регіонального прояву, вирішено провести дослідження радіаційного форсингу над територією України.

Метою роботи є встановлення просторово-часових закономірностей регіонального прояву радіаційного форсингу над територією України.

Об'єктом дослідження є хімічні складові атмосферного повітря (діоксид вуглецю (CO_2), метан (CH_4), тропосферний озон (O_3), аерозолі). **Предметом** дослідження: радіаційний форсинг хімічних складових атмосферного повітря над територією України.

Для досягнення мети у роботі поставлено наступні **завдання**:

1. Дослідити сучасні уявлення про взаємозв'язок між радіаційним форсингом та змінами клімату;
2. Встановити особливості просторового розподілу прояву радіаційного форсингу за рахунок хімічних складових атмосфери над територією України;
3. Встановити закономірності часової мінливості прояву радіаційного форсингу на регіональному масштабі.

Дипломна робота складається із трьох складових частин. У першому розділі наведено основні відомості про радіаційний форсинг і його вплив на клімат, та здійснено аналіз сучасних досліджень та звітів з цього питання. Другий розділ присвячено опису реаналізу Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS), дані якого використано для проведення досліджень. Детально описано досліджувані характеристики та методика проведення обчислень. Третій розділ присвячений аналізу отриманих результатів. Він умовно поділений на дві складові частини: закономірностям просторового розподілу, та виявленою часовою мінливістю різних масштабів (сезон, рік, багаторічний період).

РОЗДІЛ 1. РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС, РАДІАЦІЙНИЙ ФОРСИНГ ТА НАСЛІДКИ ДЛЯ КЛІМАТУ

1.1 Основні відомості про радіаційний форсинг та його вплив на клімат

Радіаційний баланс земної поверхні – це сума низхідних та висхідних радіаційних, визначених на рівні земної поверхні, тобто фактично позначає різницю між поглинутою радіацією цією поверхнею і її ефективним випромінюванням [1]. Радіаційний баланс змінюється протягом дня та року через надходження сонячної радіації, яка має найбільший вплив на радіаційний баланс. Хмарний покрив є другим чинником, що впливає на величину радіаційного балансу. Наступними факторами за впливом є нахил поверхні, який впливає на кількість поглиненої сонячної радіації. Коефіцієнт ухилу може бути як великомасштабним (ухил пагорбів і гір), так і мікромасштабним фактором (створення борозен і гряд ґрунтообробними знаряддями). Люди чинять значний вплив на радіаційний баланс і можуть змінювати енергетичний баланс через усі компоненти радіаційного балансу [2].

Вночі радіаційний баланс негативний, оскільки поверхня випромінює радіацію у навколишню атмосферу. Радіаційне охолодження поверхні врівноважується енергією, яку втрачає ґрунт під час охолодження протягом ночі. Відчутний тепловий потік майже дорівнює нулю вночі, оскільки вітер слабкий, а холодне повітря біля поверхні щільніше, ніж тепліше повітря над нею. Висока вертикальна стабільність, пов'язана з нічною інверсією температури, пригнічує турбулентний обмін енергією. Схід сонця відбувається приблизно о 5 ранку, і охолодження поверхні швидко зменшується. Рано вранці, чисте радіаційне нагрівання значною мірою врівноважується накопиченням тепла в землі. Після середини ранку сильне денне нагрівання від низхідного потоку сонячної радіації врівноважується головним чином потоком тепла вгору через атмосферу

турбулентність. Відчутний тепловий потік досягає піку незабаром після полудня, а до середини дня поверхня охолоджується, оскільки вихолодження перевищує сумарну радіацію [3].

Радіаційний форсинг є важливою основою для розуміння і прогнозування глобальних змін клімату. Загалом, радіаційний форсинг – це кількісна міра того, яким чином відбувається вплив на енергетичний баланс у системі «землі – атмосфера». Термін «радіаційний форсинг» використовується, оскільки певні фактори змінюють баланс між низхідним потоком сонячного випромінювання та висхідним потоком інфрачервоного випромінювання в атмосфері Землі. Цей термін означає, що радіаційний баланс Землі на певну величину відхилився від свого нормального стану [4].

Наявність парникових газів впливає на кліматичну рівновагу Землі. Здатність антропогенних парникових газів поглинати інфрачервоне випромінювання, що надходить від Землі (замість бути розсіяними атмосферою у космос), визначає збільшення радіаційного форсингу. Концентрація газових складових в атмосфері, що здатні впливати на клімат, є первинним параметром посилення парникового ефекту, і ці концентрації змінюються постійно. Загалом, радіаційний форсинг є позитивним при збільшенні концентрації парникових газів [4].

Реаналіз Служби моніторингу атмосфери "Коперник" (Copernicus Atmosphere Monitoring Service, CAMS) – це оптимальне поєднання моделювання та спостережень за складом атмосфери. Опираючись на результати моніторингу, він дає можливість, кількісно оцінити глобальний просторовий розподіл радіаційного впливу для шести найбільших за впливом параметрів: вуглекислого газу (CO_2), метану (CH_4), тропосферного і стратосферного озону (O_3), аерозольно-радіаційних взаємодій, та взаємодій із системою «аерозолі – хмарність». Ці оцінки радіаційного впливу враховують поправки на температуру стратосфери, але не враховують швидку зміну у тропосфері [5]. У середньому на

глобальному рівні за період 2003-2017 рр. скоригований на стратосферу радіаційний форсинг CO_2 в середньому становив $+1,89 \text{ Вт/м}^2$ (5 %-95 % довірчий інтервал: $1,50\text{-}2,29 \text{ Вт/м}^2$) порівняно з 1750 р. і збільшувався зі швидкістю 18% за десятиліття. Відповідні значення для CH_4 становлять $+0,46 \text{ Вт/м}^2$ (від $0,36$ до $0,56 \text{ Вт/м}^2$) і 4 % за десятиліття, але з явним прискоренням з 2007 року. Радіаційний вплив O_3 в середньому становить $+0,32 \text{ Вт/м}^2$ (від 0 до $0,64 \text{ Вт/м}^2$), майже повністю зумовлений тропосферним O_3 , оскільки радіаційний вплив стратосферного O_3 становить лише $+0,003 \text{ Вт/м}^2$. Радіаційний вплив аерозолів в середньому становить $-1,25 \text{ Вт/м}^2$ ($-1,98$ до $-0,52 \text{ Вт/м}^2$), причому внесок аерозольно-радіаційної взаємодії становить $-0,56 \text{ Вт/м}^2$, а внесок взаємодій у системі «аерозолі-хмарність» становить $-0,69 \text{ Вт/м}^2$ до глобального середнього значення. Обидва показники були відносно стабільними з 2003 року. Якщо взяти всі шість чинників разом, то немає жодних ознак стійкого уповільнення або прискорення темпів зростання антропогенного радіаційного впливу за цей період. Ці поточні оцінки радіаційного форсингу дозволять відстежувати вплив на енергетичний бюджет Землі та оцінювати скорочення викидів до нульового рівня, необхідного для обмеження глобального потепління на Землі до температурних цілей Паризької угоди. Такі впливи повинні чітко проявлятися у зміні радіаційного форсингу, перш ніж вони будуть чітко зафіксовані. Крім того, цей набір даних про радіаційний форсинг може забезпечити розподіл вхідних даних, необхідних дослідникам, які займаються моніторингом зміни клімату, міжрічним і десятирічним прогнозуванням та моделюванням клімату [6].

Існує ряд підходів, які використовуються для оцінки та аналізу радіаційного форсингу. Перший із них це відносний молекулярний вплив. Такий форсинг обчислюється на базі молекулярної взаємодії, зазвичай відносно молекул CO_2 . Відносний форсинг залежить від змін концентрацій речовин щодо якої відбувається розрахунок. Тому, обов'язковим є врахування змін концентрацій [7].

Другим підходом є відносний форсинг за масою речовини. Він подібний до молекулярного форсингу, але обчислюється як кілограм відносно кілограму еталонної речовини, тобто CO_2 [7].

Третім підходом є оцінка внеску минулих, сучасних, і майбутніх змін концентрацій. Цей підхід передбачає розрахунок відносно якогось базового періоду у минулому. Це один із найпопулярніших підходів до проведення оцінок радіаційного форсингу [7].

Нові розрахунки радіаційного форсингу для трьох основних парникових газів (CO_2 , CH_4 та N_2O) показали наступні результати. На радіаційний форсинг CH_4 особливо впливає включення короткохвильового впливу. За 1750–2011 рр. він приблизно на 25% вище (збільшення від $0,48 \text{ Вт/м}^2$ до $0,61 \text{ Вт/м}^2$) порівняно зі значенням в оцінці Міжурядової групи експертів зі зміни клімату (МГЕЗК) 2013 р. Сторічний потенціал глобального потепління на 14% перевищує значення МГЕЗК. Радіаційний форсинг CO_2 за 1750–2011 рр. знаходиться в межах 1% від значення МГЕЗК, але приблизно на 10% вище, коли кількість CO_2 досягає 2000 ppm, значення, за прогнозами, можливе за розширеним сценарієм RCP8.5 [8].

