

П. Козак, канд. физ.-мат. наук  
Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ,  
Л. Козак, канд. физ.-мат. наук  
Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ

### О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕПЛОВИЗОРОВ ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЯ МЕТЕОРОВ И ДРУГИХ АТМОСФЕРНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ДАЛЕКОМ ИНФРАКРАСНОМ ДИАПАЗОНЕ

*Исследуются характеристики современных недорогих тепловизоров для возможных наблюдений метеоров и других атмосферных образований в далеком инфракрасном диапазоне 8–14 мкм. Приводится обзор наблюдений метеоров в нетрадиционных участках спектра: ультрафиолете, в начальном, ближнем, среднем и дальнем инфракрасных диапазонах. Кратко описывается современная аппаратура для инфракрасных наблюдений. На примере современной бюджетной модели тепловизора нижнего ценового сегмента приводятся результаты тестовых наблюдений облаков, потенциальных следов болидов и инверсионных следов самолетов, метеоров и грозных разрядов. Выполнен краткий анализ технических характеристик выбранной модели и соответствующего программного обеспечения, анализируются преимущества и недостатки данного типа наблюдательной аппаратуры. Делается вывод о перспективе использования тепловизоров в метеорной астрономии и геофизике.*

*Ключевые слова: метеоры, метеорные атмосферные следы, видеонаблюдения метеоров, наблюдения в далеком инфракрасном диапазоне, тепловизоры, инфракрасные наблюдения атмосферных образований, инверсионные следы реактивных самолетов.*

P. Kozak, PhD  
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv  
L. Kozak, PhD  
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv

### ON THE POSSIBILITY OF USING THERMAL VISION CAMERAS FOR OBSERVATIONS OF METEORS AND OTHER ATMOSPHERIC FORMATIONS IN LONG WAVE INFRARED

*The characteristics of the modern low-cost thermal vision cameras for possible observations of meteors and other atmospheric formations in long wave infrared spectrum range of 8-14  $\mu\text{m}$  are investigated. An overview of meteor observations in non-traditional spectrum ranges: ultra-violet, near infrared, short wave, mid wave, and long wave infrared is done. A short description of the modern instruments for infrared observations is presented. By the example of a modern inexpensive model of thermal vision camera of the lower price segment there are presented results of test observations of clouds, possible atmospheric bolide tails and inversion tracks of airplanes, meteors, and thunderstorm discharges. A short analysis of technical characteristics of the selected model, and corresponding software is given, the merits and demerits of the given type of observational instruments are analyzed as well. The conclusion for outlook of using in the future the thermal vision cameras in meteor astronomy and geophysics is done.*

*Keywords: meteors, meteor atmospheric tails, video observations of meteors, observations in long wave infrared, thermal vision cameras, infrared observations of atmosphere formations, inversion tracks of airplanes.*

УДК 521.31; 535.361; 551.521; 551.593

В. Данилевський, канд. фіз.-мат. наук  
Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ

### ОЦІНКИ ПРЯМОГО РАДІАЦІЙНОГО ЕФЕКТУ АЕРОЗОЛІВ У АТМОСФЕРІ НАД КИЄВОМ ЗА ВИМІРЮВАННЯМИ ІЗ СОНЯЧНИМ ФОТОМЕТРОМ У 2008–2019 РОКИ

*Наведено короткий огляд проблеми впливу аерозолів на енергетичний баланс земної кліматичної системи загалом та атмосфери зокрема. Проаналізовано літературні джерела, у яких зроблено такі оцінки, наведено основні характеристики аерозолів, необхідні для кількісного оцінювання їхніх кліматологічних ефектів. Сформульовано основні поняття, що використовуються при оцінюванні впливу зовнішніх та внутрішніх чинників кліматичної системи на її енергетичний баланс. Коротко викладено основні риси алгоритмів для обчислень так званого радіаційного форсингу за даними спостережень у міжнародній мережі сонячних фотометрів AERONET. Наведено оцінки аерозольного радіаційного форсингу, що одержані за спостереженнями із сонячним фотометром AERONET у Києві, починаючи із 2008 р. Подано порівняння даних для Києва з даними для інших урбанізованих регіонів планети.*

*Ключові слова: аерозоль, енергетичний баланс атмосфери, радіаційний форсинг, AERONET.*

**Вступ.** Дослідженням вмісту аерозолів у земній атмосфері, його динаміки та фізичної природи й характеристик аерозольних частинок приділяється значна увага науковцями, урядовими структурами та громадськими організаціями багатьох країн світу, міжнародними організаціями, як одному з важливих кліматичних та метеорологічних чинників. Зокрема це пов'язано із проблемою адекватного оцінювання впливу життєдіяльності людства (антропогенного чинника) на зміни клімату Землі у регіональному і глобальному масштабах [1–3]. Аерозоль впливає на формування клімату двома головними шляхами: по-перше, він безпосередньо змінює прозорість атмосфери для сонячного випромінювання залежно від вмісту в атмосфері та від оптичних і мікрофізичних властивостей аерозольних частинок (прямий ефект), а по-друге, аерозольні частинки в атмосфері за відповідних метеорологічних умов стають ядрами конденсації водяної пари і таким чином впливають на інтенсивність формування хмар (непрямий аерозольний ефект) [1]. Внесок аерозолів у перерозподіл сонячної енергії в атмосфері трансформується у відповідні метеорологічні процеси та зміни кліматичних умов, див. наприклад [4, 5].

Розподіл аерозолів у атмосфері пов'язаний із локалізацією джерел його надходження у атмосферу і тому дуже неоднорідний у просторі та часі. Надходження аерозолів у атмосферу може змінюватись унаслідок природних або антропогенних подій. Так, вміст аерозолів природного походження, наприклад, таких як двоокис сірки і попел унаслідок вивержень вулканів, значно збільшується за короткий час, проте через рідкісність таких явищ він відносно швидко (за місяці й роки) зменшується. Ще короткий час перебування в атмосфері частинок пилу після сильних пилових

