

УДК 523.4-852; 551.510.532; 551.521.3; 551.506.7+551.501.86; 544.772
DOI: <https://doi.org/10.17721/BTSNUA.2024.69.11-21>

Василь ДАНИЛЕВСЬКИЙ, канд. фіз.-мат. наук, ст. дослідник
ORCID ID: 0000-0001-8311-0907
e-mail: vdanylevsky@knu.ua

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна

ОПРОМІНЕНІСТЬ ВХІДНОГО ВІКНА ПОЛЯРИМЕТРА НА НАВКОЛОЗЕМНІЙ ОРБІТІ ЗА ДОВЖИНИ ЕЛЕКТРОМАГНІТНОЇ ХВИЛІ 1,378 МКМ

Вступ. Дослідження аерозолів у стратосфері важливе для встановлення їхньої ролі у кліматичній системі Землі. Сучасні засоби досліджень аерозольних частинок у стратосфері не забезпечують точність і кількість даних, достатню для розв'язання цих питань. Науковці розглядають нові засоби досліджень, зокрема із застосуванням панорамного поляриметра на навколоземній орбіті, що вимірює би інтенсивність і поляризацію розсіяного атмосферою сонячного проміння у спектральній смузі поглинання водяної пари з довжиною хвилі 1,378 мкм.

Методи. Викладено алгоритм обчислень опроміненості вхідного вікна поляриметра на навколоземній орбіті сонячним промінням, розсіяним у атмосфері над темною поверхнею та над поверхнею з ламбертівським дифузним відбиванням. Він містить рівняння та процедуру для обчислень структури атмосфери над спостережуваною поляриметром ділянкою підстильної поверхні, оптичної товщини молекулярної атмосфери, фазової функції і ступеня лінійної поляризації розсіяного молекулами проміння. Наведено процедуру обчислень коефіцієнта екстинкції, фазової функції та ступеня лінійної поляризації проміння, розсіяного сферичними аерозольними частинками у стратосфері, і аерозольної оптичної товщини стратосфери за відповідних припущень щодо розмірів, хімічного складу і показника заломлення частинок.

Результати. Опроміненість вхідного вікна від одного елемента зображення з кутовими розмірами $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ оцінено для інструмента на сонячно-синхронній орбіті заввишки 700 км. Оптичну товщину молекулярної атмосфери обчислено для діапазону висоти від тропопаузи до приблизно 85 км. Використано дві моделі розподілу аерозольних частинок за розмірами, що визначені за даними досліджень різними методами на різних висотах. Модель 1 для широкого розподілу має медіанний радіус $r_m \approx 0,046$ мкм і ширину $\sigma \approx 1,85$; модель 2 для вузького розподілу має $r_m \approx 0,13$ мкм та $\sigma \approx 1,26$. Вважають, що частинки складаються із 75%-го розчину H_2SO_4 у воді. Дійсна частина показника заломлення для функції та ступеня лінійної поляризації становить 1,42, а уявна $5 \cdot 10^{-5}$. Ці параметри вважають сталими у діапазоні висот від тропопаузи до 35 км. Оцінки фазової функції, ступеня поляризації та опроміненості одержано у діапазоні кутів розсіяння приблизно від 68° до 162° .

Висновки. Одержані оцінки опроміненості можуть бути використані для визначення параметрів поляриметра, таких як розмір вхідного вікна, пропускання, чутливість детектора, коефіцієнт підсилення сигналу, а також для оцінювання кількості спостережних даних.

Ключові слова: аерозолі, стратосфера, дистанційні дослідження, спектрополяриметр, навколоземна орбіта, сонячне проміння, опроміненість.

Вступ

Дистанційні дослідження з навколоземної орбіти стали одним із важливих джерел даних про будову, склад і динамічні процеси у земній атмосфері, як одній зі складових кліматичної системи Землі. Атмосфера відіграє найважливішу роль у сонячно-земних зв'язках, оскільки всі її складові так чи інакше взаємодіють із сонячним промінням оптичного діапазону довжин хвиль приблизно від 0,3 мкм до 4,0 мкм. Оцінка за значеннями спектральної сонячної опроміненості з бази Центру кліматологічних даних Національного управління океану й атмосфери США (NOAA Climate Data Record – CDR (<https://www.ncei.noaa.gov/products/climate-data-records/solar-spectral-irradiance>)) (Coddington et al., 2016), показує, що на цей спектральний інтервал припадає більш як 98 % усього потоку сонячної енергії, що надходить на одиницю площі верхньої межі земної атмосфери. Загалом атмосфера, тобто всі її оптично активні складові (молекули, аерозольні частинки, хмари) у середньому відбиває і поглинає приблизно 46 % усієї енергії, що надходить від Сонця. Причому істотну роль у кліматичних і метеорологічних процесах відіграють аерозольні частинки, оскільки вони самі розсіюють сонячне проміння, але найголовніше – слугують центрами конденсації водяної пари, і від їхньої концентрації та розмірів залежать характеристики хмар (Coakley, & Yang, 2014).

Аерозолі зосереджено переважно у нижній частині тропосфери, але внаслідок активних метеорологічних явищ, таких як пилові бурі та шторми, а також і в результаті інтенсивних і тривалих лісових пожеж, дрібні частинки піднімаються вгору і потрапляють у стратосферу (Kremser et al., 2016). Також одним із джерел надходження аерозольних частинок у стратосферу є пил із навколоземного космічного простору, зокрема й метеорна речовина (Megner, 2008). Але найбільшим джерелом надходження аерозольних частинок у стратосферу є вулкани (Kremser et al., 2016; Madhavan et al., 2023). Наприклад, після виверження 15 січня 2022 р. підводного вулкану Гун'га Тон'га-Гун'га Га'апай (Hunga Tonga-Hunga Ha'apai), значення такого кліматологічного параметра як аерозольна оптична товщина (АОТ) у візуальному діапазоні оптичного спектра для стратосфери у південній півкулі протягом року становило приблизно від 0,03 до 0,01 (Bourassa et al., 2023; Lu et al., 2023), що майже на порядок перевищує АОТ стратосфери без впливу вулканічних вивержень (Kremser et al., 2016). Відповідно і вплив стратосферного аерозолу на збурення енергетичного балансу атмосфери у цілому та на розподіл енергії у ній може бути істотним (Bellouin et al., 2020; Gulev et al., 2021; Kremser et al., 2016). Крім того, у зв'язку з проблемою протидії глобальному потеплінню на планеті все частіше публікуються пропозиції різного типу технологій викидання у стратосферу аерозольних частинок із високою відбивною здатністю, переважно на основі сірчаної кислоти, які зменшили б потік сонячного проміння на земну поверхню (Bednarz et al., 2023). Очевидно, що необхідно кількісно оцінювати можливі кліматичні ефекти внаслідок цих процесів і встановити механізми, що до них призводять. Отже є вагомими причини для детальніших досліджень вмісту, розподілу, оптичних характеристик і динаміки аерозольних частинок у стратосфері

Для досліджень у стратосфері застосовують як методи прямих досліджень аерозольних частинок на різних висотах у потоках повітря через спеціальні прилади, що встановлюються на повітряних кулях (Kalnajs, & Deshler,

© Данилевський Василь, 2024

2022), так і методи дистанційних вимірювань. Із земної поверхні для цього використовують лідари, що вимірюють залежність від висоти коефіцієнта зворотного розсіяння атмосфери (Kremser et al., 2016; Ridley et al., 2014), найчастіше за довжин світлових хвиль 1024 нм і 532 нм. Однак для визначення АОТ необхідно визначити коефіцієнт екстинкції атмосфери з висотою. Для цього необхідно знати відношення коефіцієнта екстинкції до вимірюваного коефіцієнта зворотного розсіяння (лідарне відношення), яке на час вимірювань зазвичай не відоме, що призводить до зниження достовірності даних (див. детальніше у (Kremser et al., 2016) та у наведеній там літературі).

Багато даних про АОТ у стратосфері й оцінки параметрів частинок одержано протягом останніх десятиріч методами так званих лімбових і затемнювальних вимірювань із навколореземної орбіти. Ці вимірювання виконують з орбіти у напрямку видимого горизонту, бо у такий спосіб збільшується оптична довжина шляху світлового пучка в атмосфері і, відповідно, підвищується точність визначення АОТ і параметрів частинок. Затемнювальні вимірювання виконують, коли над горизонтом перед заходом чи одразу після сходу перебуває Сонце або Місяць, або зоря, і прилад вимірює прямий потік світла від цих джерел через атмосферу. Також вимірюється яскравість неба поблизу видимого з орбіти горизонту, що освітлюється Сонцем, яке розміщено над горизонтом і не потрапляє у поле зору приладу (лімбові вимірювання). Огляд методів і результатів дистанційних досліджень стратосферного аерозолі доволі детально викладено у (Kremser et al., 2016; Thomason et al., 2018). За даними цих вимірювань обчислюють розподіл екстинкції з висотою та АОТ стратосфери у діапазоні висот від тропопаузи до приблизно 40 км.