У XXI столітті зміни як тропосферного, так і стратосферного озону можуть мати важливі наслідки для радіаційного балансу Землі. Майбутній радіаційний форсинг O_3 відносно 2000 року складає за різними сценаріями $33 \pm 104 \text{ мВт/м}^2$, $163 \pm 109 \text{ мВт/м}^2$, і $238 \pm 113 \text{ мВт/м}^2$ через зміну клімату. Найбільша оцінка чистого впливу O_3 у наборі моделювань становить $430 \pm 130 \text{ мВт/м}^2$ відносно 2000 року та $760 \pm 230 \text{ мВт/м}^2$ відносно 1750 року, з 95 % довірчим інтервалом. Загальний довготерміновий вплив тропосферного O_3 через зворотний зв'язок між хімією CH_4 та кліматом, пов'язаний із ОН та часом існування CH_4 , відносно малий (46 мВт/м^2). Радіаційний вплив O_3 , пов'язаний зі зміною клімату та відновленням стратосферного O_3 , є стійким щодо фонових кліматичних умов, навіть якщо реакція O_3 чутлива як до змін у складі атмосфери, так і до клімату.

Зміни в O_3 , що утворюється в стратосфері, спричиняють $\sim 50\%$ загального радіаційного впливу за період 2000–2100 рр., що підкреслює ключову роль стратосфери у визначенні майбутнього радіаційного впливу O_3 [9].

Вплив антропогенних аерозолів на хмари є основним джерелом невизначеності в оцінці впливу діяльності людини на кліматичну систему. Проблема полягає в різниці масштабів між хмарами ($\sim 1\text{--}10$ км) і загальною циркуляцією та кліматом (>1000 км). Щоб вирішити цю проблему, використовують моделювання. Ефективний радіаційний форсинг через взаємодію аерозолів та хмарності значно посилюється завдяки коригуванням великомасштабної циркуляції аерозолів. Збільшення концентрації аерозолів пригнічує випадання опадів, що посилює перенесення водяної пари до областей інтенсивної конвекції. Подальше зростання вивільнення прихованого тепла в таких областях посилює циркуляційні ефекти. Ці зміни можуть пояснити зростання хмарності при вищих концентраціях аерозолів і, як наслідок, великий радіаційний аерозольний ефект [10].

1.2 Сучасний стан досліджень радіаційного форсингу

На сьогоднішній день дослідження радіаційного форсингу та його впливу на клімат є однією з ключових галузей кліматології та наук про Землю загалом. Особливо актуальним це стало в контексті зростаючої загрози глобального потепління та змін клімату [11].

У світі існує багато наукових організацій, університетських груп і дослідницьких центрів, які займаються дослідженнями радіаційного форсингу. Вони вивчають різні аспекти цього явища, такі як взаємодія газів та аерозолів з сонячними променями, вплив хмар та туманів на розподіл радіації, а також роль різних геофізичних факторів, таких як земна поверхня та океан, у розподілі енергії [12].

Поширена практика використання комп'ютерних моделей також допомагає в розумінні радіаційного форсингу, дозволяючи вченим прогнозувати, які зміни в атмосфері та геофізичних процесах можуть відбуватися внаслідок певних змін у викидах парникових газів та інших факторів [13]. Крім того, зусилля з моніторингу клімату, такі як супутникові спостереження та глобальні мережі метеостанцій, допомагають збирати дані для подальшого вивчення радіаційного форсингу та його впливу на земну систему [14].

Загалом, дослідження в цій області є активною та динамічною, оскільки розуміння радіаційного форсингу є ключем до прогнозування майбутніх змін клімату та розробки стратегій адаптації та зменшення впливу змін клімату [15].

Базові теорії короткохвильового та довгохвильового випромінювання були розроблені протягом 19-го та 20-го століть і створили аналітичну основу для визначення та кількісної оцінки змін у радіаційному енергетичному балансі Землі під впливом природних та антропогенних чинників [16]. Лабораторні та польові вимірювання, уможливили розвиток і формалізацію радіаційного форсингу. Це дозволило пов'язати його зі змінами глобальної середньої приземної температури за допомогою все більш досконалих моделей. Це, в свою чергу, призвело до того, що до 1990 року радіаційний форсинг став основною концепцією в кліматології [17].

Зв'язок з температурою поверхні виявився найважливішим застосуванням концепції радіаційного форсингу, що дозволяє за допомогою простих обчислень оцінити відносний вплив різних факторів на клімат. Наприкінці 1970-х і 1980-х років прискорився розвиток кількісних оцінок, включаючи першу оцінку впливу на клімат подвоєння викидів вуглекислого газу [18]. Згодом ця концепція була поширена на широкий перелік чинників, окрім основних парникових газів до короткоживучих видів, таких як озон. Міжнародні оцінки ВМО (1986) та МГЕЗК (1990) започаткували важливу процедуру періодичних оцінок і кількісних визначень впливу природних (зміни сонячного випромінювання, стратосферні

аерозолі внаслідок виверження вулканів) і зростаючого набору антропогенних чинників (парникові гази, озон, аерозолі, зміни земної поверхні) [19].

Концептуальна основа радіаційного форсингу змінювалася в міру того, як зростало наше розуміння того радіаційного впливу на клімат. Це призвело до того, що поняття «ефективний радіаційний вплив» (МГЕЗК, 2013) вважається кращим практичним визначенням радіаційного впливу для кращого відображення зв'язку між форсингом і глобальної зміни приземної температури [20]. Використання ефективного радіаційного впливу, однак, пов'язане з певними проблемами, включаючи труднощі в його діагностиці на основі кліматичних моделей, його застосування до малих впливів і складністю зворотних зв'язків. Це потребуватиме подальшого вивчення його корисності в майбутньому. Моделювання радіаційного форсингу різними чинниками в глобальних кліматичних моделях дозволило встановити, як вони впливають на інші кліматичні змінні, окрім температури (наприклад, опади) [21].

Третій звіт про оцінку (МГЕЗК, 2001) містить підсумкову цифру глобального та річного середнього радіаційного впливу з 1750 по 2000 рік через низку збурень, включаючи основні парникові гази, озон, аерозолі, вплив авіації на хмари, зміни землекористування, тощо. Найбільший позитивний вплив (потепління) з 1750 року пов'язаний зі збільшенням основних парникових газів і хлорфторвуглеводнів, та становить $2,4 \text{ Вт/м}^2$. Найбільша невизначеність пов'язана з прямим і непрямим радіаційним впливом аерозолів. Якби фактичний негативний вплив від аерозолів знаходився на найбільш негативному діапазоні невизначеності, то він компенсував би по суті весь позитивний вплив через парникові гази [22].

В Україні, оцінки радіаційного форсингу здійснювалися за вимірюваннями із сонячним фотометром CE-318 у Києві [23]. За отриманими даними встановлено, що прямий ефект від аерозолів у атмосфері над м. Київ оцінюється як негативний. Тобто енергетичний баланс знижується на регіональному рівні.

Його вплив полягає у зменшенні різниці між кліматичними параметрами у різні сезони року.

РОЗДІЛ 2. ВХІДНІ ДАНІ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

2.1 Реаналіз CAMS і модельні дані по радіаційному форсингу

Розвиток систем спостереження і моделювання, здатних відстежувати і прогнозувати зміни в складі атмосфери, пропонує зручний спосіб полегшити деякі з цих труднощів. Одним із таких рішень є реаналіз, який регулярно оновлює Служба моніторингу атмосфери «Коперник» (Copernicus), що увінчує більш ніж десятирічну наукову діяльність, яка стала можливою завдяки вражаючому зростанню можливостей спостереження та чисельного прогнозування погоди за останні 40 років. Реаналіз CAMS поєднує в математично оптимальний спосіб багато різноманітних джерел даних спостережень з наземних і космічних приладів з моделлю чисельного прогнозування погоди, яка також представляє джерела і поглиначі вуглекислого газу і метану та складні хімічні процеси, що визначають концентрацію озону та аерозолів [24]. Таким чином, продукти повторного аналізу дають повну і послідовну картину складу атмосфери в минулому, що охоплює у випадку CAMS період з 2003 року по теперішній час. Таким чином, продукти повторного аналізу є надійною основою для оцінки зміни клімату.

Розділ 8 Звіту Міжурядової групи експертів зі змін клімату (МГЕЗК) Assessment Report (AR) 5 [25] оцінює чисте сумарне антропогенне випромінювання на рівні $+2,3 \text{ Вт/м}^2$ з широким довірчим інтервалом від $+1,1$ до $+3,3 \text{ Вт/м}^2$. Оцінки для ключових хімічних складових зміни клімату з МГЕЗК AR5 наведені на рис. 2.1 нижче. Методи що використовуються для оцінки є різноманітними: глобальне моделювання складу атмосфери, розрахунки радіаційного переносу, спрощені розрахунки на основі спостережень, тощо. Сервіс CAMS «Global radiative forcings» спрямований на уточнення цих оцінок

шляхом послідовного надання розподілів, глобальних середніх значень і невизначеностей для ключових атмосферних складових [5].

Forcing agent	Radiative Forcing RF (W m^{-2})	Effective Radiative Forcing ERF (W m^{-2})
CO ₂	+1.82 ± 0.19	
CH ₄	+0.48 ± 0.05	
N ₂ O	+0.17 ± 0.03	
Halocarbons	+0.360 ± 0.036	
<i>Total well-mixed greenhouse gases</i>	+2.83 (2.54 to 3.12)	+2.83 (2.26 to 3.40)
Tropospheric ozone	+0.40 (0.20 to 0.60)	
Stratospheric ozone	-0.05 (-0.15 to +0.05)	
Stratospheric water vapour from methane	+0.07 (+0.02 to +0.12)	
Aerosol-radiation interactions	-0.35 (-0.85 to +0.15)	-0.45 (-0.95 to +0.05)
Aerosol-cloud interactions		-0.45 (-1.2 to 0.0)

Рис. 2.1 Оцінки радіаційного впливу та ефективного радіаційного впливу для змін у складу атмосфери між 1750 та 2011 рр., взяті з таблиць 8.2 та 8.6 звіту МГЕЗК AR5 [25].