бур. Однак надходження аерозольних частинок антропогенного походження, наприклад сульфатів або ж ґрунтового пилу від транспорту, диму від спалювання пального у двигунах автомобілів чи у печах підприємств постійно підтримується, або ж навіть збільшується практично у всіх урбанізованих регіонах. Відповідно змінюються й оптичні характеристики аерозольного шару як у регіональному, так і у глобальному масштабах. Ця змінність створює труднощі для моніторингу вмісту й характеристик аерозолу у земній атмосфері і, відповідно, ускладнює оцінювання його кліматичного ефекту. Тому для досліджень розподілу концентрації аерозольних частинок у атмосфері та їхніх фізичних характеристик використовуються різноманітні засоби, як дистанційні, так і місцеві вимірювання у різних регіонах земної кулі та на різних висотах. Для оцінювання метеорологічних та кліматологічних ефектів необхідно знати вміст і характеристики частинок у всьому стовпі атмосфери над досліджуваною місцевістю або ж їхній розподіл у всій земній атмосфері. Для цього використовуються дані дистанційних досліджень. Зокрема, для досліджень динаміки аерозолу у певних частинах світу та у масштабах земної кулі створюються спеціальні національні, регіональні та глобальні мережі дослідницьких установ (спостережних станцій) з однотипними або технічно узгодженими засобами й методами досліджень. Найбільш розвинутою та продуктивною сучасною міжнародною наземною мережею дистанційного глобального моніторингу аерозолу є AERONET (AErosol RObotic NETwork, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) – міжнародна об'єднана мережа сонячних фотометрів [6, 7]. Базовим обладнанням цієї мережі є автоматичні сонячні фотометри CE318, що керуються мікропроцесорами, з автономним живленням від сонячних батарей. Вони призначені для вимірювань освітленості земної поверхні у місці спостережень прямим випромінювання Сонця і яскравості неба в окремих вузьких ділянках оптичного спектра (півширина смуги пропускання світлофільтрів приблизно 10 нм) у діапазоні 340–1600 нм та ступеня поляризації розсіяного світла (залежно від моделі), дані вимірювань опрацьовуються за стандартними алгоритмами AERONET. Основною кліматологічною характеристикою аерозолу є його спектральна оптична товща (AOT – Aerosol Optical Thickness), оскільки ця величина дозволяє визначити внесок аерозолу у сумарну прозорість атмосфери та в енергетичний баланс кліматичної системи Землі. Спектральна AOT пропорційна кількості аерозольних частинок у стовпі атмосфери над місцем спостережень і визначається зі спостережних даних на основі відомого закону Бугера – Ламберта – Бера для екстинкції випромінювання. При цьому спектральні оптичні товщі інших складових атмосфери у цих же спектральних ділянках, таких як розсіяння та поглинання випромінювання молекулами основних атмосферних газів, водяної пари, вуглекислого газу та інших малих складових атмосфери, враховуються за спеціальними процедурами. Процедура калібрування цих фотометрів, за якою визначається їхня абсолютна чутливість у кожному зі спектральних каналів, дозволяє за виміряним потоком прямого сонячного випромінювання знаходити спектральні AOT із середньоквадратичними похибками, що не перевищують 0,02 [6, 8]. Ці значення, а також розподіл яскравості небосхилу вздовж альмаквантарата Сонця та кола його висоти у цих же спектральних ділянках є тими основними величинами, за якими обчислюються оптичні характеристики та параметри аерозольних частинок, усереднені у стовпі атмосфери над місцем спостережень шляхом розв'язання відповідної оберненої задачі [9–11]. За цими алгоритмами також визначається і прямий кліматологічний ефект аерозолів у кожному з місць спостережень, тобто їхній внесок у енергетичний баланс атмосфери.

**Характеристики кліматичного ефекту атмосферних складових. Поняття радіаційного форсингу.** Земна атмосфера, як один з елементів кліматичної системи, створює так званий "парниковий ефект", завдяки якому підтримуються придатні для життя умови на Землі. Без атмосфери температура земної поверхні дорівнювала б температурі радіаційної рівноваги. Наприклад, при усередненому по всій земній поверхні значенні альbedo 0,3 її температура радіаційної рівноваги була б приблизно 255 К. Реальна ж її температура становить приблизно 288 К, а різниця у 33 К і становить парниковий ефект (див. [4, 12]). За останніми даними інтегральна по спектру опроміненість на верхній межі земної атмосфери для відстані до Сонця 1 а. о. (так звана сонячна стала) становить приблизно 1361 Вт/м<sup>2</sup> при похибках вимірювань порядку 0,1 % [13] і внаслідок еліптичності земної орбіти змінюється протягом року приблизно на 7 % [5]. Приблизно 99 % цього потоку припадає на оптичний діапазон довжин хвиль від 0,2 до 4,0 мкм. Частина цієї енергії, відбитої назад земною атмосферою й поверхнею (планетарне альbedo Землі), становить приблизно 30 %, решта йде на нагрівання земної поверхні й атмосфери. Приблизно 18 % від поглинутої кліматичною системою Землі енергії сонячного випромінювання поглинається озоном і водяною парою, головним чином у діапазоні спектра 0,20–0,35 мкм (O<sub>3</sub>) та 0,9–2,1 мкм (H<sub>2</sub>O). При цьому випромінювання з довжинами хвиль, коротшими за 0,285 мкм проникає до висот приблизно 20 км, а земної поверхні досягає випромінювання з довжиною хвилі більшою від приблизно 0,295 мкм. Приблизно 50 % енергії, що досягає земної поверхні, поглинається нею і перевипромінюється у діапазоні довжин хвиль, довших за ≈3 мкм, і частина цього потоку поглинається у атмосфері "парниковими" газами (водяна пара, CO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub> та ін.), а решта випромінюється у навколосферний простір переважно у діапазоні спектра 8–13 мкм [5].

Внесок атмосфери у кількість відбитої від Землі сонячної енергії становить приблизно 70 % і є наслідком розсіювання світла молекулами, аерозолями і хмарами [4]. Однак через зазначені вище причини внесок аерозолів у цьому процесі дуже складно оцінити кількісно. Узагальнено їхня роль може бути приблизно означена таким чином, залежно від типу аерозольних частинок. Вуглець (сажа внаслідок спалювання біопалива) поглинає сонячне світло і впливає на градієнт температури в атмосфері. Нерозчинні у воді частинки неорганічного складу (SO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, NH<sub>4</sub>) та конденсовані органічні частинки розсіюють сонячне світло, стають ядрами конденсації водяної пари і справляють непрямий кліматичний ефект, впливаючи на кількість і характеристики хмар. Мінеральний пил частково поглинає, а частково розсіює сонячне світло, і також стає центром конденсації водяної пари. Загалом слід зазначити, що майже 90 % аерозолів у земній атмосфері мають природне походження [5].

Проходячи через земну атмосферу сонячне світло взаємодіє з її складовими й унаслідок поглинання і розсіювання його інтенсивність зменшується, а також змінюється спектральний розподіл та стан поляризації. Цей процес кількісно описується рівнянням перенесення випромінювання, параметрами якого є спектральні коефіцієнти розсіювання та поглинання окремих атмосферних складових, а характеристики світлового пучка залежать від глибини його проникнення в атмосферу, або ж від довжини шляху, пройденого світловими хвилями в атмосферному середовищі. Ослаблення світлового пучка на цьому шляху називається оптичною товщиною, яка залежить від довжини світлової хвилі  $\lambda$ :

$$\tau(\lambda, L) = \int_0^L \kappa(\lambda, l) \cdot dl, \quad (1)$$

де  $\kappa(\lambda, l)$  – спектральний коефіцієнт екстинкції (ослаблення) пучка на одиниці шляху в атмосфері, який є сумою коефіцієнтів поглинання і розсіювання світла атмосферним середовищем на цьому шляху. Він є сумою коефіцієнтів екстинкції всіх атмосферних складових для зазначеної довжини хвилі, і тому кожна із цих складових має власну оптичну товщину. Отже, оптична товщина визначає прозорість атмосфери і є основною кліматологічною характеристикою атмосфери загалом та її окремих складових, у тому числі й аерозолію. Відповідно, спектральна інтенсивність світлового пучка на глибині  $L$  (або ж на відповідній висоті) в атмосфері обчислюється за відомою з фізики формулою Бугера – Ламберта – Бера, що є розв'язком зазначеного рівняння перенесення випромінювання у земній атмосфері:

$$I(\lambda, L) = I(\lambda, 0) \cdot e^{-\tau(\lambda, L)}, \quad (2)$$

де  $I(\lambda, 0)$  – спектральна інтенсивність сонячного випромінювання на верхній межі атмосфери. Таким чином кліматичний ефект окремих складових атмосфери полягає в їхньому внеску до сумарного ослаблення інтенсивності світлового пучка (і відповідно опроміненості) на земній поверхні чи на певній висоті над нею. При цьому, очевидно, внесок кожної атмосферної складової залежить як від коефіцієнта екстинкції відповідної речовини, так і від її вмісту та розподілу з висотою в атмосфері у місці спостережень, що є головним чинником формування погоди й клімату.

При оцінюванні внеску різних чинників у формування і зміни земного клімату, зокрема при його моделюванні, вважається, що початковим станом земної кліматичної системи є стан радіаційної рівноваги, при якому кількість енергії, що випромінюється нею протягом року, приблизно дорівнює кількості енергії, що протягом цього ж часу надходить від Сонця як головного зовнішнього джерела [4, 12, 14]. При цьому, як зазначено вище, близько 70 % цієї енергії сонячного випромінювання становить власне енергетичний бюджет (енергетичний баланс) земної кліматичної системи. Зміни цього бюджету можливі загалом і внаслідок змін потоку енергії від Сонця, і внаслідок змін у самій кліматичній системі, наприклад при зміні альbedo поверхні чи вмісту або фізичних характеристик атмосферних складових. Відомими прикладами таких змін є збільшення площі поверхні Світового океану унаслідок підвищення його рівня, зменшення площі льодових полів, лісів, потужні виверження вулканів, площа хмар, вміст у атмосфері озону, водяної пари та інших парникових газів, таких як вуглекислий, метан та ін., у тому числі і вміст та оптичні характеристики аерозолію в атмосфері. Такі зміни у кліматичній системі призводять до змін енергії, що нею випромінюється. Для кількісного оцінювання зазначених змін використовується поняття радіаційного форсингу (РФ) [15, 4]. Підсумковий (сумарний) потік випромінювання визначається на межі кліматичної системи Землі як різниця між потоком сонячного випромінювання  $\Phi_S$ , що надходить до цієї системи, і потоком випромінювання земної поверхні і атмосфери  $\Phi_E$ , що покидає її. Зазначені потоки, усереднені по всій земній поверхні та протягом доби оцінюються як

$$\Phi_S = \frac{E_S}{4} \cdot (1 - A_E),$$

де  $E_S$  – сонячна стала (енергетична освітленість Сонцем верхньої межі земної атмосфери),  $A_E$  – альbedo системи земна поверхня–атмосфера; та

$$\Phi_E = \sigma \cdot T_e^4,$$

де  $\sigma$  – стала Стефана – Больцмана,  $T_e$  – ефективна температура кліматичної системи Землі. Отже, сумарний потік на межі кліматичної системи

$$\Phi = \Phi_S - \Phi_E. \quad (3)$$

У випадку енергетичної рівноваги  $\Phi = 0$ . Однак, якщо рівновага порушується, можна оцінити зміну сумарного потоку як

$$\Delta\Phi = \Delta\Phi_S - \Delta\Phi_E, \quad (4)$$

що і є означенням радіаційного форсингу, який може бути і додатним, що призводить до збільшення енергетичного бюджету і, відповідно, до глобального потепління так і від'ємним, що супроводжується похолоданням у кліматичній системі [4].

Ефективність впливу радіаційного форсингу на кліматичну систему оцінюється за допомогою коефіцієнта чутливості клімату  $\lambda$ , що визначається співвідношенням

$$\Delta T = \lambda \cdot \Delta\Phi, \quad (5)$$

тут  $\Delta T$  – зміна глобальної температури кліматичної системи, що перебуває у стані рівноваги, і характеризує реакцію системи (кліматичний відгук) на форсинг. Коефіцієнт чутливості клімату залежить від внутрішніх зворотних зв'язків у кліматичній системі, які визначають і метеорологічні наслідки форсингу [4, 12].

Джерелом радіаційного форсингу може бути будь-який чинник, що здатний змінити енергетичний баланс у кліматичній системі. Головним зовнішнім джерелом радіаційного форсингу є щорічні зміни приблизно на 7 % потоку вхідного сонячного випромінювання. До того ж, триває дискусія щодо зв'язку змін льодовикових періодів та періодів потепління з довготерміновими змінами опроміненості Сонцем Землі як планети, зокрема з так званими циклами Міланковича, див. напр. [16–18]. Однак на коротших часових масштабах важливішими джерелами форсингу є внутрішні чинники кліматичної системи Землі, зазначені вище [4, 2].

Загалом можливі різні визначення радіаційного форсингу залежно від рівня в атмосфері, на якому визначаються зміни сумарного радіаційного потоку, і залежно від того, чи враховується адаптування профілю стратосферної температури до цих змін. Радіаційний форсинг, визначений на рівні тропопаузи, називається ще миттєвим РФ. Нині при моделюванні кліматичних змін частіше використовується поняття РФ, визначеного на верхній межі атмосфери, який називається ще адаптаційним, оскільки при його обчисленнях враховуються викликані ним зміни вертикального розподілу температури у стратосфері, а температура тропосфери при цьому вважається такою, що не змінюється під

дією РФ. Підставою для використання цього РФ є те, що вертикальний профіль температури у стратосфері відновлюється після збурень протягом декількох місяців, тоді як час релаксації тропосферної температури становить декілька десятків днів. Тому адаптаційний РФ краще використовувати для оцінок очікуваного відгуку клімату на збурення, які діють протягом декількох місяців. Адаптаційний форсинг на верхній межі атмосфери нескладно обчислювати, оскільки сумарний потік випромінювання через стратосферу можна вважати сталим в умовах радіаційної рівноваги [19].

Також використовується поняття прямого і непрямого радіаційного форсингу. Прямий РФ впливає на радіаційний баланс кліматичної системи, безпосередньо діючи на радіаційні потоки в атмосфері, наприклад через відбивання прямого сонячного короткохвильового випромінювання хмарами або аерозолем, або ж через поглинання інфрачервоного випромінювання вуглекислим газом, водяною паром тощо. Непрямий РФ призводить до порушення радіаційного балансу кліматичної системи через зміни її складових, які ведуть до змін радіаційних потоків у атмосфері. Прикладом непрямого РФ є вплив аерозольних частинок на формування хмар, що змінює їхню кількість і властивості та впливає на потоки випромінювання в атмосфері – при конденсації водяної пари на аерозольних частинках кількість водяних крапель збільшується, а їхні розміри зменшуються, що зменшує інтенсивність опадів і збільшує площу та тривалість існування хмар [19, 4, 12].