Однак усі ці дані обтяжені специфічними похибками, до того ж їх недостатньо для достовірного визначення ролі стратосферного аерозолі у енергетичному балансі атмосфери. Тому науковці продовжують докладати зусиль для створення нових методів досліджень. Зокрема, ще у роботі (Gao, & Kaufman, 1995) була розглянута можливість дистанційних вимірювань параметрів стратосферного аерозолі у смузі поглинання водяної пари спектрального каналом приладу MODIS (<https://modis.gsfc.nasa.gov/>) із довжиною хвилі $\lambda = 1,375$ мкм. Gao, & Kaufman (1995) використали оцінки спектральної АОТ, одержані після виверження вулкану El Chichon, що відбувалось 1982 р., за даними дистанційних спостережень в обсерваторії Мауна Лоа, а також результати вимірювань з аеростатів і моделювання характеристик аерозольних частинок за цими даними. Зокрема у (Gao, & Kaufman 1995) наведено модельні оцінки спектральної залежності АОТ для параметрів розподілу стратосферних аерозольних частинок за розмірами та значень їхнього показника заломлення, одержані із зазначених досліджень. Ці результати показали, що аерозольний шар у стратосфері з оптичною товщиною $\tau = 0,1$ за довжини хвилі $\lambda = 1,375$ мкм (відповідає $\tau \approx 0,25$, якщо $\lambda = 0,55$ мкм) для зенітної відстані Сонця 30° і такому самому зенітному куті спостереження має відбивну здатність 0,0054. Причому відношення сигнал/шум одного елемента зображення приладу MODIS (приблизно $10 \text{ км} \times 10 \text{ км}$) у цьому спектральному каналі становить приблизно 15. У разі оптичної товщини $\tau \approx 0,01$ і $\lambda = 0,55$ мкм відношення сигнал/шум становить вже приблизно 0,5, але при усередненні за площею спостережуваної поверхні $50 \text{ км} \times 50 \text{ км}$ це відношення становитиме вже 25. Із цього автори (Gao, & Kaufman 1995) зробили висновок, що спектральний канал приладу MODIS з $\lambda = 1,375$ мкм придатний для реєстрування сонячного проміння, розсіяного стратосферним аерозолем, якщо значення його оптичної товщини для $\lambda = 0,55$ мкм не менше 0,01. Звідси оцінка для $\lambda = 1,375$ мкм становить за порядком величини не менше, ніж 0,001.

Пізніше моделювання умов супутникових спостережень стратосферного аерозолі у смузі поглинання водяної пари із центром при $\lambda = 1,378$ мкм за допомогою поляриметра розглянуто у (Dlugach, Mishchenko, & Veles, 2021). Модельні оцінки одержано на основі алгоритму розв'язування оберненої задачі (Mishchenko, & Travis, 1997), створеного для визначення параметрів аерозолі у всьому атмосферному стовпі за даними багатокуткових спектрополяриметричних вимірювань із навколореземної орбіти над океаном, тобто над темною поверхнею. Адаптований для визначення вмісту й характеристик аерозольних частинок у стратосфері алгоритм ґрунтується на припущенні, що вміст водяної пари у тропосфері достатній для поглинання проміння у спектральному каналі 1,378 мкм, щоб повністю погасити внесок від розсіяння земною поверхнею і тропосферним аерозолем у променевий потік від земної атмосфери до приладу на орбіті. Також вважали, що стратосферні аерозольні частинки сферичні, однорідні, мають однаковий хімічний склад із домінуванням розчину H_2SO_4 у воді, й одномодальний розподіл за розмірами.

У (Mishchenko, & Travis, 1997) та (Dlugach, Mishchenko, & Veles, 2021) розглянуто задачу для випадку паралельного пучка неполяризованого сонячного світла, що надходить у атмосферу, і внаслідок розсіяння змінюється його інтенсивність і стан поляризації, які вимірюють поляриметром на навколореземній орбіті. У таких дослідженнях характеристики розсіяного проміння описують трьома параметрами Стокса, що характеризують його інтенсивність і ступінь лінійної поляризації, нехтуючи коловою поляризацією, оскільки вона дуже мала і дає мало інформації про стан атмосфери. Зокрема, так прийнято у поляриметричних дистанційних дослідженнях аерозолів у всій земній атмосфері, див. наприклад (Dubovik et al., 2011; Mishchenko, & Travis, 1997; Waquet et al., 2009). Це також спрощує конструкцію орбітальних поляриметрів, яка крім цього залежить від багатьох інших параметрів, зокрема і від потоку сонячного проміння, розсіяного вгору земною атмосферою для зазначеної довжини хвилі, що падає на вхідне вікно поляриметра, а також і від спектральної ширини смуги пропускання його оптичної схеми. У пропонованій статті викладено оцінки опроміненості вхідного вікна поляриметра на навколореземній орбіті для $\lambda = 1,378$ мкм, одержані за певних умов у стратосфері.

Методи

Опроміненість $E_p(\lambda)$ вхідної апертури поляриметра на навколореземній орбіті промінням із довжиною хвилі λ , відбитим від підстильної поверхні (утворюється тропосферою та земною поверхнею) і розсіяним атмосферою, обчислюють за співвідношенням

$$E_p(\lambda) = E_s(\lambda) \cdot [R_{Atm}(\lambda) + T_{Dwn}(\lambda) \cdot R_{Surf}(\lambda) \cdot T_{Up}(\lambda)] \cdot \Omega_p, \quad (1)$$

де $E_s(\lambda)$ – опроміненість Сонцем на верхній межі атмосфери; $R_{Atm}(\lambda)$ – коефіцієнт відбивання атмосфери у напрямку на поляриметр у його полі зору; $T_{Dwn}(\lambda)$ – спектральна прозорість атмосфери у напрямку від Сонця на спостережувану ділянку; $T_{Up}(\lambda)$ – те саме у напрямку від земної поверхні до поляриметра на навколореземній орбіті; $R_{Surf}(\lambda)$ – коефіцієнт відбивання підстильної поверхні у напрямку на поляриметр у його полі зору; Ω_p – тілесний кут поля зору поляриметра

(у випадку зображувального поляриметра – це тілесний кут одного елемента зображення). Зазначені параметри атмосфери обчислюють за співвідношеннями, одержаними на основі формальних розв'язків рівняння для поширення сонячного проміння у земній атмосфері, див. наприклад (Coakley, & Yang, 2014; Hansen, & Travis, 1974), для випадків: 1) його однократного розсіяння атмосферою у напрямку до поляриметра на орбіті; 2) надходження прямого пучка променів від Сонця до спостережуваної ділянки підстильної поверхні; 3) надходження прямого пучка променів, відбитих від поверхні у напрямку поляриметра на орбіті. У першому випадку це співвідношення для коефіцієнта розсіяння атмосферою:

$$R_{Atm}(\lambda, \omega, \tau, \Theta) = \frac{\omega(\lambda)}{4 \cdot [\text{Cos}(Z_P) + \text{Cos}(Z_S)]} \cdot \left(1 - e^{-\tau \cdot \left[\frac{1}{\text{Cos}(Z_P)} + \frac{1}{\text{Cos}(Z_S)} \right]} \right) \cdot P(\lambda, \Theta),$$

де $\omega(\lambda)$ – альbedo однократного розсіяння атмосферного середовища; Z_P, Z_S – зенітні відстані поляриметра й Сонця у спостережуваній ділянці, відповідно; $P(\lambda, \Theta)$ – фазова функція розсіяння у атмосфері, Θ – кут розсіяння пучка сонячного проміння, що відраховується від напрямку його поширення. Він обчислюється за відомою зі сферичної тригонометрії теоремою косинусів

$$\text{Cos}(\Theta) = \text{Cos}(Z_P) \cdot \text{Cos}(Z_S) + \text{Sin}(Z_P) \cdot \text{Sin}(Z_S) \cdot \text{Cos}(A_P - A_S), \quad (2)$$

де A_S, A_P – азимуты Сонця й поляриметра у цій ділянці. У другому випадку – це прозорість атмосфери у напрямку від Сонця до спостережуваної ділянки поверхні:

$$T_{Dwn}(\lambda) = e^{-\frac{\tau(\lambda)}{\text{Cos}(Z_S)}} \cdot \left[1 + \frac{\omega(\lambda) \cdot \tau(\lambda)}{4 \cdot \text{Cos}^2(Z_S)} \cdot P(\lambda, 0) \right].$$

І у третьому випадку – це прозорість атмосфери у напрямку від спостережуваної ділянки поверхні до поляриметра:

$$T_{Up}(\lambda) = e^{-\frac{\tau(\lambda)}{\text{Cos}(Z_P)}} \cdot \left[1 + \frac{\omega(\lambda) \cdot \tau(\lambda)}{4 \cdot \text{Cos}^2(Z_P)} \cdot P(\lambda, 0) \right].$$

У формулах для прозорості другий член у квадратних дужках обох формул описує інтенсивність пучка променів, однократно розсіяних атмосферою уперед, з фазовою функцією для $\Theta = 0$.

Зенітний кут і азимут поляриметра для спостережуваної ділянки на певний момент часу обчислюють за параметрами його орбіти та положення поляриметра на ній, а відповідні кути Сонця – за його ефемеридами на відповідний момент часу й геоцентричними координатами спостережуваної ділянки земної атмосфери й поверхні.

У нашому випадку оптична товщина, альbedo однократного розсіяння і фазова функція зумовлені розсіюванням сонячного проміння молекулами атмосфери й аерозольними частинками і є функціями показників заломлення цих атмосферних складових, розподілу їхніх концентрацій із висотою та розподілу аерозольних частинок за розмірами. Відповідно (див. напр. (Jacobson, 2005))

$$\omega = \frac{\omega_m \cdot \tau_m + \omega_a \cdot \tau_a}{\tau_m + \tau_a},$$

$$P(\lambda, \Theta) = \frac{P_m \cdot \omega_m \cdot \tau_m + P_a \cdot \omega_a \cdot \tau_a}{\omega \cdot (\tau_m + \tau_a)},$$

де індекси m і позначають відповідні молекулярні й аерозольні параметри.

Оптичну товщину атмосфери обчислюють як інтеграл уздовж шляху променів від коефіцієнта атмосферної екстинкції. Оскільки атмосферна екстинкція є сумою екстинкцій, зумовлених молекулами повітря й аерозольними частинками, то й оптична товщина атмосфери є сумою молекулярної і аерозольної оптичних товщин. У нашому випадку вважають, що у стратосфері молекулярна екстинкція за довжини хвилі 1,378 мкм зумовлена тільки механізмом релеївського розсіяння і $\omega_m = 1$, а аерозольна екстинкція залежить від концентрації та параметрів аерозольних частинок: хімічного складу, розмірів, форми. Відповідно молекулярні параметри атмосфери обчислюють за відомими формулами для релеївського розсіяння, а параметри аерозольних частинок – за теорією Мі (див. напр. (Van de Hulst, 1981)).