Оцінки впливу CAMS на клімат відповідають визначенням миттєвого та стратосферно скоригованого радіаційного форсингу, наведеним у AR5 МГЕЗК [25]. За базовий стан у продуктах CAMS «Global radiative forcings» приймається 1750 рік, за винятком аерозолі, який визначено відносно сучасного природного аерозольного фону та масштабовано до доіндустріальних умов. Радіаційний ефект також кількісно оцінюється для аерозолів: різниця з радіаційним форсингом полягає в тому, що радіаційні ефекти визначається відносно атмосфери, яка не містить аерозолів. Миттєві та скориговані радіаційні впливи у CAMS кількісно оцінюються в термінах змін потоку на верхній межі атмосфери, на поверхні землі та на рівні тропопаузи (кліматична норма її розташування) для вуглекислого газу (CO₂), метану (CH₄) та озону (O₃) [5].

Продукти CAMS «Global radiative forcings» за замовчуванням кількісно оцінюються в умовах «все небо» («all-sky»), що означає, що радіаційні ефекти

хмар включені в розрахунки переносу радіації. Продукти, позначені як «чисте небо» («clear-sky»), обчислюються шляхом виключення хмар з розрахунків переносу радіації. МГЕЗК AR5 також визначає ефективний радіаційний вплив як "зміну чистого потоку радіації в бік зменшення після врахування змін температури атмосфери, водяної пари і хмарності, але при цьому температура поверхні або частина приземних умов залишаються незмінними.

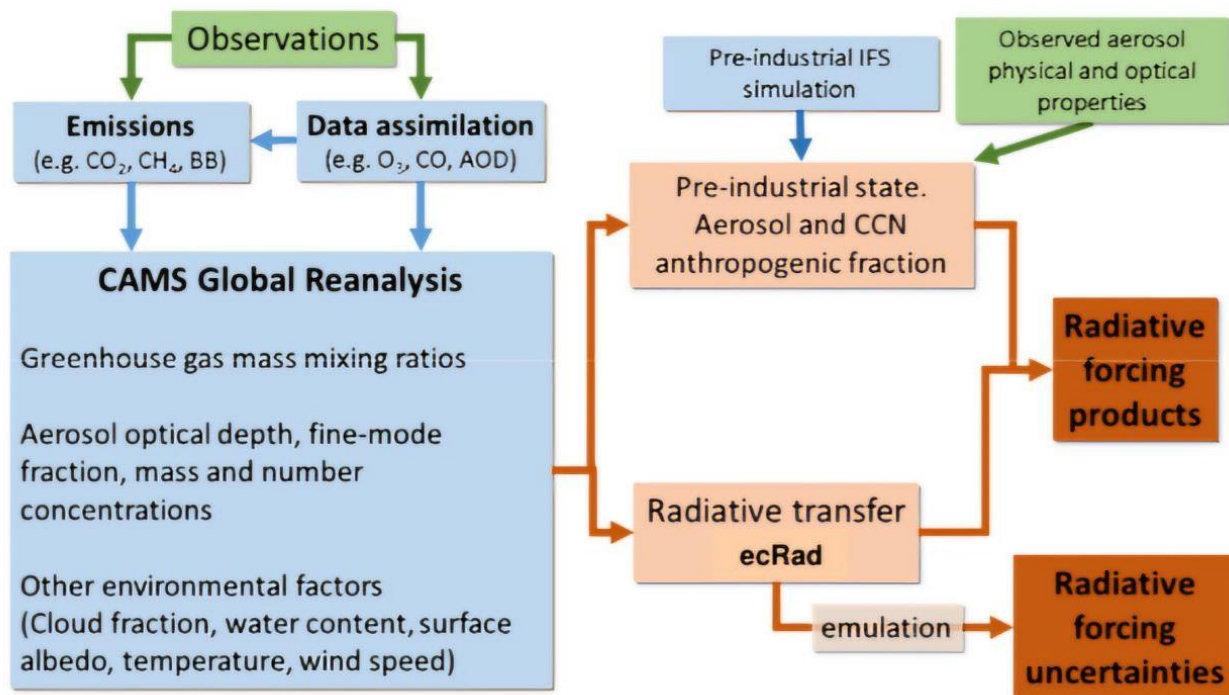


Рис. 2.2 Схеми алгоритму радіаційного впливу (світло-помаранчевий), який використовує вхідні дані з глобального реаналізу CAMS (синій) і обчислює радіаційний вплив та їх невизначеності (темно-помаранчевий). Зелені рамки вказують на обмеження спостережень. «BB» означає спалювання біомаси, AOD – аерозольна оптична товща, а CCN – ядра хмарної конденсації. ecRad – це код радіаційного переносу, що використовується в IFS ECMWF.

Рисунок 2.2 ілюструє послідовність завдань, які дозволяють отримати оцінки радіаційного перенесення за допомогою CAMS. Джерелом даних про склад атмосфери є реаналіз CAMS [26] виконаний за допомогою Інтегрованої

системи прогнозування (IFS) ECMWF [27], цикл 42r1. Використана версія IFS має горизонтальну роздільну здатність 80 км (T255) і 60 гібридних рівнів сигма-тиску по вертикалі, з верхнім рівнем 0,1 гПа. Часовий крок становить 30 хв, а вихідні аналізи і прогнози виробляються зберігаються із часовим кроком 3 год. Крім того, реаналіз включає асиміляцію супутникових даних про склад атмосфери, що покращує оцінки радіаційного перенесення порівняно з моделями, які працюють у вільному режимі. Покращення безпосередньо впливають із спостережних обмежень на вертикальні стовпи вмісту реактивних газів і аерозольної оптичної товщі, а для озону – його вертикальних профілів. Асиміляція даних також покращує параметризацію викидів забруднюючих речовин від спалювання біомаси, що призводить до непрямих покращень у моделюванні атмосферних концентрацій. Таким чином, алгоритм, в першу чергу, покладається на змінні, пов'язані зі спостереженнями в процесі асиміляції даних (коефіцієнти змішування газів, загальна аерозольна оптична товща). Однак не можна покладатися виключно на асимільовані змінні, оскільки інші характеристики моделі впливають на радіаційне перенесення безпосередньо (вертикальні профілі аерозолів і газів, видозміна загальної аерозольної маси) або опосередковано (хмарний покрив і тип хмар, альbedo поверхні). Деякі інші змінні, що мають відношення до розрахунків радіаційного перенесення (наприклад, профілі температури і вологості), обмежені асиміляцією метеорологічних параметрів, що також опосередковано впливає на структуру хмар і перенесення в асимільованому стані. Крім того, параметри, необхідні для оцінки радіаційного форсингу, але не змодельовані глобальним реаналізом (наприклад, розподіл аерозолів за розмірами), забезпечуються допоміжними наборами даних [5], [24].

Джерелом даних про склад атмосфери є CAMS «Global Reanalysis», що отримується за допомогою моделі ECMWF IFS. Цей повторний аналіз включає асиміляцію супутникових даних по складу атмосфери, таким чином покращуючи оцінки радіаційного форсингу. Покращення безпосередньо впливають із

обмежень спостережень за вертикальним розподілом реактивних газових складових і аерозольної оптичної товщі. Алгоритм версії 1.5 бере більшість розподілів атмосферних властивостей з набору даних CAMS «Global Reanalysis», який наразі охоплює 2003-2017 роки. Концентрації CO₂ та CH₄ взяті зі сторонніх наборів даних, оскільки оцінка доіндустріального стану все ще перебуває на стадії випробування.

2.2 Методика проведених обчислень

Для дослідження було використано дані реаналізу Copernicus Atmospheric Monitoring Service (CAMS) [5] з охопленням усього наявного періоду з 2003 до 2018 рр. Обрано 5 ключових параметрів за якими проведено оцінювання радіаційного форсингу внаслідок:

- 1) взаємодії з діоксидом вуглецю (CO₂);
- 2) взаємодії з метаном (CH₄);
- 3) взаємодії з тропосферним озоном (O₃);
- 4) взаємодії з атмосферним аерозолем антропогенного походження;
- 5) взаємодії з процесами у системі «аерозолі – хмарність».

Радіаційний форсинг оцінено із врахуванням довжин хвиль: довгохвильове (4–100 мкм) та короткохвильове (0.1–0.5 мкм) випромінювання. Дані радіаційного форсингу представлені у Вт/м².

Набори даних у форматі NetCDF (розширення «.NC») було завантажено з CAMS для кожного окремого місяця. Початкові файли даних мають глобальне покриття із горизонтальною роздільною здатністю 3°x3° (1°x1° для радіаційного форсингу у системі «аерозолі – хмарність»).