Використання концепції РФ засноване на припущенні, що середньорічні глобальні зміни температури атмосфери поблизу поверхні Землі пропорційні середньорічному глобальному РФ (формула (5)), тобто вважається, що система поверхня–атмосфера перебуває у стані радіаційно-конвекційної рівноваги. Реакція кліматичної системи на РФ, що кількісно оцінюється коефіцієнтом чутливості  $\lambda$ , істотно залежить від зворотних зв'язків у ній. Зворотні зв'язки (33) у кліматичній системі – це процеси, які або підсилюють (позитивні зв'язки), або пом'якшують (негативні зв'язки) реакцію (відгук) клімату на форсинг. Прикладом позитивного ЗЗ є танення морського льоду внаслідок потепління: водна поверхня має нижче альbedo і поглинає більше енергії сонячного випромінювання, тому зменшення площі льодових полів на поверхні океану призводить до більшого його нагрівання і до подальшої інтенсивності танення льоду. Приклад негативного ЗЗ – збільшення випаровування – призводить до зростання хмарності, яка збільшує альbedo Землі. Ефективність ЗЗ, а відповідно і коефіцієнт чутливості клімату, залежать від часу реакції тієї чи іншої складової кліматичної системи на РФ. Зміни температури внаслідок дії РФ різних джерел та ЗЗ адитивні, тобто підсумкова зміна температури на кожен момент є сумою температурних змін від усіх РФ і ЗЗ на цей час. Зворотні зв'язки зумовлюють просторовий перерозподіл реакції кліматичної системи на РФ через атмосферні хвильові процеси. Крім того, кліматичний відгук на РФ може залежати і від вертикального розподілу РФ, як наприклад у випадку РФ, спричиненого аерозолем після виверження вулканів. У випадку присутності в атмосфері аерозолів із високою поглинальною здатністю може порушитися лінійність зв'язку між РФ і зміною температури у (5) відповідно до [19, 4, 12].

**Аерозольний РФ.** Згідно із сучасними оцінками за абсолютним значенням прямий РФ, створюваний аерозольними частинками у земній атмосфері, у середньому порівняний з РФ від парникових газів, але невизначеність цих оцінок найбільша з-поміж усіх оцінюваних складових [1, 2, 3]. Величина прямого радіаційного форсингу, створюваного аерозольними частинками, тобто розсіювання та поглинання прямого сонячного випромінювання, визначається оптичними властивостями цих частинок, які залежать від структури поверхні аерозольних частинок та їхніх розмірів. Ефективність поглинання та розсіювання світла аерозольними частинками залежить від співвідношення їх розмірів та довжини світлової хвилі. Згідно з теорією Мі, взаємодія відбувається, якщо ці величини одного порядку, і тому частинка по-різному впливатиме на короткохвильове та довгохвильове випромінювання. Вплив аерозольних частинок за умов антропогенного забруднення проявляється переважно у видимій області спектра, на відміну від парникових газів, які поглинають інфрачервоне випромінювання Землі. Це обумовлено типовим розміром частинки антропогенного походження, що становить близько 1 мкм [4, 1, 2]. Так, сульфати антропогенного походження, для яких альbedo одноразового розсіювання (AOR) близьке до одиниці, створюють від'ємний радіаційний форсинг, тоді як сажа, що має AOR менше одиниці, створює додатний РФ. Частинки ґрунтового пилу теж можуть сприяти нагріванню атмосфери, поглинаючи як короткохвильове, так і довгохвильове випромінювання.

Крім того, прямий аерозольний РФ залежить від співвідношення між розсіювальною та поглинальною здатністю частинок в аерозольному шарі. Якщо поглинальна здатність аерозольного шару зростає порівняно з розсіювальною, то настає момент, коли РФ змінюється від негативного до позитивного, тобто аерозольний шар починає нагрівати кліматичну систему. Цей момент також залежить і від альbedo поверхні під аерозольним шаром. Крім того, якщо аерозольний шар складається із суміші частинок із різних матеріалів – і які розсіюють, і які поглинають світло, то цей нагрівально-охолоджувальний ефект залежить ще й від співвідношення цих матеріалів у суміші. Ситуація ще більше ускладнюється за присутності хмар [19, 4, 12].

Непрямий радіаційний форсинг, спричинений аерозолем, зумовлюється головним чином здатністю аерозольних частинок бути ядрами конденсації водяної пари й перетворення її на краплі води. Ця здатність залежить від хімічного складу та розмірів частинок. Величина непрямого РФ також залежить від концентрації дрібнодисперсних частинок – при її збільшенні збільшується число конденсованих крапель та зменшується їхній розмір, що призводить до збільшення площі й альbedo хмар. Але оцінити непрямий аерозольний РФ значно складніше, ніж прямий, бо він залежить від ланцюжка процесів, який пов'язує концентрацію аерозолів із концентрацією ядер конденсації водяної пари, концентрації ядер конденсації з концентрацією і розмірами водяних крапель у хмарі, і останніх з альbedo хмар, а також з інтенсивністю опадів.

Отже, величина локального аерозольного прямого радіаційного форсингу у місці спостережень на кожен момент часу визначається зазначеними вище оптичними характеристиками частинок, їхньою концентрацією над місцем спостережень та зенітною відстанню Сонця. Тому розміри, форма та структура поверхонь і хімічний склад аерозольних частинок є ключовими для оцінок радіаційного форсингу, створюваного аерозолем, і визначення цих параметрів є одним із головних завдань моніторингу аерозолів у земній атмосфері. Також, природно, мають визначатися і концентрація аерозолів та її змінність із часом над поверхнею Землі.

**Обчислення прямого аерозольного радіаційного форсингу за спостереженнями в AERONET.** Радіаційний форсинг, зумовлений тією чи іншою складовою (чи домішкою) атмосфери, визначається через обчислення відповідно до співвідношень (3) і (4) різниць низхідних і висхідних потоків випромінювання у кліматичній системі за присутно-