Фазова функція молекулярного розсіяння обчислюється за відомою формулою (Hansen, & Travis, 1974) з урахуванням анізотропії молекул сухого повітря:

$$P(\Theta) = \frac{1}{4\pi} \cdot \left[\Delta \cdot \frac{3}{4} \cdot (1 + \text{cos}^2 \Theta) + 1 - \Delta \right].$$

Тут $\Delta = (1 - \delta)/(1 + \delta/2)$, де δ – коефіцієнт деполаризації через анізотропію молекул, усереднене значення якого у сухій атмосфері становить приблизно 0,0279 (Young, 1980), а при цьому $\Delta \approx 0,956$.

Молекулярну оптичну товщину атмосфери до необхідної глибини обчислюють за алгоритмом, викладеним у (Tomasi et al., 2005) з необхідними уточненнями, а об'ємний коефіцієнт молекулярної екстинкції розраховують за формулою

$$K_{Mol}(\lambda, h) = \frac{24 \cdot \pi^3}{\lambda^4 \cdot N(h)} \cdot \left[\frac{n(\lambda, h)^2 - 1}{n(\lambda, h)^2 + 2} \right]^2 \cdot \frac{6 + 3 \cdot \delta}{6 - 7 \cdot \delta},$$

де λ, h – довжина електромагнітної хвилі та висота атмосферного шару відповідно; $N(h)$ – концентрація молекул на висоті h у атмосфері; $n(\lambda, h)$ – показник заломлення атмосфери для відповідної довжини хвилі та висоти атмосферного

шару; δ – коефіцієнт молекулярної деполаризації, зазначений вище. Такий вигляд формули одержано на основі повного співвідношення Лорентц – Лоренца між поляризаційною здатністю одиниці об'єму неперервного середовища, концентрацією молекул у ньому та показником заломлення (Van de Hulst, 1981). Коефіцієнт молекулярної екстинкції, зумовлений релєвським розсіянням сонячного проміння в атмосфері, залежить від висоти через зміни таких її параметрів, як температура, тиск (тобто концентрація молекул), склад атмосфери, зокрема вміст водяної пари і вуглекислого газу, які впливають на значення показника заломлення і коефіцієнта деполаризації. В алгоритмі (Tomasi et al., 2005) показник заломлення атмосфери обчислюють за рівняннями, прийнятими у Міжнародному бюро мір і ваг BIPM (аббревіатура назви французькою мовою Bureau International des Poids et Mesures; англійською назва International Committee for Weights and Measures (CIPM), <https://www.bipm.org/>), див. (Ciddor, 1996).

Параметри атмосфери (температура, тиск, відносна вологість) з висотою обчислюють у діапазоні від земної поверхні до 85 км, оскільки у цьому діапазоні атмосферу вважають добре перемішаною і відносний вміст основних газів сталий, як це прийнято, наприклад, у стандартній моделі атмосфери (U.S. Standard Atmosphere, 1976.). Повітря вважають ідеальним газом із середньою молярною масою $28,96546 \cdot 10^{-3}$ кг/моль, затвердженою BIPM (CIPM) відповідно до уточненого відносного вмісту аргону (Picard et al., 2008). Також відносний об'ємний вміст CO₂ тут становить 410 ppm відповідно до останніх досліджень (Gulev et al., 2021) Значення решти використаних тут фундаментальних сталих узяті з (Tiesinga et al., 2021). Розподіл із висотою зазначених атмосферних параметрів істотно залежить від широти спостережуваного об'єму атмосфери й ділянки поверхні та пори року. Зокрема, це висота тропопаузи, від якої залежить розподіл температури з висотою. Тут використано дані про висоту тропопаузи, одержані з аналізу багаторічних даних спостережень і моделювання, що наведено у нещодавніх публікаціях (Hoffmann, & Sprang, 2022; Mateus et al., 2022). Висоти стратопаузи та мезопаузи, а також значення градієнта температури з висотою тут ті самі, що й у моделі стандартної атмосфери (U.S. Standard Atmosphere, 1976). У зазначеній моделі атмосферу до висоти 85 км розділено на 7 рівнів: 1) від поверхні до нижньої межі тропопаузи, з градієнтом температури $-6,5$ К/км; 2) тропопауза до висоти 20 км, де температура не змінюється з висотою; 3) нижня стратосфера до висоти 32 км, із градієнтом температури $+1$ К/км; 4) верхня стратосфера до нижньої межі стратопаузи на висоті 47 км із градієнтом $+2,8$ К/км; 5) стратопауза до висоти 51 км із градієнтом 0 К/км; 6) нижня мезосфера до 71 км із градієнтом $-2,8$ К/км; 7) верхня мезосфера до висоти 85 км із градієнтом $-2,0$ К/км. Від широти спостережуваної ділянки атмосфери залежить і товщина однорідної атмосфери (так звана шкала висоти) у барометричній формулі для обчислень зміни тиску з висотою, зокрема й через широтну зміну прискорення вільного падіння. Для обчислень зміни тиску атмосфера умовно розділяється за висотою на паралельні шари завтовшки порядку від сотень метрів до кілометра, у межах яких атмосфера вважається ізотермічною. Тиск на нижній межі кожного шару на висоті h_i обчислюють як

$$P(h_i) = P(h_{i-1}) \cdot e^{-\frac{m \cdot g(h_i)}{R \cdot T(h_i)} \Delta h},$$

де Δh – товщина шару; m – молярна маса сухого повітря, зазначена вище; $g(h_i)$ – прискорення вільного падіння в i -му шарі; R – універсальна газова стала, $T(h_i)$ – температура i -го шару. Аналогічно обчислюють і розподіл із висотою парціального тиску водяної пари. Значення тиску і температури на земній поверхні у спостережуваній ділянці визначають із метеорологічних спостережень. Для обчислень парціального тиску водяної пари можуть бути використані або ж відносна вологість повітря за метеорологічними спостереженнями, або, наприклад, дані про її вміст за спостереженнями у мережі сонячних фотометрів AERONET (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>), або дані з інших джерел. Для врахування широтної залежності зазначених параметрів використано модель земного еліпсоїда, прийняту у Міжнародній службі обертання Землі IERS, див. наприклад (Petit, & Luzum, 2010).

Ступінь лінійної поляризації розсіяного молекулярною складовою земної атмосфери сонячного проміння для кута розсіяння θ обчислюють за відомою простою формулою Релея

$$DOLP(\theta) = \frac{\sin^2(\theta)}{1 + \cos^2(\theta)}.$$

Для обчислень коефіцієнта екстинкції, альbedo однократного розсіяння і ступеня поляризації аерозольної складової за теорією Мі необхідними параметрами частинок є їхні показник заломлення, розподіл за розмірами та концентрація у досліджуваній частині стратосфери. Тут, як і у багатьох інших роботах, на підставі досліджень різними методами (Deshler et al., 2019; Knepp et al., 2024; Kremser et al., 2016; Madhavan et al., 2023), аерозольні частинки у стратосфері вважаються сферичними, вони складаються з 75%-го розчину сірчаної кислоти у воді. За даними досліджень оптичних характеристик крапель такого розчину (Palmer, & Williams, 1975) і їхньої залежності від температури (Steel, & Hamill, 1981) за типових для стратосфери температур від 215 К до 240 К і парціальному тиску водяної пари приблизно від $2 \cdot 10^{-4}$ до $30 \cdot 10^{-4}$ гПа для довжини хвилі 1,378 мкм дійсна частина показника заломлення становить приблизно $1,42 \pm 0,01$. Розміри частинок за даними прямих вимірювань у пробах повітря, відібраних у стратосфері за допомогою приладів на стратостатах, можуть бути у широкому діапазоні значень, їхні радіуси становлять приблизно від 0,05 мкм до 15 мкм (Deshler et al., 2019; Kalnajs, & Deshler, 2022), однак більшість даних усе ж перебувають у діапазоні від 0,1 мкм до 1,0 мкм, і їхній розподіл за розмірами найкраще апроксимується логнормальною функцією (Deshler et al., 2019). Тому тут використано формулу для одномодального логнормального розподілу (Deshler et al., 2019; Hansen, & Travis 1974):

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

де N – концентрація частинок; r і r_m – радіус частинок і медіанний радіус одномодального розподілу відповідно; σ – стандартне відхилення у логнормальному розподілі (ширина розподілу).

Проте і розміри, і концентрація частинок залежать від висоти, а також змінюються із часом. Результати прямих вимірювань розмірів частинок із повітряних куль (Deshler et al., 2019; Kalnajs, & Deshler, 2022; Nyaku et al., 2020), виконаних

у середніх широтах обох півкуль (США і Австралія), та дистанційними методами (Kremser et al., 2016), опубліковано для висот до приблизно 35 км. У межах стратосфери їхня концентрація від тропопаузи до висоти приблизно 30 км зменшується більш як на два порядки. Типові значення концентрації у стратосфері становлять приблизно від 1 см^{-3} до 50 см^{-3} . Однак на зазначені параметри істотно впливають вулканічні виверження, і тому протягом відносно короткого часу можливі збільшення концентрації на кілька порядків, див. наприклад (Kremser et al., 2016) та ін.