Обробка даних здійснювалася за допомогою терміналу cygwin (<https://www.cygwin.com>) із використанням програмного пакету CDO (Climate Data Operators, <https://code.mpimet.mpg.de/projects/cdo>). Зокрема, у CDO

здійснено осереднення за певні періоди, обчислення кліматичної норми (середні багаторічні значення), та обчислення аномалій (тобто, відхилення від середніх багаторічних значень). Весь масив даних було оброблено, переформатовано та розподілено у власній базі даних на наступні змінні (співпадають із обраними параметрами, описаними вище), що описують взаємодію сонячної радіації із:

- «co2» - взаємодія з діоксидом вуглецю (CO₂);
- «ch4» - взаємодія з метаном (CH₄);
- «тропоO3» - взаємодія з тропосферним озоном (O₃);
- «aгі» - взаємодія з атмосферним аерозолем антропогенного походження;
- «асі» - взаємодія з процесами у системі «аерозолі – хмарність».

Створені масиви даних було розподілено на місяці та сезони у період з 2003 по 2018 рр. Деяка частина обробки даних виконувалася за допомогою власно створених bat-скриптів.

Перша частина результатів, що описує просторовий розподіл окремих параметрів радіаційного форсингу візуалізована за допомогою програми PanoplyWin, версії 5.2.10 (<https://www.giss.nasa.gov/tools/panoply/>). Було побудовано 10 карт середніх річних значень взаємодії довгохвильової («Lw») та короткохвильової («Sw») сонячної радіації з наведеними вище параметрами для прямокутної області, що повністю охоплює територію України.

Друга частина результатів описує осереднений сезонний хід радіаційного форсингу. Осереднення для кожного окремого місяця проведено за допомогою CDO, а візуалізація графіків здійснено у програмному пакеті Microsoft Excel.

Третя частина результатів представляють аналіз трендів (тенденцій змін за досліджуваний період). Кліматичні норми (середні багаторічні значення) та аномалії (відхилення від норм) обчислено за допомогою CDO. Величина трендів обчислена для обраних точок (вузлів сітки реаналізу) на півночі (м. Київ) та півдні (м. Одеса) території України із використанням Microsoft Excel. Обрання точок для обчислення трендів було здійснено на етапі після отримання

результатів аналізу просторового розподілу. Так як усі параметри характеризувалися чітко вираженою широтною зміною, двох вузлів сітки на півдні та на півночі достатньо для того, щоб охопити увесь діапазон змін радіаційного форсингу, що спостерігалися для території України. Для обчислення використано формули розрахунку трендів (ЛІНЕЙН) та перевірки значущості за критерієм Стьюдента (СТЬЮДРАСП), задані у відповідному форматі, наприклад: «=ЛІНЕЙН(Z43:Z58;\$Y\$43:\$Y\$58;1;1)», «=СТЬЮДРАСП(ABS(Z62);15;2)».

Значення трендів представлені для кожного із сезонів (весна, літо, осінь, зима) у Вт/м² на рік. За отриманими даними була побудована таблиця трендів зміни радіаційного форсингу за період 2003-2018 рр.

РОЗДІЛ 3. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ЗАКОНОМІРНОСТІ РЕГІОНАЛЬНОГО ПРОЯВУ РАДІАЦІЙНОГО ФОРСИНГУ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ

3.1 Просторовий розподіл прояву радіаційного форсингу

Незважаючи на те, що радіаційний форсинг у кліматичній системі носить глобальний характер, його прояв характеризується просторовими відмінностями на регіональному масштабі. Шляхом проведення аналізу середніх багаторічних значень за досліджуваний період, встановлено особливості такого регіонального прояву радіаційного форсингу над територією України.

Найбільш типовою особливістю є широтні закономірності розподілу радіаційного форсингу для усіх досліджуваних компонент. Незначне порушення такого широтного розподілу відбувається над морськими поверхнями через їх відмінності у поглинальній та випромінювальній здатності.

Для радіаційного форсингу, що відбувається внаслідок процесів взаємодії радіаційних потоків із аерозолем та хмарністю (система «аерозоль – хмарність») характерні додатні значення форсингу для довгохвильової радіації та від'ємні значення для короткохвильової радіації (рис. 3.1).

У спектрі двоххвильової радіації видно що на всій території України окрім південної її частини та території Івано-Франківської області, значення складають менше ніж 0.02 Вт/м^2 . У Південній частині України і чим ближче до Чорного моря, значення зростають, та коливаються у діапазоні від 0.02 до 0.04 Вт/м^2 . Над Чорним морем показники радіаційного форсингу внаслідок взаємодії із аерозолем та хмарністю досягають максимальних додатних значень, що варіюють в межах від 0.06 до 0.10 Вт/м^2 .

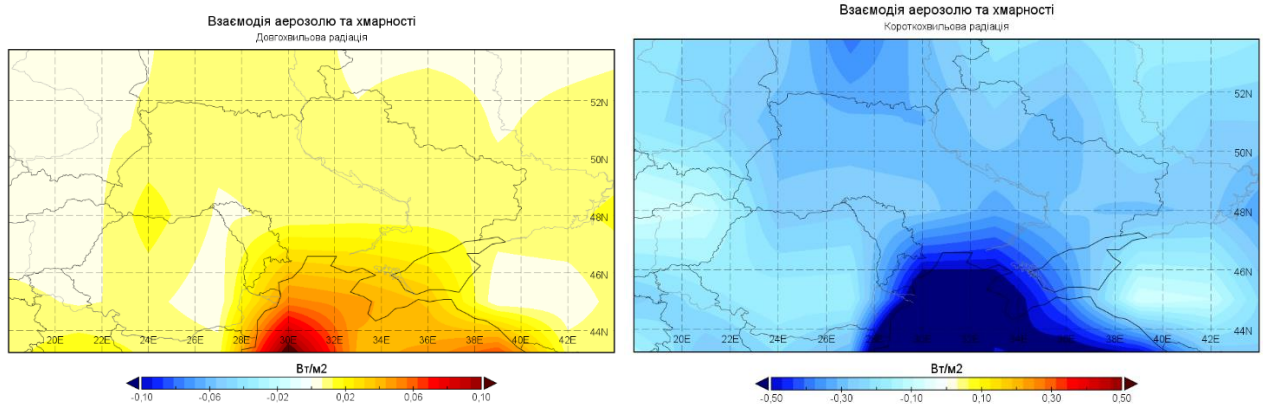


Рис 3.1 Значення середньорічного радіаційного форсингу у взаємодії з аерозолем та хмарністю над територією України у період з 2003-2018 рр. у довгохвильовому та короткохвильовому спектрі ($\text{Вт}/\text{м}^2$)

У короткохвильовому спектрі видно що у південних областях та в Криму значення ко ливаються від -0.30 до $-0.50 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Чим ближче до Чорного моря, тим інтенсивніше зменшення значень радіаційного форсингу. На решті території України показники коливаються від -0.20 до $-0.30 \text{ Вт}/\text{м}^2$.

Таким чином, внаслідок трансформації радіаційних потоків із процесами взаємодії аерозолів та хмарності, загальний радіаційний форсинг є від'ємним. У першу чергу, за рахунок більш інтенсивного зменшення у короткохвильовому спектрі. Такий наслідок є логічним, оскільки взаємодія аерозолів та хмарності перешкоджає додатковому надходженню сонячного випромінювання до земної поверхні через процеси хмароутворення (аерозоль діє як ядра конденсації й сприяє утворенню хмар). Ефект перевипромінювання довгохвильової радіації, що надходить від поверхні землі не здатне нівелювати зменшення притоку у короткохвильовому спектрі. Над морськими акваторіями зменшення радіаційного форсингу за рахунок цих процесів посилюється.

Значно інтенсивніших змін набуває радіаційний форсинг внаслідок взаємодії сонячного випромінювання безпосередньо із аерозолем. Для такого

форсингу характерні додатні значення у довгохвильовому спектрі та від'ємні значення для короткохвильової радіації (рис. 3.2).

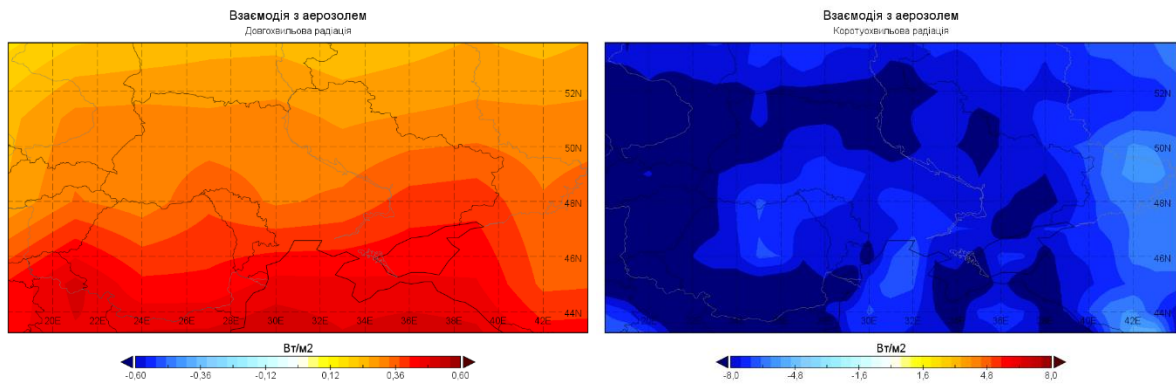


Рис 3.2 Значення середньорічного радіаційного форсингу у взаємодії з аерозолем над територією України у період з 2003-2018 рр. у довгохвильовому та короткохвильовому спектрі (Вт/м²)

Карта довгохвильового спектру радіації характерне рівномірне зростання показників з півночі на південь території України. Значення коливаються у діапазоні від 0.24 до 0.60 Вт/м². Найнижчі значення фіксуються у північних частинах Волинської та Рівненської областей, а також в оремих районах Чернігівської та Сумської областей (0.24 Вт/м²). Найвищі значення на території України зафіксовано у південній частині Кримського півострова та над Чорним морем (0.48–0.60 Вт/м²).