сті зазначеної складової (домішка), та без неї. Для оцінювання зокрема аерозольного РФ необхідно обчислювати аерозольну екстинкцію, розсіювання та поглинання сонячного світла аерозольними частинками у всьому стовпі атмосфери. Найточніші спостережні дані, за якими визначаються необхідні для оцінок регіонального впливу аерозолів на кліматологічні характеристики атмосфери параметри аерозольних частинок, зазначені вище, одержуються за допомогою сонячних фотометрів міжнародної мережі AERONET [20]. Оцінки цих параметрів одержуються в AERONET шляхом розв'язування відповідних обернених задач, із використанням спеціально створених алгоритмів [9–11], за результатами вимірювань із сонячним фотометром спектральної оптичної товщини аерозолів у всьому стовпі атмосфери над місцем спостережень та розподілу спектральної яскравості неба уздовж альмукантарата Сонця. Згідно з алгоритмами AERONET за цими даними обчислюється прямий аерозольний радіаційний форсинг у короткохвильовій частині оптичного спектра (від 0,2 мкм до 4 мкм), тобто короткохвильовий РФ [21–23]. Він визначається відповідно до співвідношень (3) і (4), як різниця інтегральних у зазначеному діапазоні спектра потоків низхідного сонячного випромінювання поблизу земної поверхні (*BOA* – Bottom Of the Atmosphere), обчислених за присутності в атмосфері аерозолу та без нього, і, відповідно, різниця на верхній межі земної атмосфери (*TOA* – Top Of the Atmosphere) інтегральних потоків висхідного випромінювання з аерозолем та без нього [21–23]:

$$F_{TOA}(t, \theta, \phi) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \left[ \Phi_{TOA}^{\uparrow}(t, \lambda, \theta, \phi) - \Phi_{TOA, Aer}^{\uparrow}(t, \lambda, \theta, \phi) \right] \cdot d\lambda,$$

$$F_{BOA}(t, \theta, \phi) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \left[ \Phi_{BOA, Aer}^{\downarrow}(t, \lambda, \theta, \phi) - \Phi_{BOA}^{\downarrow}(t, \lambda, \theta, \phi) \right] \cdot [1 - A(\lambda, \theta, \phi)] \cdot d\lambda,$$

де  $t$  – час спостережень;  $\lambda$  – довжина хвилі випромінювання;  $\theta, \phi$  – довгота і широта місця спостережень;  $\Phi_{\dots}, \Phi_{\dots, Aer}$  – радіаційний потік у атмосфері без аерозолу та з аерозолем відповідно;  $A(\lambda, \theta, \phi)$  – місцеве альbedo земної поверхні; стрілками  $\downarrow$  та  $\uparrow$  позначені потоки випромінювання донизу та догори відповідно. В алгоритмах AERONET верхньою межею атмосфери вважається її шар на висоті 120 км, а нижньою – на висоті 200 м від земної поверхні. Різниця між *TOA* і *BOA* форсингами (атмосферний форсинг [19]) є оцінкою додаткової енергії, що йде на нагрівання атмосфери.

Власне аерозольний ефект полягає в ослабленні потоку сонячного світла при його проходженні через атмосферу відповідно до оптичної товщини аерозольної домішки. Для його обчислень використовуються відповідним чином записані співвідношення для потоку сонячного світла на земній поверхні у місці спостережень (2):

$$\Phi^{\downarrow}(t, \theta, \phi) = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi_0^{\downarrow}(t, \lambda, \theta, \phi) \cdot \exp[-AOT(t, \lambda, \theta, \phi)] \cdot d\lambda,$$

де  $\Phi_0(t, \lambda, \theta, \phi)$  – спектральний потік сонячного світла на момент вимірювань  $t$  на верхній межі атмосферного стовпа з координатами  $\theta, \phi$ ;  $AOT(t, \lambda, \theta, \phi)$  – спектральна оптична товща аерозолу у цьому стовпі атмосфери, відповідно до (1):

$$AOT(t, \lambda, \theta, \phi) = \pi \cdot \int_0^H r^2 \cdot Q[r, \lambda, m(h, \theta, \phi)] \cdot n(r, t, h, \theta, \phi) \cdot dr \cdot dh.$$

Тут  $r$  – радіус аерозольних частинок;  $Q(r, \lambda, m)$  – коефіцієнт ефективності екстинкції аерозольних частинок, що обчислюється, як правило, за теорією Мі, за значеннями комплексного показника заломлення аерозольних частинок  $m$ , усередненими у всьому стовпі атмосфери над місцем спостережень. Значення дійсної й уявної частин показника заломлення обчислюються для кожного спектрального каналу фотометра за вимірюваннями розподілу яскравості неба уздовж альмукантарата Сонця, а потім інтерполюються та екстраполюються на зазначеному спектральному діапазоні.  $n(r)$  – розподіл частинок за розмірами, що як правило моделюється логнормальним законом [9–11]:

$$n(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot r \cdot \sigma(r)} \cdot \exp \left[ -\frac{1}{2} \cdot \left( \frac{\ln r - \ln r_0}{\sigma(r)} \right)^2 \right],$$

де  $r_0$  – модальне значення радіуса частинок,  $\sigma(r)$  – півширина моди цього розподілу.

Для обчислення місцевого альbedo земної поверхні застосовується спеціальна модель відбивних властивостей земної поверхні (*BRDF* – Bidirectional Radiative Distribution Function). За цією моделлю обчислюють коефіцієнти відбивання земної поверхні як для відповідних спектральних каналів сонячного фотометра при розв'язуванні зазначеної вище оберненої задачі, так і у всьому зазначеному спектральному діапазоні [21–23]. Поглинання ж сонячного світла атмосферними газами в алгоритмі AERONET обчислюється за допомогою спеціальної моделі *GAME* (Global Atmospheric ModEl) [24, 25] для перенесення випромінювання у земній атмосфері.

У моделі *GAME* рівняння перенесення випромінювання розв'язується за допомогою алгоритму *DISORT* (Discrete Ordinate Radiative Transfer), що використовує метод дискретних ординат для врахування багатократного розсіювання та кореляційний  $k$ -розподіл для обчислень поглинання радіації газами (водяна пара, вуглекислий газ, кисень та озон) з урахуванням впливу розсіюваної радіації [26, 27]. Потоки випромінювання і швидкість нагрівання середовища обчислюються для будь-якої висоти в атмосфері у спектральному діапазоні від 0,2 до 4 мкм у припущенні вертикально неоднорідної атмосфери, розділеної на 20 плоских однорідних шарів. Для кожного шару інтегральна по спектру прозорість (пропускання) атмосфери  $\eta$ , зумовлена поглинанням випромінювання газами при температурі у шарі  $T$  й тиску  $P$ , обчислюється як сума прозоростей, зумовлених поглинанням молекулами  $N$  різних типів:

$$\eta(P, T) = \sum_1^N a_i \cdot \exp[-k_i(P, T) \cdot n(P, T)], \tag{6}$$

де  $n(P, T)$  – концентрація молекул у атмосферному шарі, а вагові коефіцієнти  $a_i$  пов'язані із середнім значенням коефіцієнта поглинання  $k_i$  для кожного  $i$ -го типу молекул. Для контурів спектральних смуг молекулярного поглинання використовується модель Малкмуса, що залежить від півширини смуги  $\Delta\lambda$  та її інтенсивності у максимумі  $I_{\max}$  [27]:

$$\eta(n) = \exp \left\{ -\pi \cdot \frac{\Delta\lambda}{2} \cdot \left[ \left( \frac{1 + 4 \cdot I_{\max} \cdot n}{\pi \cdot \Delta\lambda} \right)^{1/2} - 1 \right] \right\}.$$