Оцінки АОТ стратосфери й опроміненість вхідної апертури тут зроблено для моделі панорамного поляриметра, що буде зображення спостережуваної ділянки атмосфери у межах поля зору $60^\circ \times 60^\circ$ із просторовою роздільною здатністю $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Вважають, що інструмент перебуває на колівій навколоземній орбіті з висотою приблизно 700 км, і нахилом приблизно 98° . Це так звана сонячно-синхронна орбіта, за якої інструмент спостерегає земну поверхню й атмосферу для тієї самої зенітної відстані Сонця у спостережуваній ділянці на кожному витку. У дистанційних дослідженнях аерозолі у всій атмосфері зазвичай він вибирається так, щоб супутник проходив над екватором у підсонячній півкулі приблизно о 10 год 30 хв місцевого сонячного часу (дополуднева орбіта), або ж близько 13 год 30 хв (післяполуднева орбіта). Такого типу орбіти зазвичай використовують для досліджень аерозолів, наприклад із такими приладами, як MODIS на супутниках Terra і Aqua, POLDER на супутнику PARASOL, CALIOP на CALISTO тощо. У цьому разі зенітна відстань та азимут Сонця для спостережуваного об'єму атмосфери чи ділянки земної поверхні визначається часом проходження супутника Землі з поляриметром висхідного вузла орбіти на екваторі. За переміщення інструмента орбітою забезпечується послідовне спостереження одного елемента зображення під різними кутами, тобто за різних значень кутів розсіяння і фазової функції. Діапазон кутів розсіяння залежить від положення елемента зображення у полі зору інструмента, тобто від зенітної відстані для цього інструмента і Сонця та різниці їхніх азимутів, згідно з формулою (2). Положення інструмента на орбіті на момент спостережень відносно спостережуваної ділянки для відповідного елемента зображення обчислюють з урахуванням кривини земної поверхні й геоцентричних координат ділянки. За відомого часу проходження вузла орбіти, його довготи та нахилу орбіти до екватора обчислюють геоцентричні координати супутника, а за відомих кутів координат елемента зображення відносно оптичної осі поляриметра обчислюють геоцентричні координати спостережуваної ділянки на відомій висоті над земною поверхнею. Зенітну відстань та азимут Сонця для спостережуваної ділянки обчислюють за його геоцентричними ефемеридними положеннями, згідно з відомим у астрономії алгоритмом. Виклад алгоритму таких обчислень координат спостережуваних ділянок і кутів розсіяння можна знайти, наприклад у (Данилевський, 2020).

Важливим є питання щодо коефіцієнта відбивання R_{surf} підстильної поверхні. Оскільки довжина хвилі $1,378 \text{ мкм}$ лежить у смузі поглинання води й водяної пари, а практично вся водяна пара і краплі води у хмарах зосереджені у нижніх шарах тропосфери, то очікується, що підстильна поверхня повинна бути чорною. Однак можливі ситуації з дуже сухою атмосферою поблизу земної поверхні, наприклад узимку у приполярній зоні, або над засніженими гірськими вершинами. На рис. 1 показано, як вміст водяної пари впливає на прозорість атмосфери у візуальному та ближньому інфрачервоному діапазоні спектра. Оцінки, наведені на рис. 1, одержано за допомогою онлайн версії програми MODTRAN (<http://modtran.spectral.com/>) для спостережень із висоти 100 км зі спектральною роздільною здатністю приблизно 1,0 нм. Розглянуто випадки з високим вмістом водяної пари (рис. 1а), що становить приблизно 5,1 атм-см, їх спостерігають у тропічній зоні над океаном та в сухій атмосфері субарктичної зони (рис. 1б), за концентрації водяної пари в атмосферному стовпі приблизно 0,52 атм-см, тобто приблизно у 10 разів менше, ніж у тропіках. Причому прийнято, що альbedo земної поверхні за довжини хвилі близько $1,378 \text{ мкм}$, становило приблизно 0,1 у тропічній зоні з урахуванням хвиль на поверхні океану, згідно з даними (Коерке, 1984), та 0,8 у субарктичній зоні, що відповідає поверхні, вкритій свіжим снігом (Brandt et al., 2005). Обчислення виконано за стандартних значень інших параметрів, прийнятих у алгоритмі MODTRAN для зазначених географічних зон. Ці дані вказують, що від коефіцієнта відбивання підстильної поверхні може залежати вибір спектральної роздільної здатності поляриметра.

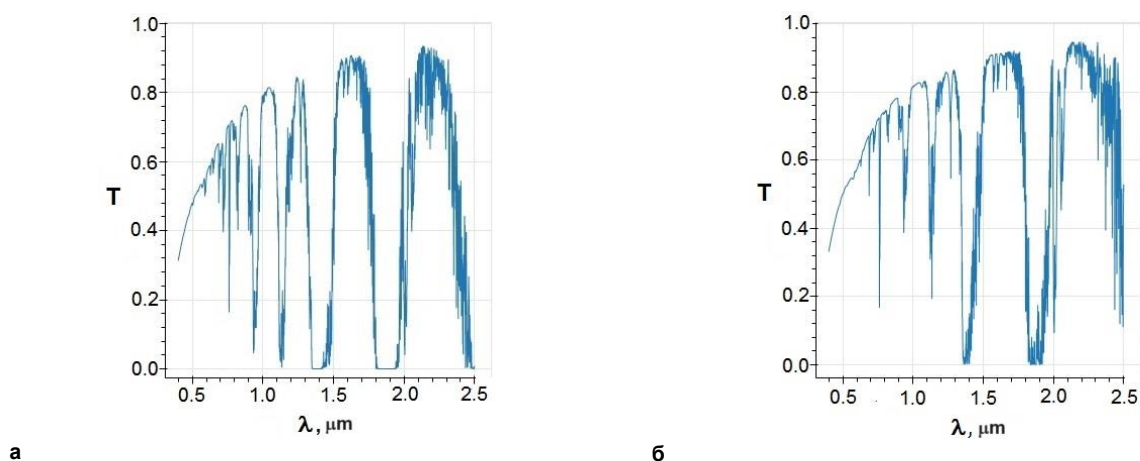


Рис. 1. Спектральна прозорість земної атмосфери T : а) у тропіках, б) у субарктичній зоні зі свіжим сніговим покривом

Результати

Обчислення коефіцієнта екстинкції, фазової функції і ступеня поляризації однократно розсіяного сонячного проміння у стратосфері тут виконано для двох моделей ансамблю аерозольних частинок, взятих із публікацій (Deshler et al., 2003; Deshler et al., 2019; Nyaku et al., 2020) з одномодальним логнормальним розподілом частинок за розмірами. Модель 1:

широкий розподіл, із $\sigma \approx 1,85$ для модального радіуса частинок $r_m \approx 0,046$ мкм; модель 2: вузький розподіл, із $\sigma \approx 1,26$ для $r_m \approx 0,13$ мкм. Вони приблизно відповідають ситуаціям, коли немає вулканічного впливу і за присутності залишків вулканічного аерозолію, відповідно. Вважають, що це параметри, усереднені у всьому діапазоні від тропопаузи на висоті приблизно 11 км (середні широти) до 35 км. Також тут прийнято, що дійсна частина показника заломлення за довжини хвилі 1,378 мкм становить 1,42, а уявна, що відповідає за поглинальну здатність частинок, становить приблизно $5 \cdot 10^{-5}$ (Palmer, & Williams, 1975). Зазвичай у разі моделювання у короткохвильовій частині спектра уявну частину ігнорують, див. наприклад (Kremser et al., 2016; Nyaku et al., 2020; Madhavan et al., 2023), але в нашому випадку її все ж варто враховувати, оскільки у частинках присутня вода (25 %), а використана довжина хвилі відповідає смугі поглинання води й водяної пари.

Обчислення виконувались для різних середніх концентрацій частинок у зазначеному діапазоні висот, щоб забезпечити достатньо широкий діапазон зміни аерозольної оптичної товщини. Концентрація частинок підбиралась так, щоб аерозольна оптична товщина стратосфери мала значення від мінімальної оцінки, що становить приблизно 0,0001, до максимальної 0,5. Це типові значення для часових проміжків, коли повністю відсутній вплив вулканічної діяльності чи інтенсивних пожеж рослинності і коли ці чинники можуть впливати найбільше, див. наприклад (Ridley et al., 2014; Kremser et al., 2016; Thomason et al., 2018). Також вважають, що й параметри розподілу частинок за розмірами, а відповідно і їхній коефіцієнт екстинкції не змінюються з висотою у зазначених межах стратосфери.

Зміни кута розсіяння обчислювали за формулою (2) для послідовності пікселів (елементів) зображення ділянки атмосфери й поверхні, розташованої на підсупутниковій трасі, що проходить у центрі поля зору поляриметра. Тобто вибрана ділянка послідовно переміщувалась від піксела до піксела у напрямку, протилежному рухові супутника уздовж підсупутникової лінії, а експозиції виконувались із певною частотою, що забезпечувала 11 кутів спостереження. Для визначення положення Сонця відносно спостережуваної ділянки, а також енергії сонячного проміння вибрано дату 21 червня 2020 р. Через обмеженість повного поля зору інструмента ($60^\circ \times 60^\circ$) діапазон кутів розсіяння у спостережуваній ділянці також буде обмеженим. Задля якомога ширшого інтервалу кута розсіяння були вибрані дві ділянки на земній кулі: за великої зенітної відстані Сонця (приблизно 80°), коли кути розсіяння відносно малі, та за малої (приблизно 30°) з великими кутами розсіяння. Максимальна зенітна відстань Сонця тут обмежується для того, щоб повністю уникнути впливу хмар на потік прямих сонячних променів на опромінювану поверхню, а мінімальна обмежується прийнятим тут нахилом орбіти супутника, на якому встановлено інструмент. Опроміненість Сонцем верхньої межі атмосфери, прийнятої тут на висоті 85 км (впливом вищих шарів атмосфери знехтувано), обчислювалась за даними Національного центру кліматичних даних США (Coddington et al., 2016), які містять спектральний розподіл енергії сонячного проміння на відстані 1 астрономічна одиниця (а. о.). Прийнято, що ширина спектрального інтервалу поляриметра становить 40 нм. На зазначену дату Земля перебувала на відстані 152041065,7 км від Сонця, тобто приблизно 1,016 а. о. Причому опроміненість Сонцем для зазначеної довжини хвилі та спектрального інтервалу становила на відстані 1 а. о. 14,376 Вт/м², а на відстані 1,016 а. о. 13,917 Вт/м².