У короткохвильовому спектрі спостерігається від'ємні значення радіаційного форсингу на території України. Варто зазначити, що це єдиний показник, для якого просторовий розподіл не має широтного характеру. Найнижчі значення (до -8 Вт/м²) фіксуються в окремих районах Закарпатської, Львівської, Волинської, Рівненської, Житомирської, Київської, Чернігівської, Сумської, Донецької, Запорізької, Одеської областей та в Криму. Найвищі

значення (-3.2 Вт/м^2) характерні для території Миколаївської, Хмельницької, Вінницької, Чернівецької та Кіровоградської областей.

Проведений аналіз показує, що радіаційний форсинг за рахунок взаємодії із аерозолями над територією України набуває найінтенсивнішого зменшення. Незважаючи на вищі значення зростання у довгохвильовому спектрі, порівняно із процесами взаємодії у системі «аерозоль – хмарність», значні від’ємні показники короткохвильової радіації на порядок інтенсивніше змінюють радіаційний форсинг. Це означає, що наявні над територією України аерозолі значною мірою поглинають або розсіюють сонячну радіацію, обумовлюючи від’ємний радіаційний форсинг за цим показником.

У порівнянні із процесами пов’язаними із аерозольними компонентами, газові компоненти значно менш інтенсивно впливають на регіональний радіаційний форсинг. Для CO_2 , який становить найбільшу частку за концентраціями парникових газів в атмосфері, над територією України спостерігаємо додатні значення для довгохвильової радіації та від’ємні для короткохвильової (рис. 3.3).

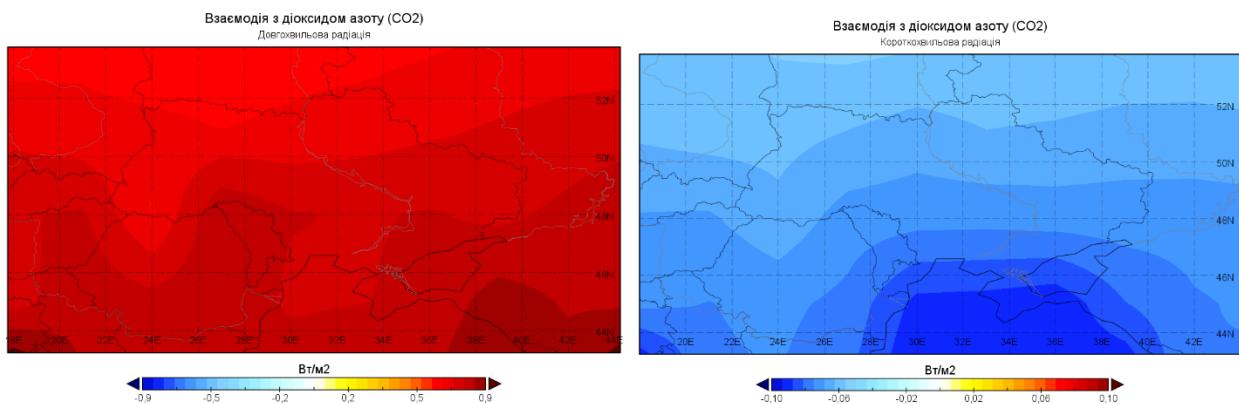


Рис 3.3 Значення середньорічного радіаційного форсингу у взаємодії з діоксидом вуглецю (CO_2) над територією України у період з 2003-2018 рр. у довгохвильовому та короткохвильовому спектрі (Вт/м^2)

У спектрі довгохвильової радіації значення збільшується пропорційно з півночі на південь території України, та коливається у діапазоні від 0.7 до 0.9 Вт/м². У Херсонській, Запоріжській, Донецькій, частині Вінницької, Одеської областей та в Криму ці значення найвищі. У частині Волинської та Рівненської областей ці значення найменші.

У короткохвильовому спектрі ми спостерігаємо зворотні залежності: з півночі країни на південь значення поступово зменшуються, та коливаються у діапазоні від -0.04 до -0.08 Вт/м². У Криму та над Чорним морем ці значення найменші. У окремих районах Львівської, Волинської, Рівненської, Чернігівської та Сумської областей спостерігаються найвищі значення.

Таким чином, наявні концентрації CO₂ сприяють логічному зростанню радіаційного форсингу. Від'ємні значення для короткохвильового спектру на порядок менші за додатний форсинг у довгохвильовому. У той же час, роль CO₂ значно менша за попередньо розглянутий процес зменшення радіаційного форсингу за рахунок аерозольного впливу на короткохвильову радіацію.

Іншим парниковим газом, що вважається більш інтенсивним ніж CO₂ за своїм впливом на клімат, проте із значно нижчими концентраціями є СН₄. Незважаючи на це, його роль у формуванні регіонального радіаційного форсингу не є значно інтенсивніша. Над територією України спостерігаємо додатні значення для довгохвильової радіації та від'ємні для короткохвильової (рис. 3.4).

У довгохвильовому спектрі на території України значення радіаційного форсингу поступово зростають пропорційно з північного-заходу на південний схід, та коливаються у діапазоні від 0.12 до 0.24 Вт/м². У окремих районах північної частині території України ці значення найнижчі і складають 0.12 Вт/м². У південній частині півострова Крим та над Чорним морем спостерігаються найвищі значення до 0.24 Вт/м².

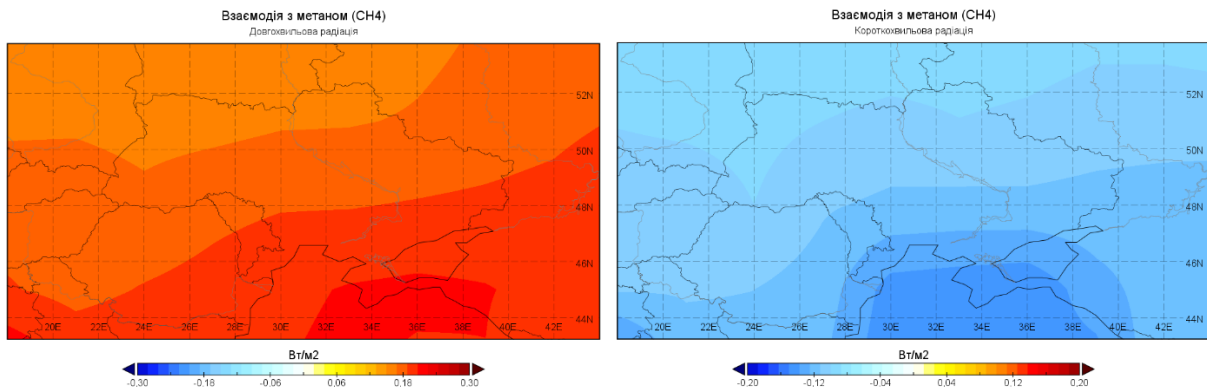


Рис 3.4 Значення середньорічного радіаційного форсингу у взаємодії з метаном (CH₄) над територією України у період з 2003-2018 рр. у довгохвильовому та короткохвильовому спектрі (Вт/м²)

У короткохвильовому спектрі простежується поступове зниження значень радіаційного форсингу з півночі на південь території України. Вони коливаються у діапазоні від -0.08 до -0.16 Вт/м². В окремих районах Львівської, Закарпатської, Івано-Франківської, Волинської, Рівненської, Чернігівської а Сумської областей спостерігаються найвищі значення і складають -0.08 Вт/м². У Криму та над Чорним морем фіксуються найнижчі значення, -0.16 Вт/м².

Дуже цікавою особливістю є те, що CH₄ над територією України не характеризується дуже великою різницею за абсолютними значеннями у додатному радіаційному форсингу для довгохвильового спектру, в порівнянні з від'ємним форсингом у короткохвильовому спектрі.

Для O₃, що є відносно короткоіснуючим газом в порівнянні із CO₂ та CH₄, радіаційний форсинг також додатний для довгохвильової радіації та від'ємний для короткохвильової (рис. 3.5).