У свою чергу зазначені параметри пов'язані зі статистичними параметрами лінійчастого спектра атмосферних газів, а саме, з усередненими півшириною та інтенсивністю ліній поглинання і середньою відстанню між лініями. Ці статистичні параметри спектральних ліній можуть бути знайдені безпосередньо у базах даних характеристик спектральних ліній, наприклад у *HITRAN* [28]. В алгоритмі *GAME* параметри моделі смуги поглинання оцінюються безпосередньо підгонкою за методом найменших квадратів результатів обчислень за цією моделлю до результатів спеціальних обчислень референсної прозорості  $\eta_{ref}(n)$ . Референсна прозорість обчислюється за спеціальним алгоритмом із використанням коефіцієнта поглинання для кожної лінії смуги (так званий метод *LBL*, тобто *line-by-line*) у стовпі атмосфери за допомогою методу *DISORT* з урахуванням багатократного розсіювання [24]. Максимальні розбіжності між  $\eta(n)$  і  $\eta_{ref}(n)$  становлять за порядком величини 1% для роздільної здатності по спектру  $100 \text{ см}^{-1}$  і можуть досягати 10–20 %, якщо параметри моделі спектральної смуги визначаються прямо з бази даних спектральних ліній статистично.

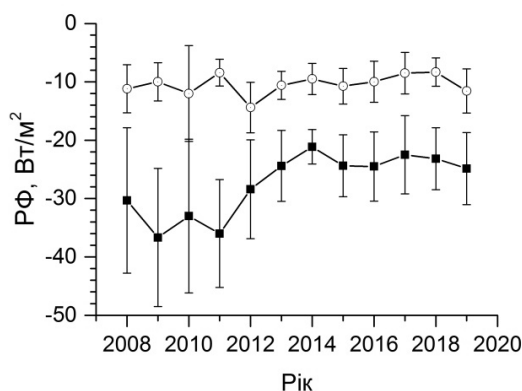
За допомогою зазначеного референсного алгоритму оцінюються також і коефіцієнти спектральних рядів  $a_i$  й  $k_i$  у (6). Згідно з концепцією корельованого  $k$ -розподілу вважається, що сума експонент у (6) на будь-якому рівні атмосфери (тобто при тиску  $P$  і температурі  $T$ ) корелює з аналогічною сумою при тиску  $P_0$  і температурі  $T_0$  на певному початковому (референсному) рівні атмосфери для заданого спектрального інтервалу. Таким чином враховується залежність коефіцієнта поглинання у смугі від висоти в атмосфері із застосуванням відповідного наближення масштабування по висоті:

$$k_i(P, T) = k_i(P_0, T_0) \cdot \left( \frac{P}{P_0} \right)^n \cdot \left( \frac{T_0}{T} \right)^m.$$

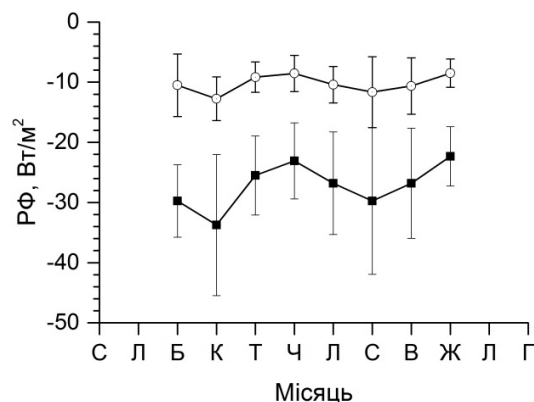
Тут показники степеня  $n$  і  $m$  визначаються спеціально для кожного типу молекул, див. [29]. Алгоритм *GAME* має фіксовану роздільну здатність по частоті випромінювання  $100 \text{ см}^{-1}$  (у діапазоні 0,6–5 мкм) та  $400 \text{ см}^{-1}$  (0,2–0,6 мкм) із числом доданків у сумі (2)  $N = 7$  на інтервал. Рівняння перенесення випромінювання розв'язується для кожного члена цього ряду, причому враховується релєївське і аерозольне розсіювання.

**Оцінки радіаційного форсингу за вимірюваннями із сонячним фотометром SE-318 у Києві.** Одержані за даними вимірювань із сонячним фотометром у Києві оцінки радіаційного форсингу для *TOA* і *BOA* та їхніх змін протягом року зображено на рис. 1 і 2. Ці значення, узяті з бази даних *AERONET*, обчислені згідно із зазначеними вище алгоритмами *AERONET* за спостережними даними рівня 2.0, опрацьованими за алгоритмами версії 3 [8, 11]. Тут використані щомісячно усереднені значення РФ. На жаль, умови спостережень у Києві з листопада по лютий не дозволяють одержувати дані з точністю, достатньою для визначення РФ. Аналізуючи ці дані, також треба зважати на те, що і протягом теплої пори року вони, на жаль, дуже неоднорідні за точністю, оскільки дуже нерівномірно розподілені за часом дані вимірювань, придатні для відтворення наведених вище характеристик аерозолі, за якими обчислюються радіаційні потоки.

Щорічно усереднені значення РФ над Києвом негативні як на верхній, так і на нижній межі атмосфери (рис. 1). Значення РФ на верхній межі атмосфери протягом 2008–2019 рр. змінюються приблизно від  $-14,4 \text{ Вт/м}^2$  у 2012 р. до  $-8,3 \text{ Вт/м}^2$  у 2018 р., а на нижній межі атмосфери приблизно від  $-36,7 \text{ Вт/м}^2$  у 2009 р. до  $-21,1 \text{ Вт/м}^2$  у 2014 р. Різниця ж між РФ на верхній та нижній межах атмосфери, тобто частина потоку сонячного світла, що йде на нагрівання атмосфери, залишається приблизно однаковою протягом року (рис. 2). Тобто загалом аерозоль у нашому регіоні зменшує енергетичний бюджет атмосфери [1, 2], і його вплив полягає у зменшенні різниці між кліматологічними характеристиками у холодну й теплу пори року над Києвом.



**Рис. 1.** Зміни радіаційного форсингу в атмосфері над Києвом на верхній межі атмосфери (угорі) та на нижній (унизу) за вимірюваннями у теплу пору року. Наведені СКВ від усередненого за період спостережень



**Рис. 2.** Зміни радіаційного форсингу на верхній (угорі) та нижній (унизу) межах атмосфери у теплу пору року за спостереженнями із сонячним фотометром у Києві, усереднені протягом усього періоду спостережень. Наведені СКВ від усередненого за період спостережень