У табл. 1 наведено кути спостереження відносно надиря вибраної ділянки, обчислені з урахуванням сферичності підстильної поверхні на рівні тропопаузи на середніх широтах, та відповідні кути розсіяння. Відповідно до цих кутів обчислено фазові функції молекулярного розсіяння і розсіяння двома зазначеними типами частинок. Фазова функція безпосередньо впливає на опроміненість вхідної апертури приладу залежно від кута розсіяння згідно з формулою (1). На рис. 2 показано зазначені фазові функції, обчислені у всьому діапазоні кутів розсіяння стовпком атмосфери у зазначених висотних межах у бік поляриметра за його переміщення над спостережуваною ділянкою атмосфери (елементом зображення), а також відповідні значення ступеня лінійної поляризації розсіяного проміння. Зокрема зазначимо, що ступінь поляризації розсіяного проміння істотно залежить від моделі аерозольних частинок і кута розсіяння та змінюється у діапазоні приблизно від більш ніж 90 % для кутів розсіяння, близьких до 90° , до порядку 1 % для кутів розсіювання приблизно 160° над чорною поверхнею.

Таблиця 1

Кути спостереження елементів зображення панорамного інструмента і кути розсіяння сонячного проміння для відповідних ділянок стратосфери за зенітних відстаней Сонця 30° і 80°

Кут спостереження, град	Кут розсіяння, град	
	$Z_s = 80^\circ$	$Z_s = 30^\circ$
33,733	68,4	120,1
26,856	74,8	126,5
20,073	81,3	132,8
13,351	87,7	138,8
6,667	94,1	144,7
0,000	100,4	150,2
6,667	106,8	155,2
13,351	113,1	159,4
20,073	119,4	162,1
26,856	125,8	162,5
33,733	132,1	160,4

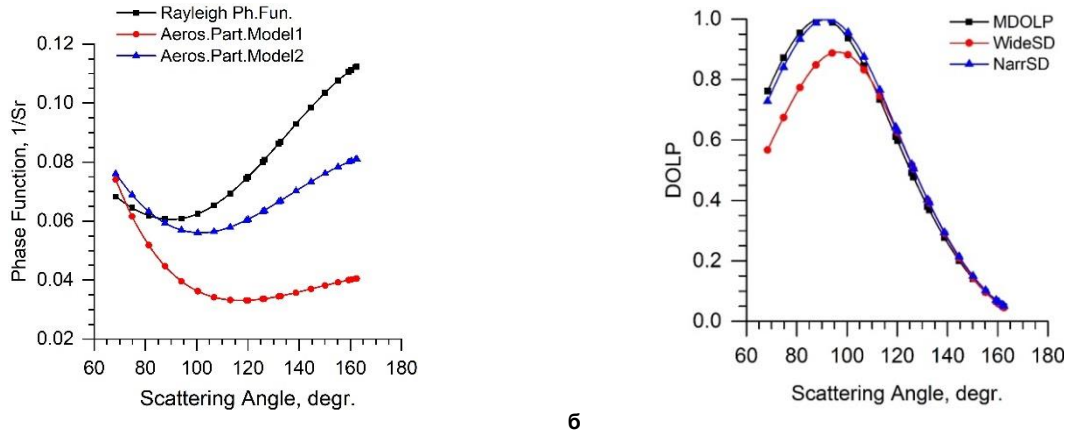


Рис. 2. а) Фазові функції розсіяння сонячного проміння на молекулах і аерозольних частинках із широким (WideSD) і вузьким (NarrSD) розподілом за розмірами; б) ступінь лінійної поляризації розсіяного молекулярною стратосферою та стратосферою за присутності аерозольних частинок двох моделей залежно від кута розсіяння для одного елемента зображення розміром $0,5^\circ \times 0,5^\circ$

Опроміненість вхідного вікна інструмента на орбіті для зазначених довжини хвилі та спектральної ширини функції пропускання інструмента залежно від кута розсіяння над темною поверхнею обчислено за формулою (1) за значення коефіцієнта відбивання підстильної поверхні $R_{\text{Surf}} = 0$. Результати для різних значень стратосферної оптичної товщини для обох моделей розподілу аерозолю за розмірами показано на рис. 3. Кожна з наведених кривих включає коефіцієнти відбивання молекулярної і аерозольної складових стратосфери. Діапазон зміни опроміненості становить від приблизно $8 \cdot 10^{-9}$ Вт/м² до $7 \cdot 10^{-6}$ Вт/м² загалом для обох моделей аерозольних частинок, тобто приблизно пропорційна зміні АОТ. Ці результати показують, що параметри розподілу частинок за розмірами мало впливають на опроміненість, на відміну від їхньої концентрації. Також помітно впливає зенітна відстань Сонця, що очевидно, бо від неї залежить кут падіння променів на спостережувану ділянку атмосфери: чим цей кут менший, тим вищий коефіцієнт відбивання. Очевидно також, що мінімальний рівень опроміненості забезпечується молекулярною складовою і становить за порядком величини приблизно $5 \cdot 10^{-9}$ Вт/м².

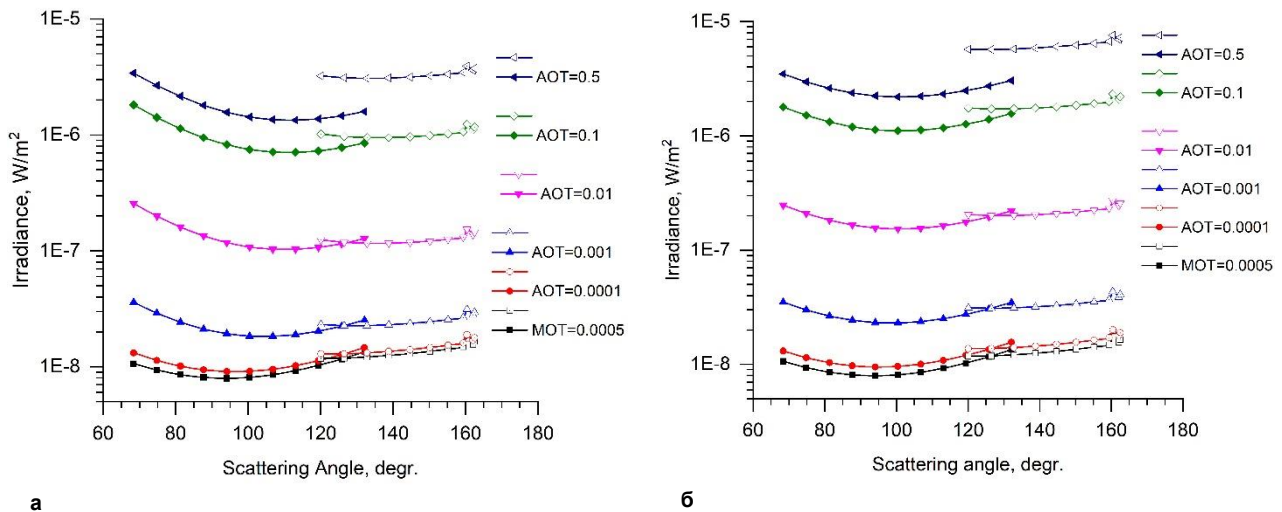
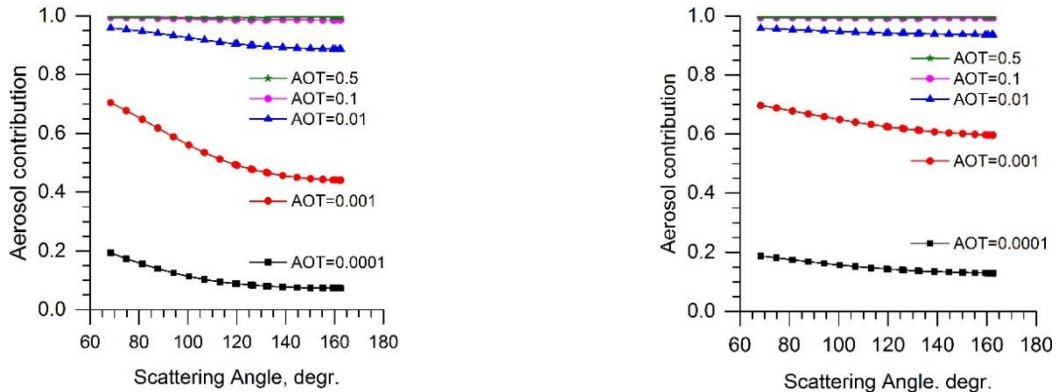


Рис. 3. Опроміненість апертури інструмента для моделі ансамблю аерозолів: а) із широким розподілом частинок за розмірами (модель 1); б) з вузьким розподілом (модель 2) для різних концентрацій частинок залежно від кута розсіяння над чорною поверхнею. Криві із заповненими символами відповідають ділянці із $Z_S = 80^\circ$, а з незаповненими – ділянці із $Z_S = 30^\circ$

Відносний внесок розсіяння аерозольними частинками для різних АОТ у опроміненість зображено на рис. 4. Він змінюється від приблизно 7 % для $AOT = 1 \cdot 10^{-4}$ до майже 100 % для $AOT \geq 0,1$ і, відповідно до даних рис. 3, більший для малих і менший для великих кутів розсіяння. І ця залежність більша для дрібних частинок із широким розподілом за розмірами (рис. 4а), ніж для крупніших із вузьким розподілом.