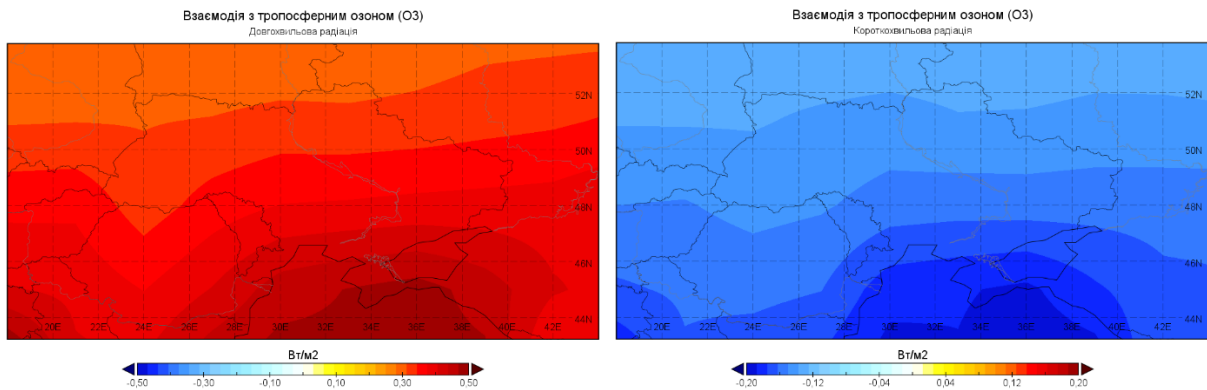


Рис 3.5 Значення середньорічного радіаційного форсингу у взаємодії з тропосферним озonom (O_3) над територією України у період з 2003-2018 рр. у довгохвильовому та короткохвильовому спектрі ($Вт/м^2$)

У довгохвильовому спектрі добре видно підвищення значень пропорційно з півночі на південь території України. Значення коливаються у діапазоні від 0.30 до 0.50 $Вт/м^2$. В окремих районах Волинської, Рівненської, Чернігівської та Сумської областей фіксуються найнижчі показники (0.30 $Вт/м^2$). Вже з центральної частини до півдня країни ці показники поступово збільшуються. На півдні півострова Крим спостерігаються найвищі значення (0.50 $Вт/м^2$).

Для короткохвильового спектру характерне поступове зменшення значень пропорційно з півночі на південь території України. Значення коливаються у діапазоні від -0.12 до -0.20 $Вт/м^2$. Найвищі значення фіксуються в окремих районах Волинської, Рівненської, Чернігівської та Сумської областей (-0.12 $Вт/м^2$). Починаючи з південних областей і до Чорного моря значення поступово зменшуються. У південній частині території Кримського півострову фіксуються найнижчі значення (-0.20 $Вт/м^2$).

Загалом приземний O_3 сприяє формуванню додатного радіаційного форсингу. Проте, узявши до уваги усі газові складові, їх сукупний вплив у формування додатного радіаційного форсингу у 3-8 разів менший за той від'ємний внесок сформований наявністю аерозолу в атмосферному повітрі.

3.2 Часова мінливість прояву радіаційного форсингу

Залежно від сезону року, радіаційний форсинг значним чином варіює. При цьому, характер сезонної мінливості відрізняється для досліджуваних складових. Враховуючи переважно широтний характер зміни радіаційного форсингу, для відображення особливостей сезонної мінливості обрано міста Київ та Одеса, розташовані на півночі та півдні відповідно.

На півночі території України (див. рис. 3.6 на прикладі м. Київ) взаємодія довгохвильової радіації з аерозолем та хмарністю упродовж всіх сезонів мало змінюється та тримається близько нуля. Значення короткохвильової радіації у кінці весни та на початку літа зменшується майже до -1 Вт/м^2 . До початку зими значення радіаційного форсингу тримаються на відмітці -0.5 Вт/м^2 .

На півдні території України (на прикладі Одеси на рис. 3.6) спостерігаються дуже незначне зростання довгохвильової радіації у кінці весни та на початку літа, після чого знову зменшується до значень близьких до нуля. Короткохвильова радіація на початку весни і до кінця сезону зменшується до значень $-1,5 \text{ Вт/м}^2$. Наприкінці літа радіаційний форсинг короткохвильової радіації тримається близько нуля, а у осінній сезон знову спадає до -1 Вт/м^2 , і до початку зими варіює до позначки -0.5 Вт/м^2 .

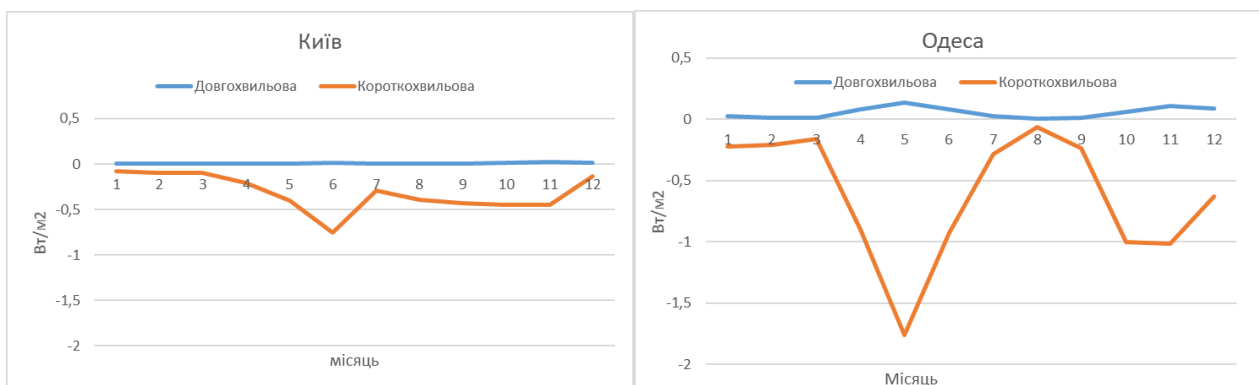


Рис. 3.6 Річний хід радіаційного форсингу у взаємодії сонячної радіації з аерозолем та хмарністю на прикладі Києва та Одеси

На півночі території України (див. рис. 3.7 на прикладі м. Київ) взаємодія довгохвильової радіації з аерозолем упродовж всіх сезонів та місяців тримається близько нуля. Короткохвильова радіація у середині зимнього сезону та до середини весни тримається на позначці -12 Вт/м^2 , потім до кінця весни радіаційний форсинг стає менш інтенсивним й підіймається до позначки -11 Вт/м^2 , і надалі спадає до -13 Вт/м^2 . Із середини літнього сезону і майже до кінця року він тримається на значеннях від -8 до -9 Вт/м^2 .

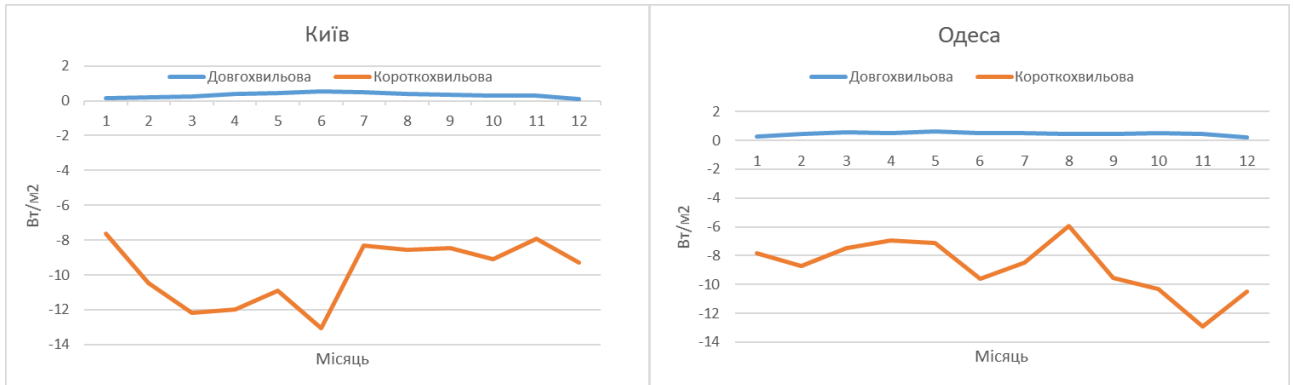


Рис. 3.7 Річний хід радіаційного форсингу у взаємодії сонячної радіації з аерозолем на прикладі Києва та Одеси

На півдні території України (на прикладі Одеси на рис. 3.7) довгохвильова радіація упродовж року тримається позначки близько нуля. Радіаційний форсинг для короткохвильової радіації від кінця зимового сезону та до кінця весняного тримався на позначках від -7 до -8 Вт/м^2 . На початку літа значення різко падають до -10 Вт/м^2 , і до кінця сезону підіймаєть до -6 Вт/м^2 . З кінця літа і до кінця осені зменшується до мінімальних значень у -13 Вт/м^2 . У грудні інтенсивність прояву радіаційного форсингу слабшає і складає -10 Вт/м^2 .

На півночі території України (див. рис. 3.8 на прикладі м. Київ) взаємодії сонячної радіації з CO_2 у довгохвильовому спектрі наприкінці зими і до середини весняного сезону зростає від 0.4 до 1 $\text{Вт}/\text{м}^2$. До липня радіаційний форсинг за рахунок CO_2 спадає до значень 0.7 $\text{Вт}/\text{м}^2$. Із серпня по вересень значення тримаються на позначці 0.8 $\text{Вт}/\text{м}^2$ з подальшим зменшенням до 0.4 $\text{Вт}/\text{м}^2$ у листопаді й грудні. Радіаційний форсинг у короткохвильовому спектрі показує що з квітня і по серпень значення складають близько -0.1 $\text{Вт}/\text{м}^2$, у інші ж місяці близькі до нуля.