Загалом, як зазначено у різних джерелах, наприклад [1, 2], точність сучасних оцінок аерозольного радіаційного форсингу у просторово-часовому масштабі, необхідному для моделювання кліматичних змін, ще доволі низька. Значною мірою це пов'язано з недостатньою кількістю та низькою точністю даних про часовий та просторовий розподіли аерозольних частинок в атмосфері та про їхні характеристики. Зокрема, опубліковані результати оцінювання достовірності радіаційних потоків та форсингу для декількох станцій AERONET, розташованих у різних умовах інсоляції та з переважанням різних типів аерозолів [30, 31]. Із порівняння радіаційних потоків, виміряних зі спеціальним обладнанням (піргеліометри і пірометри), установленим у місцях розташування фотометрів AERONET, із модельними, обчисленими зазначеним вище способом, одержано різниці у межах  $\pm 15 \text{ Вт/м}^2$ , але ці розбіжності істотно залежать від типу аерозолу. Поки що складно оцінити такі похибки для Києва, для цього повинні бути виконані спеціальні дослідження. Наведені на рис. 1, 2 середньоквадратичні відхилення від усередненого за рік та за увесь період спостережень відповідно включають усі можливі похибки, пов'язані як зі спостереженнями, так і з моделюванням РФ. Також слід додати, що точність визначення характеристик аерозольних частинок, а відповідно і похибки оцінювання РФ, залежать і від вмісту частинок у стовпі атмосфери над місцем спостережень [9–11], і вони значні при низькому вмісті аерозолів. А над Києвом, як і практично над усією Європою, вміст аерозолів у атмосфері у середньому доволі низький (аерозольна оптична товщина у візуальній частині спектра порядку 0,1–0,3), й окремі випадки його помітного підвищення пов'язані з особливими подіями, як наприклад тривалі масштабні лісові пожежі у липні – серпні 2010 р. [32].

Порівняння аерозольного РФ (на верхній межі атмосфери) над Києвом з іншими регіонами планети свідчить про те, що кліматологічні ефекти аерозолів у атмосфері над Києвом приблизно такі ж, як і над іншими урбанізованими регіонами Європи, але значно менші, ніж над особливо забрудненою аерозолями атмосферою індустріалізованих регіонів Китаю (рис. 3).

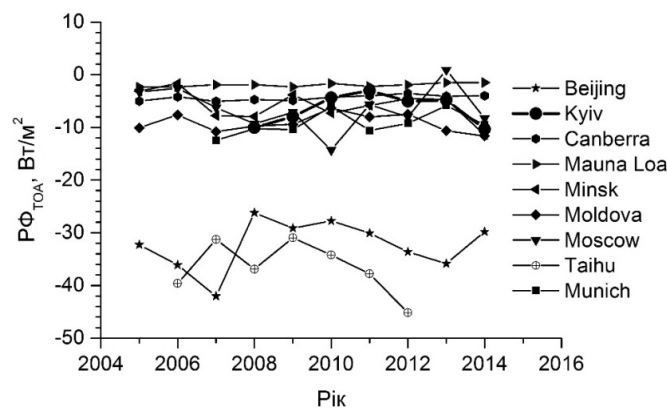


Рис. 3. Зміна РФ (TOA) у різних регіонах світу за даними AERONET

**Висновки.** Аерозольні частинки впливають на енергетичний баланс земної атмосфери двома головними шляхами: по-перше, він безпосередньо змінює прозорість атмосфери для сонячного випромінювання залежно від вмісту в атмосфері та від оптичних і мікрофізичних властивостей аерозольних частинок (прямий ефект), а по-друге, аерозольні частинки в атмосфері за відповідних метеорологічних умов стають ядрами конденсації водяної пари і таким чином впливають на інтенсивність формування хмар (непрямий аерозольний ефект). Особливе значення мають дрібні аерозольні частинки антропогенного походження. Вони мають розміри близько 1 мкм і суттєво впливають на випромінювання у видимому діапазоні. Внесок аерозолів у зміни енергетичного балансу приблизно такі ж, як і у так званих парникових газів, але достовірність його оцінювання ще надто низька, що пов'язано зі значною просторово-часовою змінністю концентрації й характеристик частинок. У середньому за рік над усією земною кулею вплив аерозолу звичайно становить до кількох  $\text{Вт/м}^2$ , будучи від'ємним на поверхні та на верхньому рівні атмосфери і додатним – усередині атмосфери. Однак просторово-часовий розподіл вмісту й фізичних параметрів частинок по планеті дуже нерівномірний, зокрема й через антропогенний вплив.

Одним із найнадійніших засобів спостережень за вмістом та характеристиками аерозолів у всій атмосфері є міжнародна мережа сонячних фотометрів AERONET. Одна з її станцій працює у Києві із 2008 р. За даними спостережень тут установлено, що прямий ефект від аерозолів у атмосфері над Києвом у приповерхневому шарі та на верхній межі атмосфери (BOA, TOA) протягом 2008–2019 рр. оцінюється як негативний, тобто зменшує енергетичний бюджет атмосфери у регіоні, і його вплив полягає у зменшенні різниці між кліматологічними характеристиками у холодну й теплу пору року над Києвом.

**Список використаних джерел**

1. Aerosols, their direct and indirect effects / J.E. Penner, M. Andreae, H. Annegarn et al. // In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, eds. J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs et al. – 2001. – Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA. – P. 289–347.
2. Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing / P. Forster, V. Ramaswamy, P. Artaxo et al. // In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, eds. S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al. – 2007. – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – P. 129–234.
3. Clouds and Aerosols / O. Boucher, D. Randall, P. Artaxo et al. // 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 / T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.). – 2013. – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – P. 571–657.
4. Seinfeld J.H. Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change / J.H. Seinfeld, S.N. Pandis. – John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey, 2006. – 1225 p.
5. Barry R.G. Atmosphere. Weather and Climate / R.G. Barry, R.J. Chorley. – 8<sup>th</sup> edition. Taylor & Francis e-Library, 2004. – 460 p.