Вплив низького вмісту водяної пари, тобто у разі сухої тропосфери, істотно погіршує умови спостережень стратосферного аерозолю у більшості випадків. Оцінки опроміненості інструмента при відбивній здатності ламбертівської підстильної поверхні з коефіцієнтом відбивання $R_{\text{Surf}} = 1\%$ показано на рис. 5. Тут зображено результати тільки за зенітної відстані Сонця приблизно 80° для дрібних частинок із широким розподілом за розмірами (модель 1), оскільки за інших кутів розсіяння і типу частинок результати відрізняються неістотно. Вплив яскравості підстильної поверхні найістотніший у разі низького вмісту аерозольних частинок, й опроміненість інструмента досягає у цьому випадку значень

приблизно $1,05 \cdot 10^{-5}$ Вт/м², тоді як збільшення вмісту аерозолів у спостережуваному стовпі стратосфери зменшує цю величину приблизно до $1,5 \cdot 10^{-6}$ Вт/м². Відповідні оцінки відносного внеску підстильної поверхні у опроміненість інструмента для різних оптичних товщин стратосферного аерозолію, показано на рис. 6.



а

б

Рис. 4. Відносний внесок аерозолію в опроміненість апертури інструмента над чорною поверхнею за різних концентрацій аерозольних частинок залежно від кута розсіяння: а) для моделі 1 частинок (широкий розподіл); б) для моделі 2 частинок (вузький розподіл)

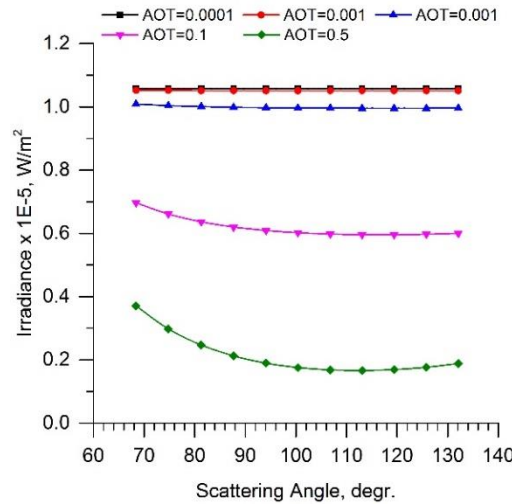
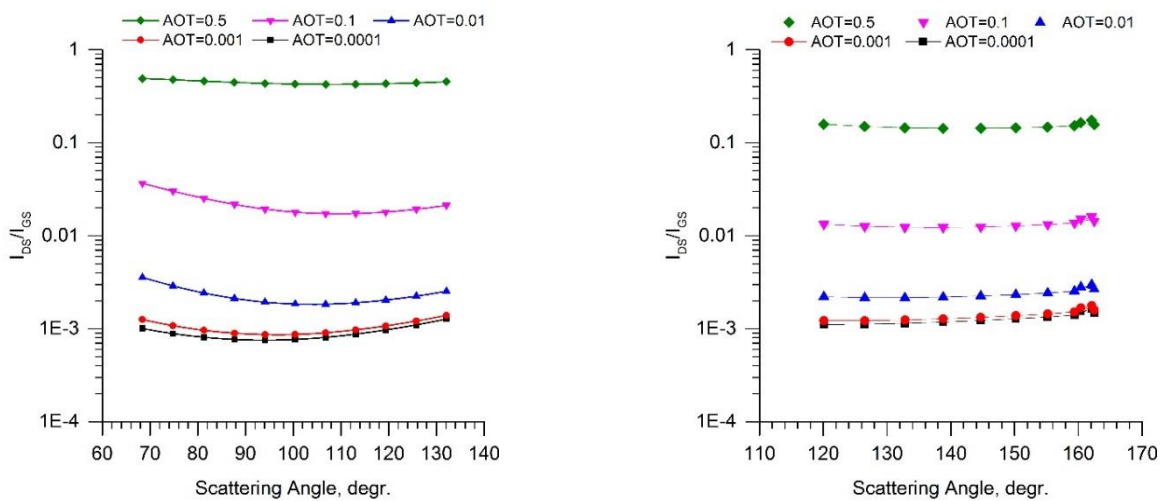


Рис. 5. Опроміненість інструмента на навколоремній орбіті відбитим від підстильної поверхні сонячним промінням для $\lambda = 1,378$ мкм і за коефіцієнта відбивання 1 % у напрямку інструмента від ділянки із $Z_S = 80^\circ$ залежно від кута розсіяння



а

б

Рис. 6. Відношення опроміненостей інструмента над темною I_{DS} і сірою I_{GS} із коефіцієнтом відбивання 1 % поверхнями залежно від вмісту стратосферного аерозолію зі зміною кута розсіяння: а) для $Z_S = 80^\circ$; б) $Z_S = 30^\circ$

Дискусія і висновки

Одержано оцінки приблизної опроміненості вхідної апертури поляриметра на навколосезонній орбіті сонячним промінням на довжині хвилі 1,378 мкм, розсіяним у стратосфері до висоти 85 км за присутності аерозольних частинок на висотах від приблизно 11 км до 35 км від одного елемента зображення у полі зору поляриметра розміром $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Оцінки одержано за даними про концентрацію і розподіл частинок за розмірами, визначеними з досліджень різними засобами, але переважно за вимірюваннями з повітряних куль, виконаними у середніх широтах у США і Австралії, у припущенні, що частинки мають сферичну форму і складаються з 75%-го розчину сірчаної кислоти у воді. Такі припущення використовують практично усі дослідники стратосферного аерозолю. Показник заломлення для довжини хвилі 1,378 мкм і його залежність від температури визначено з опублікованих результатів лабораторних досліджень крапель зазначеного хімічного складу та його залежності від температури й довжини хвилі. Коефіцієнт екстинкції, фазову функцію молекулярного розсіяння і ступінь поляризації розсіяного проміння обчислено за відомими формулами на основі даних про фізичні умови у атмосфері залежно від висоти, які розраховані за барометричною формулою для типового значення метеорологічних параметрів у середніх широтах. Оптичну товщину молекулярного розсіяння одержано інтегруванням коефіцієнта молекулярної екстинкції у діапазоні висот від тропосфери до приблизно 85 км. Коефіцієнт екстинкції, фазову функцію і ступінь поляризації для аерозольного розсіяння обчислено згідно з теорією Мі. АОТ розраховано у діапазоні від 11 км до 35 км у припущенні рівномірного розподілу частинок за висотою. Причому одержано оцінки для двох типів аерозольних частинок, що приблизно відповідають умовам без впливу аерозолів вулканічного походження, та з урахуванням такого впливу. Розподіл за розмірами апроксимувався логнормальною функцією з відповідними для зазначених умов ширинами.

Зазначені оцінки опроміненості зроблено для чистої молекулярної атмосфери та для концентрацій аерозольних частинок, що відповідають АОТ $\approx 0,0001$; $0,001$; $0,01$; $0,1$ і $0,5$ як для стратосфери над чорною підстильною поверхнею, так і над сірою з ламбертівським розсіянням і з кутовим коефіцієнтом розсіяння у напрямку поляриметра 1%. Виконано також оцінювання відносного внеску аерозольної складової у загальну опроміненість у всіх цих випадках. Оцінювання вели для всього діапазону зміни кута розсіяння, обмеженого полем зору поляриметра 60° , тобто $\pm 30^\circ$ від надиря, за переміщення спостережуваної ділянки вздовж підсупутникової траси. Щоб одержати оцінки опроміненості поляриметра і значень фазової функції у якомога ширшому діапазоні кутів розсіяння і фазової функції обчислення виконано для умов опромінення спостережуваної ділянки для зенітної відстані Сонця у ній приблизно 80° і 30° , що відповідає приблизно крайнім випадкам для орбіти з нахилом до екватора 98° і місцевим часом проходження висхідного вузла орбіти 22,5 год (тобто 10,5 год місцевого часу над денною частиною екватора). Цим пояснюється різниця у рівнях опроміненості для тих самих кутів розсіяння (див. рис. 3, 4, 6).

Одержані результати можуть бути використані у конструюванні поляриметра, зокрема і для оцінювання очікуваного відношення сигнал / шум і похибок вимірювань коефіцієнта відбивання стратосферою сонячного проміння для зазначеної довжини хвилі і ступеня лінійної поляризації розсіяного проміння. Залежність ступеня поляризації від кута розсіяння майже на порядок може істотно вплинути на точність його вимірювань, оскільки вимірювання виконують за різних орієнтацій поляризаційних аналізаторів, унаслідок чого поляризований пучок розділяється з відповідним ослабленням опроміненості відповідних детекторів. Крім того варто очікувати, що ступінь поляризації вхідного потоку променів у випадку сірої підстильної поверхні може бути істотно нижчим, ніж над чорною поверхнею, оскільки відбите від земної поверхні та розсіяне у тропосфері проміння може бути істотно деполаризоване.