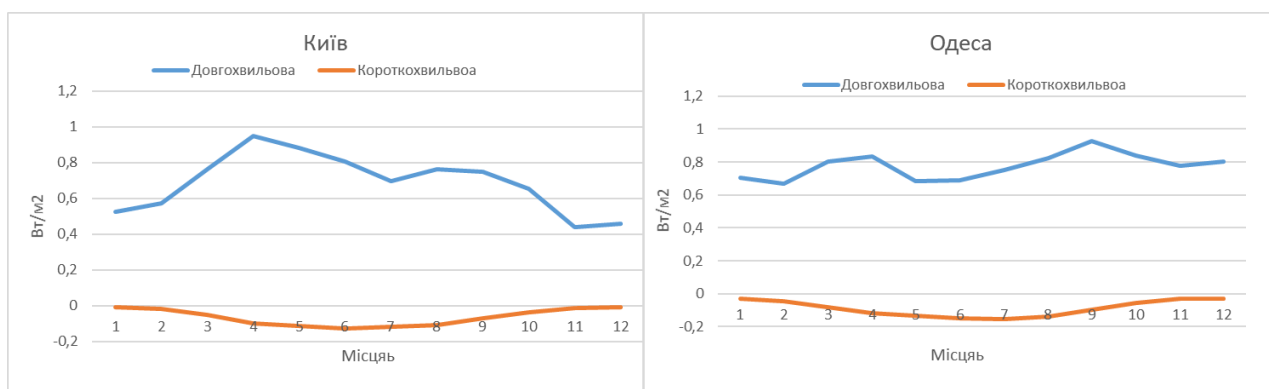


Рис. 3.8 Річний хід радіаційного форсингу у взаємодії сонячної радіації з CO_2 на прикладі Києва та Одеси

На півдні території України (на прикладі Одеси на рис. 3.8) взаємодія сонячної радіації з CO_2 у довгохвильовому спектрі має коливний характер. Від середини зими і до кінця сезону, радіаційний форсинг складає 0.07 $\text{Вт}/\text{м}^2$. Від кінця зими і до середини весни він поступово зростає до значення у 0.8 $\text{Вт}/\text{м}^2$, формуючу перший максимум. З травня місяця і до вересня радіаційний форсинг за рахунок CO_2 поступово збільшується до 0.9 $\text{Вт}/\text{м}^2$, формуючи другий максимум, з подальшим зменшенням на рівень 0.8 $\text{Вт}/\text{м}^2$. У короткохвильовому спектрі видно що з березня по липень він поступово опускався до позначки у -0.2 $\text{Вт}/\text{м}^2$, із подальшим повернення до значень близьких до нуля.

На півночі території України (див. рис. 3.9 на прикладі м. Київ) у довгохвильовому спектрі радіаційний форсинг за рахунок CH_4 поступово зростає із січня по квітень. Значення складають від 0.1 Вт/м^2 до 0.2 Вт/м^2 . До листопада із незначними коливанням, радіаційний форсинг на цих довжинах хвиль знижується до 0.1 Вт/м^2 . У короткохвильовому спектрі видно, що взимку значення тримаються близько нуля, тоді як на початку березня і до квітня поступово зменшуються до -0.2 Вт/м^2 .

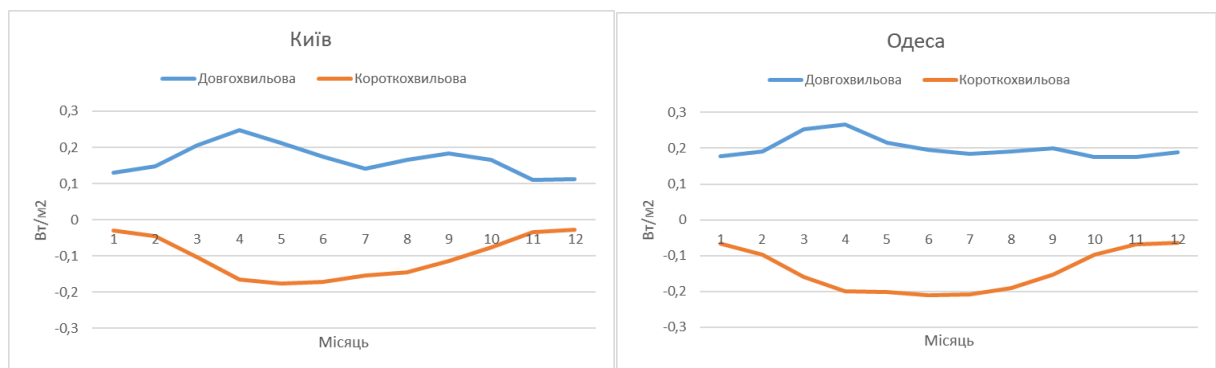


Рис. 3.9 Річний хід радіаційного форсингу у взаємодії сонячної радіації з CH_4 на прикладі Києва та Одеси

На півдні території України (на прикладі Одеси на рис. 3.9) радіаційний форсинг за рахунок CH_4 зростає із середини зимового сезону по квітень. Значення піднімаються із 0.02 Вт/м^2 до 0.03 Вт/м^2 . Починаючи з травня і до кінця року ці показники близькі до 0.2 Вт/м^2 . У короткохвильовому спектрі видно, що починаючи із січня і до квітня показники зменшуються до -0.2 Вт/м^2 , і тримаються такого значення до серпня. Із початком осені і до кінця року радіаційний форсинг поступово повертається до значень близьких до нуля.

На півночі території України (див. рис. 3.10 на прикладі м. Київ) радіаційний форсинг за рахунок O_3 у довгохвильовому спектрі із січня до травня поступово зростає від 0.2 Вт/м^2 до 0.5 Вт/м^2 . На цих значеннях показники утримуються до серпня, з подальшим зменшенням до кінця року до 0.2 Вт/м^2 . У

короткохвильовому спектрі видно, що з січня по березень значення радіаційного форсингу близькі до нуля, і у травні поступово зменшуються до -0.3 Вт/м^2 , утримуючись на цих показниках до серпня. З вересня і до кінця року радіаційний форсинг повертається до значень близьких до нуля.

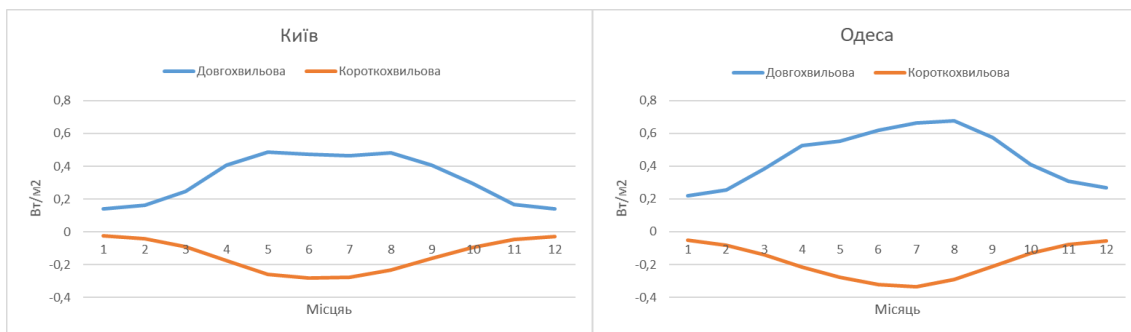


Рис. 3.10 Річний хід радіаційного форсингу у взаємодії сонячної радіації з тропосферним O_3 на прикладі Києва та Одеси

На півдні території України (на прикладі Одеси на рис. 3.10) радіаційний форсинг за рахунок тропосферного O_3 зростає із січня по квітень з 0.2 Вт/м^2 до 0.6 Вт/м^2 . Максимальні значення радіаційного форсингу настають у серпні і складають близько 0.7 Вт/м^2 . До кінця року значення поступово зменшуються до 0.2 Вт/м^2 . У короткохвильовому спектрі з січня по липень радіаційний форсинг стає від'ємним, досягаючи -0.3 Вт/м^2 з подальшим поверненням близько до нуля.

Таким чином, прояв радіаційного форсингу протягом року сильно залежить від сезону і суттєво відрізняється для різних параметрів. Часто можна спостерігати два максимуми та два мінімуми прояву радіаційного форсингу протягом року. Особливо інтенсивні від'ємні значення для параметрів пов'язаних із аерозолем. Сезонна мінливість за рахунок CO_2 та CH_4 подібна за характером часового розподілу, формуючи максимуми у першій половині весни. Для тропосферного O_3 чітко простежується взаємозв'язок із сезонною

мінливістю притоку сонячної радіації та річним ходом температури, що визначають інтенсивність й умови утворення тропосферного O₃.

Після проведення аналізу сезонної мінливості, здійснено дослідження наявності міжрічних тенденцій у прояві радіаційного форсингу. Дослідження показали, що для жодного із параметрів незалежно від довго- чи короткохвильової радіації, відсутні будь-які значущі тренди за досліджуваний період. Значення розрахованих трендів наведені у таблиці 3.1. Показники критерію Стюдента не наводяться, так як усі тренди є статистично незначущими.

Таблиця 3.1 Тренди зміни радіаційного форсингу (Вт/м² на рік) за період 2003-2018 рр.