- 6 AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization / B.N. Holben, T.F. Eck, I. Slutsker et al. // Remote Sensing of Environment, 1998. – Vol. 66. – P. 1–16;
7. PHOTONS/AERONET sunphotometer network overview. Description – Activities – Results / P. Goloub, Z. Li, O. Dubovik et al. // Fourteenth International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics/Atmospheric Physics (eds G.G. Matvienko, V.A. Banakh). Proc. of SPIE, 2008. – Vol. 6936. – P. 69360V-1 – 69360V-15.
8. Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements / D.M. Giles, A. Sinyuk, M.G. Sorokin et al. // Atmos. Meas. Tech., 12, 2019. – P. 169–209.
9. Dubovik O. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements / O. Dubovik, M.D. King // J. Geophys. Res. – 2000. – Vol. 105. – P. 20,673–20,696;
10. Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust / O. Dubovik, A. Sinyuk, T. Lapyonok et al. // J. Geophys. Res. – 2006. – Vol. 111. – P. D11208.1–D11208.34.
11. Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations / O. Dubovik, M. Herman, A. Holdak et al. // Atmos. Meas. Tech. – 2011. – Vol. 4. – P. 975–1018.
12. Coakley Jr. J. A. Atmospheric Radiation. A Primer with Illustrative Solutions / J. A. Coakley Jr., P. Yang // Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Boschstr. 12, 69469 Weinheim, Germany, 2014. – 421 p.
13. A solar irradiance climate data record / O. Coddington, J. Lean, P. Pilewskie et al. // Bull. Am. Meteorol. Soc. – 2016. – Vol. 97. – P. 1265–1282.
14. North G.R. Energy Balance Climate Models / G.R. North, K.-Y. Kim // Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. Weinheim, Germany. – 2017. – 370 p.
15. Climate Change 1994. Radiative Forcing of Climate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios / Edited by J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, J. Bruce et al. // University Press, Cambridge, 1995. – 339 p.
16. Berger A. Long-term variations in insolation and their effects on climate, the LLN experiments / A. Berger, M.F. Loutre // Surveys in Geophysics. – 1997. – Vol. 18. – P. 147–161.
17. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth / J. Laskar, P. Robutel, F. Joutel et al. // Astron. And Astroph. – 2004. – Vol. 428. – P. 261–285.
18. Smulsky J.J. Fundamental Principles and Results of a New Astronomic Theory of Climate Change / J.J. Smulsky // Advances in Astrophysics. – 2016. – Vol. 1, No. 1. – P. 1–21.
19. Radiative Forcing of Climate Change: Expanding the Concept and Addressing Uncertainties / Committee on Radiative Forcing Effects on Climate, Climate Research Committee, Board on Atmospheric Sciences and Climate, Division on Earth and Life Studies // The National Academies Press, Washington, 2005. – 224 p.
20. Observations: Atmosphere and Surface / D.L. Hartmann, A.M.G. Klein Tank, M. Rusticucci et al. // 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; T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (eds.), 2013. – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – P. 159–254.
21. Shortwave radiative forcing and efficiency of key aerosol types using AERONET data / O.E. Garcia, J.P. Diaz, F.J. Exposito et al. // Atmos. Chem. Phys. – 2012. – Vol. 12. – P. 5129–5145.
22. Comprehensive tool for calculation of radiative fluxes: illustration of shortwave aerosol radiative effect sensitivities to the details in aerosol and underlying surface characteristics / Y. Derimian, O. Dubovik, X. Huang et al. // Atmos. Chem. Phys. – 2016. – Vol. 16 – P. 5763–5780.
23. AERONET Inversion Products (Version 3). AEROSOL ROBOTIC NETWORK (AERONET) document: [https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new\\_web/publications.html](https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/publications.html)
24. High spectral resolution solar radiative transfer in absorbing and scattering media application to the satellite simulation / P. Dubuisson, J.C. Buriez, Y. Fouquart et al. // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. – 1996. – Vol. 55, No. 1. – P. 103–126.
25. A code to compute the direct solar radiative forcing: application to anthropogenic aerosols during the ESCOMPTE experiment / P. Dubuisson, J.-C. Roger, M. Mallet, O. Dubovik // In: IRS2004: Current problems in atmospheric radiation (Eds. S. Fisher, B.-J. Sohn), 2006. – A. Deepak, Hampton, Va. – P. 127–130.
26. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method for radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media / K. Stamnes, S.-C. Tsay, W. Wiscombe, K. Jayaweera // Appl. Optics. – 1988. – Vol. 27, No. 12. – P. 2502–2509.
27. Lacis A. A. A Description of the Correlated k Distribution Method for Modeling Nongray Gaseous Absorption, Thermal Emission, and Multiple Scattering in Vertically Inhomogeneous Atmospheres / A.A. Lacis, V. Oinas // J. Geoph. Res. – 1991. – Vol. 96, No. D5. – P. 9027–9063.
28. The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database / L.S. Rothman, I.E. Gordon, A. Barbe et al. // Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer. – 2009. – Vol. 110. – P. 533–572.
29. Stephens G.L. The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models / G.L. Stephens // Monthly Weather Review. – 1984. – Vol. 112. – P.826–867.
30. Radiative properties of aerosol mixture observed during the dry season 2006 over M'Bour, Senegal (African Monsoon Multidisciplinary Analysis campaign) / Y. Derimian, J.-F. Leon, O. Dubovik et al. // Journal of Geophysical Research. – 2008. – Vol. 113. – P. D00C09-1–D00C09-15.
31. Validation of AERONET estimates of atmospheric solar fluxes and aerosol radiative forcing by ground-based broadband measurements / O.E. Garcia, A.M. Diaz, F.J. Exposito et al. // Journal of Geophysical Research. – 2008. – Vol. 113. – P. D21207-1–D21207-16.
32. Galytska E. Increased aerosol content in the atmosphere over Ukraine during summer 2010 / E. Galytska, V. Danylevsky, R. Hommel, J.P. Burrows // Atmospheric Measurement Techniques. – 2018. – Vol. 11. – P. 2101–2118.

Надійшла до редколегії 18.02.20

**В. Данилевский, канд. физ.-мат. наук**  
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Киев

## ОЦЕНКИ ПРЯМОГО РАДИАЦИОННОГО ЭФФЕКТА АЭРОЗОЛЕЙ В АТМОСФЕРЕ НАД КИЕВОМ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ С СОЛНЕЧНЫМ ФОТОМЕТРОМ В 2008–2019 ГОДЫ

*Приведен краткий обзор проблемы влияния аэрозолей на энергетический баланс земной климатической системы в целом, и в частности атмосферы. Проанализированы литературные источники, в которых имеются такие оценки, приведены основные характеристики аэрозолей, необходимые для количественного оценивания климатологических эффектов. Сформулированы основные понятия, используемые при оценивании влияния внешних и внутренних составляющих на ее энергетический баланс. Кратко изложены основные черты алгоритмов для вычисления так называемого радиационного форсинга по данным наблюдений в международной сети солнечных фотометров AERONET. Рассмотрены оценки аэрозольного радиационного форсинга, полученные по наблюдениям с солнечным фотометром AERONET в Киеве, начиная с 2008 г. Приводится сравнение данных для Киева с данными для некоторых других урбанизированных регионов планеты.*

*Ключевые слова:* аэрозоль, радиационный баланс атмосферы, радиационный форсинг, AERONET.

V. Danylevsky, PhD  
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv

## ESTIMATIONS OF THE AEROSOLS DIRECT RADIATIVE EFFECTS IN THE ATMOSPHERE OVER KYIV FROM THE AERONET SUN-PHOTOMETER MEASUREMENTS IN 2008–2019

*The article describes briefly the problem of the aerosols influence on the energetic budget of the Earth whole climate system and of the atmosphere particularly. The literary sources comprising such estimations are analyzed and aerosols basic properties are presented which are necessary to determine the quantitative estimations of the aerosols climatology effects. Basic terms and definitions are stated that are using to estimate the influence of the external and internal agents of the climate system on its energy budget. Basic features of the algorithms used to compute the co-called radiative forcing from data of the sun-photometer international network AERONET briefly described. The estimations of the aerosols radiative forcing obtained from measurements with the sun-photometer at the Kyiv AERONET site starting from 2008 are presented. Also the comparison of the Kyiv aerosol RF data to the aerosol RF data at some others urban regions of the globe are presented.*

*Key words:* aerosol, atmosphere radiation budget, radiative forcing, AERONET.