Подяки, джерела фінансування. Роботу виконано в межах фінансування держбюджетних тем № 22БФ023-03 і № 22БФ023-04 Астрономічної обсерваторії Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Список використаних джерел

- Данилевський, В. О. (2020). Кутові характеристики розсіювання сонячного світла земною атмосферою, спостережувані приладом СканПол проекту Аерозоль-Уа. *Космічна наука і технологія*, 26(6), 60–74. <https://doi.org/10.15407/knit>
- Bednarz, E. M., Butler, A. H., Visioni, D., Zhang, Y., Kravitz, B., & MacMartin, D. G. (2023). Injection strategy – a driver of atmospheric circulation and ozone response to stratospheric aerosol geoengineering. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 23, 13665–13684. <https://doi.org/10.5194/acp-23-13665-2023>
- Bellouin, N., Quaas, J., Gryspeerdt, E., Kinne, S., Stier, P., Watson-Parris, D., Boucher, O., Carslaw, K. S., Christensen, M., Daniau, A.-L., Dufresne, J.-L., Feingold, G., Fiedler, S., Forster, P., Gettelman, A., Haywood, J. M., Lohmann, U., Malavelle, F., Mauritsen, T., ... Stevens, B. (2020). Bounding global aerosol radiative forcing of climate change. *Reviews of Geophysics*, 58, article id. e2019RG000660. <https://doi.org/10.1029/2019RG000660>
- Bourassa, A. E., Zawada, D. J., Rieger, L. A., Warnock, T. W., Toohey, M., & Degenstein, D. A. (2023). Tomographic retrievals of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic aerosol. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL101978. <https://doi.org/10.1029/2022GL101978>
- Brandt, R. E., Warren, S. G., Worby, A. P., & Grenfell, T. C. (2005). Surface Albedo of the Antarctic Sea Ice Zone. *Journal of Climate*, 18, 3606–3622. <https://doi.org/10.1175/JCLI3489.1>
- Ciddor, P. E. (1996). Refractive index of air: new equations for the visible and near infrared. *Applied Optics*, 35(9), 1566–1573. <https://doi.org/10.1364/AO.35.001566>
- Coakley, J., & Yang, P. (2014). *Atmospheric radiation*. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA.
- Coddington, O., Lean, J. L., Pilewskie, P., Snow, M., & Lindholm, D. (2016). A Solar Irradiance Climate Data Record. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(7), 1265–1282. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00265.1>
- Deshler, T., Hervig, M. E., Hofmann, D. J., Rosen, & J. M., Liley, B. (2003). Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41°N), using balloon-borne instruments. *Journal of Geophysical Research*, 108(D5), 4167–4180. <https://doi.org/10.1029/2002JD002514>
- Deshler, T., Luo, B., Kovilakam, M., Peter, T., & Kalnajs, L. E. (2019). Retrieval of aerosol size distributions from in situ particle counter measurements: Instrument counting efficiency and comparisons with satellite measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 5058–5087. <https://doi.org/10.1029/2018JD029558>
- Dlugach, J. M., Mishchenko, M. I., & Veles, O. A. (2021). Applying orbital multi-angle polarimetric observations to study properties of aerosols in the Earth's atmosphere: Implications of measurements in the 1.378 μm spectral channel to retrieve microphysical characteristics and composition of stratospheric aerosols. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 261, art. ID 107483. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2020.107483>
- Dubovik, O., Herman, M., Holdak, A., Lapyonok, T., Tanré, D., Deuzé, J. L., Ducos, F., Sinyuk, A., Lopatin, A. (2011). Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4, 975–1018. <https://doi.org/10.5194/amt-4-975-2011>
- Gao, B.-C., & Kaufman, J. (1995). Selection of the 1.375- μm MODIS Channel for Remote Sensing of Cirrus Clouds and Stratospheric Aerosols from Space. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(23), 4231–4237. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<4231:SOTMCF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<4231:SOTMCF>2.0.CO;2)
- Gulev, S. K., Thorne, P. W., Ahn, J., Dentener, F. J., Domingues, C. M., Gerland, S., Gong, D., Kaufman, D. S., Nnamchi, H. C., Quaas, J., Rivera, J. A., Sathyendranath, S., Smith, S. L., Trevis, B., von Schuckmann, K., & Vose, R. S. (2021). Changing State of the Climate System. In V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, & B. Zhou (Eds.), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment*

Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (pp. 287–422). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.004>

Hansen, J. E., & Travis, L. D. (1974). Light Scattering in Planetary Atmospheres. *Space Science Reviews*, 16, 527–610. <https://doi.org/10.1007/BF00168069>
Hoffmann, L., & Spang, R. (2022). An assessment of tropopause characteristics of the ERA5 and ERA-Interim meteorological reanalyses. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22, 4019–4046. <https://doi.org/10.5194/acp-22-4019-2022>

Jacobson, M. Z. (2005). *Fundamentals of Atmospheric Modeling* (2nd edition). Cambridge University Press.

Kalnajs, L. F., & Deshler, T. (2022). A New Instrument for Balloon-Borne In Situ Aerosol Size Distribution Measurements, the Continuation of a 50 Year Record of Stratospheric Aerosols Measurements. *Atmospheres*, 127(24), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2022JD037485>

Knepp, T. N., Kovilakam, M., Thomason, L., & Miller S. J. (2024). Characterization of stratospheric particle size distribution uncertainties using SAGE II and SAGE III/ISS extinction spectra. *Atmospheric Measurement Techniques*, 17, 2025–2054. <https://doi.org/10.5194/amt-17-2025-2024>

Koepke, P. (1984). Effective reflectance of oceanic whitecaps. *Applied Optics*, 23(11), 1816–1824. <https://opg.optica.org/ao/abstract.cfm?URI=ao-23-11-1816>

Kremer, S., Thomason, L. W., von Hobe, M., Hermann, M., Deshler, T., Timmreck, C., Toohey, M., Stenke, A., Schwarz, J. P., Weigel, R., Fueglistaler, S., Prata, F. J., Vernier, J.-P., Schlager, H., Barnes, J. E., Antuña-Marrero, J.-C., Fairlie, D., Palm, M., Mahieu, E., ... Meland, B. (2016). Stratospheric aerosol – Observations, processes, and impact on climate. *Review Geophysics*, 54, 278–335. <https://doi.org/10.1002/2015RG000511>

Lu, J., Lou, S., Huang, X., Xue, L., Ding, K., Liu, T., Ma, Y., Wang, W., & Ding, A. (2023). Stratospheric aerosol and ozone responses to the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic eruption. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL102315, 11. <https://doi.org/10.1029/2022GL102315>

Madhavan, B. L., Kudo, R., Ratnam, M. V., Kloss, C., Berthet, G., & Sellitto, P. (2023). Stratospheric Aerosol Characteristics from the 2017–2019 Volcanic Eruptions Using the SAGE III/ISS Observations. *Remote Sensing*, 15(1), 29–51. <https://doi.org/10.3390/rs15010029>

Mateus, P., Mendes, V. B., & Pires C. A. L. (2022). Global Empirical Models for Tropopause Height Determination. *Remote Sensing*, 14(17), 4303–4319. <https://doi.org/10.3390/rs14174303>

Megner, L. (2008). *Meteoritic Aerosols in the Middle Atmosphere*. [Doctoral thesis. Stockholm University]. <https://www.diva-portal.org/smash/get/diva2:198938/FULLTEXT01.pdf>

Mishchenko, M. I., & Travis, L. D. (1997). Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using polarization as well as intensity of reflected sunlight. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14), 16989–17013. <https://doi.org/10.1029/96JD02425>

Nyaku, E., Loughman, R., Bhartia, P. K., Deshler, T., Chen, Z., & Colarco, P. R. (2020). A comparison of lognormal and gamma size distributions for characterizing the stratospheric aerosol phase function from optical particle counter measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13, 1071–1087. <https://doi.org/10.5194/amt-13-1071-2020>

Palmer, K. F., & Williams, D. (1975). Optical constants of sulfuric acid: application to the clouds of Venus? *Applied Optics*, 14(1), 208 – 219. <https://doi.org/10.1364/AO.14.000208>

Petit, G., & Luzum, B. (Eds.). (2010). *IERS Conventions (2010). IERS Technical Note No. 36. International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS)*. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. https://www.academia.edu/13144186/IERS_Conventions_2010

Picard, A., Davis, R. S., Gläser, M., & Fujii, K. (2008). Revised formula for the density of moist air (CIPM-2007). *Metrologia*, 45, 149–155. <https://doi.org/10.1088/0026-1394/45/2/004>

Ridley, D. A., Solomon, S., Barnes, J. E., Burlakov, V. D., Deshler, T., Dolgii, S. I., Herber, A. B., Nagai, T., Neely III, R. R., Nevzorov, A. V., Ritter, C., Sakai, T., Santner, B. D., Sato, M., Schmidt, A., Uchino, O., Vernier, J. P. (2014). Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change. *Geophysical Research Letters*, 41, 7763–7769. <https://doi.org/10.1002/2014GL061541>

Steel, H., & Hamill, P. (1981). Effects of temperature and humidity on the growth and optical properties of sulfuric acid-water droplets in the stratosphere. *Journal of Aerosol Science*, 12(6), 517–528. [https://doi.org/10.1016/0021-8502\(81\)90054-9](https://doi.org/10.1016/0021-8502(81)90054-9)

Tiesinga, E., Mohr, P. J., Newell, D. B., & Taylor B. N. (2021). CODATA Recommended Values of the Fundamental Physical Constants: 2018. *Reviews of Modern Physics*, 93(2), 025010-1–025010-63. <https://doi.org/10.1103/RevModPhys.93.025010>

Thomason, L. W., Ernest, N., Millán, L., Rieger, L., Bourassa, A., Vernier, J.-P., Manney, G., Luo, B., Arfeuille, F., & Peter T. (2018). A global space-based stratospheric aerosol climatology: 1979–2016. *Earth System Science Data*, 10, 469–492. <https://doi.org/10.5194/essd-10-469-2018>

Tomasi, C., Vitale, V., Petkov, B., Lupi, A., & Cacciari, A. (2005). Improved algorithm for calculations of Rayleigh-scattering optical depth in standard atmospheres. *Applied Optics*, 44(16), 3320–3341. <https://doi.org/10.1364/AO.44.003320>

U.S. Standard Atmosphere. (1976). (Document NOAA–S/T 76–1562). Washington, D.C. https://www.ngdc.noaa.gov/stp/space-weather/online-publications/miscellaneous/us-standard-atmosphere-1976/us-standard-atmosphere_st76-1562_noaa.pdf

Van de Hulst, H. C. (1981). *Light scattering by small particles*. Dover Publications, Inc. New York

Waquet, F., Cairns, B., Knobelspiesse, K., Chowdhary, J., Travis, L. D., Schmid, B., & Mishchenko, M. I. (2009). Polarimetric remote sensing of aerosols over land. *Journal of Geophysical Research*, 114, D01206-1–D01206-23. <https://doi.org/10.1029/2008JD010619>