Параметр	Довжина хвилі	сезон			
		зима	весна	літо	осінь
Київ					
Діоксид вуглецю (CO ₂)	Довгохвильова радіація (lw)	0,000484	0,013791	0,019725	0,01456
	Короткохвильова радіація (sw)	-6,6E-05	-0,00165	-0,00258	-0,00088
Метан (CH ₄)	Довгохвильова радіація (lw)	0,000357	0,000679	0,001179	0,000786
	Короткохвильова радіація (sw)	-0,00032	-0,00068	-0,00104	-0,0005
Тропосферний озон (O ₃)	Довгохвильова радіація (lw)	-3,57143E-05	0,000464	0,002821	-0,00032
	Короткохвильова радіація (sw)	0,000179	-0,0005	-0,00046	7,14E-05
Внаслідок взаємодії із аерозолем (ari)	Довгохвильова радіація (lw)	-0,00109	-0,0046	0,486544	0,304779
	Короткохвильова радіація (sw)	0,088015	0,256107	0,151893	0,034857
Внаслідок взаємодії	Довгохвильова радіація (lw)	0,000529	0,000324	0,000279	0,000456

Параметр	Довжина хвилі	сезон			
		зима	весна	літо	осінь
аерозолі і хмарності (aci)	Короткохвильова радіація (sw)	-0,001882	-4,4E-05	-0,00809	0,000765
Одеса					
Діоксид вуглецю (CO ₂)	Довгохвильова радіація (lw)	0,02167	0,01044	0,012802	0,010659
	Короткохвильова радіація (sw)	-0,00042	-0,0017	-0,00225	-0,00104
Метан (CH ₄)	Довгохвильова радіація (lw)	0,000821	-0,00071	-0,00029	-0,00039
	Короткохвильова радіація (sw)	-0,00032	0,000107	-0,00046	5,18E-20
Тропосферний озон (O ₃)	Довгохвильова радіація (lw)	-0,00021	-0,00164	-0,00179	-0,00243
	Короткохвильова радіація (sw)	0,000357	-3,6E-05	3,57E-05	0,000643
Внаслідок взаємодії із аерозолем (ari)	Довгохвильова радіація (lw)	-0,00604	-0,00607	0,588603	0,513603
	Короткохвильова радіація (sw)	0,115765	0,181571	0,291179	0,0465
Внаслідок взаємодії аерозолі і хмарності (aci)	Довгохвильова радіація (lw)	0,002912	-0,00125	-0,00143	-0,0006
	Короткохвильова радіація (sw)	-0,01515	0,0135	0,001691	-0,01751

Проведені у даній роботі дослідження показують, що на регіональному масштабі радіаційний форсинг над територією України є переважно від'ємним. Ці результати узгоджуються із проведеними раніше дослідженнями в Україні за даними спостережень на мережі AERONET. У представленій роботі показано, що від'ємний радіаційний форсинг формується завдяки переважаючій ролі взаємодії аерозолі іх сонячною радіацією у короткохвильовому спектрі. Враховуючи доведений факт зростання приземної температури повітря над територією України, а особливо її більш інтенсивний регіональний прояв, можна стверджувати, що це зростання відбувається НЕ за рахунок регіонального радіаційного форсингу. Причини такого прояву потребують детальних

досліджень, а ймовірною гіпотезою неузгодженості регіонального прояву радіаційного форсингу зі зміною температури повітря можуть пояснюватися іншими факторами, зокрема зміною циркуляційних умов та повторюваності надходження тепліших повітряних мас.

ВИСНОВКИ

У представленій роботі встановлено основні просторово-часові закономірності регіонального прояву радіаційного форсингу за рахунок різних хімічних складових над територією України.

1. Проведено аналіз сучасних досліджень та уявлень про взаємозв'язок між радіаційним форсингом та змінами клімату, і встановлено основні хімічні складові, які визначають радіаційний форсинг.
2. Встановлено, що на регіональному масштабі прояв радіаційного форсингу за рахунок хімічних складових характеризується переважно широтним розподілом. Сукупний вплив радіаційного форсингу за рахунок діоксиду вуглецю (CO_2), метану (CH_4), тропосферного озону (O_3), антропогенного аерозолю та взаємодії аерозолю з хмарністю над територією України є від'ємним.
3. Встановлено кількісні показники прояву радіаційного форсингу з розподілом на довгохвильову та короткохвильову радіацію. Виявлено, що додатний форсинг CO_2 , CH_4 та O_3 у 3-8 разів менший за від'ємний внесок сформований наявністю аерозолю в атмосферному повітрі над територією України.
4. Досліджено часову мінливість радіаційного форсингу на різних часових масштабах. Виявлено, що сезонна мінливість радіаційного форсингу характеризується різним розподілом для хімічних складових. Встановлено відсутність значущих міжрічних трендів радіаційного форсингу над територією України.
5. Проведені у даній роботі дослідження та виявлений від'ємний радіаційний форсинг узгоджуються із результатами попередніх досліджень в Україні за даними спостережень на мережі AERONET. Враховуючи доведений факт

зростання приземної температури повітря над територією України, а особливо її більш інтенсивний регіональний прояв, можна стверджувати, що це зростання відбувається НЕ за рахунок регіонального радіаційного форсингу. Причини такого прояву потребують детальних досліджень, а можливою гіпотезою неузгодженості регіонального прояву радіаційного форсингу зі зміною температури повітря можуть бути зміни циркуляційних умов і повторюваності надходження тепліших повітряних мас.

Перелік використаних джерел

1. Peixoto J.P., Oort A.H. Physics of Climate. Springer. 1992. 538 P.
2. Hillel D., et al. (Eds.). Encyclopedia of Soils in the Environment. Elsevier/Academic Press. 2005
3. Hartmann D.L. Global Physical Climatology. Elsevier. 2016. 481 P.
4. F.M. Pulselli, M. Marchi. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier. 2015
5. CAMS global radiative forcings. URL: <https://ads.atmosphere.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/cams-global-radiative-forcings?tab=overview> (Accessed: 14.05.2024)
6. Bellouin, N., Davies, W., Shine, K. P., et al. Radiative forcing of climate change from the Copernicus reanalysis of atmospheric composition. Earth Syst. Sci. Data. 2020. Vol. 12. P. 1649–1677. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1649-2020>
7. Shine, K. P.; Derwent, R. G.; Wuebbles, D. J. et al. Radiative forcing of climate. 1990. p. 41-68.
8. Etminan M. et al. Radiative forcing of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide: A significant revision of the methane radiative forcing. Geophysical Research Letters, 2016. Vol. 43, Is. 24. P. 12,614-12,623
9. Iglesias-Suarez, F., et al. Key drivers of ozone change and its radiative forcing over the 21st century. Atmos. Chem. Phys. 2018. Vol. 18. P. 6121–6139. <https://doi.org/10.5194/acp-18-6121-2018>

10. Dagan, G., Yeheskel, N. & Williams, A.I.L. Radiative forcing from aerosol–cloud interactions enhanced by large-scale circulation adjustments. *Nat. Geosci.* 2023. Vol. 16. P.1092–1098. <https://doi.org/10.1038/s41561-023-01319-8>
11. Climate Change Indicators: Climate Forcing. US EPA. URL: <https://www.epa.gov/climate-indicators/climate-change-indicators-climate-forcing> (Accessed: 16.05.2024)
12. Bo Fu, et al. The contributions of individual countries and regions to the global radiative forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America.* 2021. Vol. 118 (15), ff10.1073/pnas.2018211118
13. Lu, Q.-B. Critical Review on Radiative Forcing and Climate Models for Global Climate Change since 1970. *Atmosphere.* 2023. Vol. 14. P. 1232. <https://doi.org/10.3390/atmos14081232>
14. Kramer R. et al. Observational evidence of increasing global radiative forcing. *Geophysical Research Letters.* 2021. Vol. 48(7), e2020GL091585
15. Edenhofer, O. et al. *Climate Change 2014 Mitigation of Climate Change: Working Group III Contribution to the 5th Assessment Report of the IPCC.* Cambridge University Press. 2014.
16. Myhre G., Myhre A., Stordal F. Historical evolution of radiative forcing of climate. *Atmospheric Environment.* 2001. Vol. 35(13). P. 2361-2373.
17. Takemura T. Radiative Forcing and Global Warming. *Handbook on Air quality and Climate Change.* 2023. Springer. Pp. 949-965
18. *Carbon dioxide and Climate: A scientific Assessment.* 1979. National Academy of Sciences, Washington DC. 18 p.

19. WMO. A preliminary standard atmosphere for radiation computations. 1986 WMO/TD-24.
20. IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. 2013. Cambridge, United Kingdom and New York. P.1-30
21. Andrews T. Precipitation, radiative forcing and global temperature change. Geophysical Research Letters. 2010. Vol. 37(14).
22. IPCC, 2001. Climate Change 2001: Synthesis Report. 2001. Cambridge, United Kingdom and New York. P.6
23. Данилевський В. Оцінки прямого радіаційного ефекту аерозолів у атмосфері над Києвом за вимірюванням із сонячним фотометром у 2008-2019 роки. Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка: Астрономія. 2019. Вип. 2(60). С. 38-45
24. Copernicus Atmosphere Monitoring Service. About CAMS. URL: <https://ads.atmosphere.copernicus.eu/about-cams> (Accessed: 14.05.2024)
25. Myhre, G., D. Shindell, F.-M. Bréon, et al. Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2013. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 82 p.
26. Inness, A., Ades, M., Agustí-Panareda, A., et al. The CAMS reanalysis of atmospheric composition. Atmos. Chem. Phys. 2019. Vol. 19. P. 3515–3556. <https://doi.org/10.5194/acp-19-3515-2019>.

27. Morcrette, J.-J., Boucher, O., Jones L., et al. Aerosol analysis and forecast in the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System: Forward modeling. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*. 2009. Vol. 114, Is.D6. <https://doi.org/10.1029/2008JD011235>