Young, A. T. (1980). Revised depolarization corrections for atmospheric extinction. *Applied Optics*, 19(20), 3427–3428. <https://doi.org/10.1364/AO.19.003427>

References

Bednarz, E. M., Butler, A. H., Visoni, D., Zhang, Y., Kravitz, B., & MacMartin, D. G. (2023). Injection strategy – a driver of atmospheric circulation and ozone response to stratospheric aerosol geoengineering. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 23, 13665–13684. <https://doi.org/10.5194/acp-23-13665-2023>

Bellouin, N., Quaas, J., Gryspeerdt, E., Kinne, S., Stier, P., Watson-Parris, D., Boucher, O., Carslaw, K. S., Christensen, M., Daniou, A.-L., Dufresne, J.-L., Feingold, G., Fiedler, S., Forster, P., Gettelman, A., Haywood, J. M., Lohmann, U., Malavelle, F., Mauritsen, T., ... Stevens, B. (2020). Bounding global aerosol radiative forcing of climate change. *Reviews of Geophysics*, 58, article id. e2019RG000660. <https://doi.org/10.1029/2019RG000660>

Bourassa, A. E., Zawada, D. J., Rieger, L. A., Warnock, T. W., Toohey, M., & Degenstein, D. A. (2023). Tomographic retrievals of Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic aerosol. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL101978. <https://doi.org/10.1029/2022GL101978>

Brandt, R. E., Warren, S. G., Worby, A. P., & Grenfell, T. C. (2005). Surface Albedo of the Antarctic Sea Ice Zone. *Journal of Climate*, 18, 3606–3622. <https://doi.org/10.1175/JCLI3489.1>

Ciddor, P. E. (1996). Refractive index of air: new equations for the visible and near infrared. *Applied Optics*, 35(9), 1566–1573. <https://doi.org/10.1364/AO.35.001566>

Coakley, J., & Yang, P. (2014). *Atmospheric radiation*. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA.

Coddington, O., Lean, J. L., Pilewskie, P., Snow, M., & Lindholm, D. (2016). A Solar Irradiance Climate Data Record. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(7), 1265–1282. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00265.1>

Danyilevsky, V. O. (2020). Angular properties of the solar light scattering in the terrestrial atmosphere observed by the Scan-Pol instrument of the AEROSOL-UA project. *Space Science and Technology*, 26(6), 60–74 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/knit>

Deshler, T., Hervig, M. E., Hofmann, D. J., Rosen, J., & M. Liley, B. (2003). Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41°N), using balloon-borne instruments. *Journal of Geophysical Research*, 108(D5), 4167–4180. <https://doi.org/10.1029/2002JD002514>

Deshler, T., Luo, B., Kovilakam, M., Peter, T., & Kalnajs, L. E. (2019). Retrieval of aerosol size distributions from in situ particle counter measurements: Instrument counting efficiency and comparisons with satellite measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 5058–5087. <https://doi.org/10.1029/2018JD029558>

Dlugach, J. M., Mishchenko, M. I., & Veles, O. A. (2021). Applying orbital multi-angle photopolarimetric observations to study properties of aerosols in the Earth's atmosphere: Implications of measurements in the 1.378 μm spectral channel to retrieve microphysical characteristics and composition of stratospheric aerosols. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 261, art. ID 107483. <https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2020.107483>

Dubovik, O., Herman, M., Holdak, A., Lapyonok, T., Tanré, D., Deuzé, J. L., Ducos, F., Sinyuk, A., Lopatin, A. (2011). Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4, 975–1018. <https://doi.org/10.5194/amt-4-975-2011>

Gao, B.-C., & Kaufman, J. (1995). Selection of the 1.375-μm MODIS Channel for Remote Sensing of Cirrus Clouds and Stratospheric Aerosols from Space. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(23), 4231–4237. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<4231:SOTMCF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<4231:SOTMCF>2.0.CO;2)

Gulev, S. K., Thorne, P. W., Ahn, J., Dentener, F. J., Domingues, C. M., Gerland, S., Gong, D., Kaufman, D. S., Nnamchi, H. C., Quaas, J., Rivera, J. A., Sathyendranath, S., Smith, S. L., Trewin, B., von Schuckmann, K., & Vose, R. S. (2021). Changing State of the Climate System. In V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, & B. Zhou (Eds.), *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 287–422). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.004>

Hansen, J. E., & Travis, L. D. (1974). Light Scattering in Planetary Atmospheres. *Space Science Reviews*, 16, 527–610. <https://doi.org/10.1007/BF00168069>
Hoffmann, L., & Spang, R. (2022). An assessment of tropopause characteristics of the ERA5 and ERA-Interim meteorological reanalyses. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22, 4019–4046. <https://doi.org/10.5194/acp-22-4019-2022>

- Jacobson, M. Z. (2005). *Fundamentals of Atmospheric Modeling* (2nd edition). Cambridge University Press
- Kalnajs, L. F., & Deshler, T. (2022). A New Instrument for Balloon-Borne In Situ Aerosol Size Distribution Measurements, the Continuation of a 50 Year Record of Stratospheric Aerosols Measurements. *Atmospheres*, 127(24), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2022JD037485>
- Knepp, T. N., Kovilakam, M., Thomason, L., & Miller S. J. (2024). Characterization of stratospheric particle size distribution uncertainties using SAGE II and SAGE III/ISS extinction spectra. *Atmospheric Measurement Techniques*, 17, 2025–2054. <https://doi.org/10.5194/amt-17-2025-2024>
- Koepke, P. (1984). Effective reflectance of oceanic whitecaps. *Applied Optics*, 23(11), 1816–1824. <https://opg.optica.org/ao/abstract.cfm?URI=ao-23-11-1816>
- Kremser, S., Thomason, L. W., von Hobe, M., Hermann, M., Deshler, T., Timmreck, C., Toohey, M., Stenke, A., Schwarz, J. P., Weigel, R., Fueglistaler, S., Prata, F. J., Vernier, J.-P., Schlager, H., Barnes, J. E., Antuña-Marrero, J.-C., Fairlie, D., Palm, M., Mahieu, E., ... Meland, B. (2016). Stratospheric aerosol – Observations, processes, and impact on climate. *Review Geophysics*, 54, 278–335. <https://doi.org/10.1002/2015RG000511>
- Lu, J., Lou, S., Huang, X., Xue, L., Ding, K., Liu, T., Ma, Y., Wang, W., & Ding, A. (2023). Stratospheric aerosol and ozone responses to the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcanic eruption. *Geophysical Research Letters*, 50, e2022GL102315, 11. <https://doi.org/10.1029/2022GL102315>
- Madhavan, B.L., Kudo, R., Ratnam, M.V., Kloss, C., Berthet, G., & Sellitto, P. (2023). Stratospheric Aerosol Characteristics from the 2017–2019 Volcanic Eruptions Using the SAGE III/ISS Observations. *Remote Sensing*, 15(1), 29–51. <https://doi.org/10.3390/rs15010029>
- Mateus, P., Mendes, V. B., & Pires C. A. L. (2022). Global Empirical Models for Tropopause Height Determination. *Remote Sensing*, 14(17), 4303–4319. <https://doi.org/10.3390/rs14174303>
- Megnér, L. (2008). *Meteoritic Aerosols in the Middle Atmosphere*. [Doctoral thesis. Stockholm University]. <https://www.diva-portal.org/smash/get/diva2:198938/FULLTEXT01.pdf>
- Mishchenko, M. I., & Travis, L. D. (1997). Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using polarization as well as intensity of reflected sunlight. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14), 16989–17013. <https://doi.org/10.1029/96JD02425>
- Nyaku, E., Loughman, R., Bhartia, P. K., Deshler, T., Chen, Z., & Colarco, P. R. (2020). A comparison of lognormal and gamma size distributions for characterizing the stratospheric aerosol phase function from optical particle counter measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13, 1071–1087. <https://doi.org/10.5194/amt-13-1071-2020>
- Palmer, K. F., & Williams, D. (1975). Optical constants of sulfuric acid: application to the clouds of Venus? *Applied Optics*, 14(1), 208–219. <https://doi.org/10.1364/AO.14.000208>
- Petit, G., & Luzum, B. (Eds.). (2010). *IERS Conventions (2010). IERS Technical Note No. 36. International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS)*. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. https://www.academia.edu/13144186/IERS_Conventions_2010
- Picard, A., Davis, R. S., Gläser, M., & Fujii, K. (2008). Revised formula for the density of moist air (CIPM-2007). *Metrologia*, 45, 149–155. <https://doi.org/10.1088/0026-1394/45/2/004>
- Ridley, D. A., Solomon, S., Barnes, J. E., Burlakov, V. D., Deshler, T., Dolgii, S. I., Herber, A. B., Nagai, T., Neely III, R. R., Nevzorov, A. V., Ritter, C., Sakai, T., Santer, B. D., Sato, M., Schmidt, A., Uchino, O., Vernier, J. P. (2014). Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change. *Geophysical Research Letters*, 41, 7763–7769. <https://doi.org/10.1002/2014GL061541>
- Steel, H., & Hamill, P. (1981). Effects of temperature and humidity on the growth and optical properties of sulfuric acid-water droplets in the stratosphere. *Journal of Aerosol Science*, 12(6), 517–528. [https://doi.org/10.1016/0021-8502\(81\)90054-9](https://doi.org/10.1016/0021-8502(81)90054-9)
- Tiesinga, E., Mohr, P. J., Newell, D. B., & Taylor B. N. (2021). CODATA Recommended Values of the Fundamental Physical Constants: 2018. *Reviews of Modern Physics*, 93(2), 025010–1–025010–63. <https://doi.org/10.1103/RevModPhys.93.025010>
- Thomason, L. W., Ernest, N., Millán, L., Rieger, L., Bourassa, A., Vernier, J.-P., Manney, G., Luo, B., Arfeuille, F., & Peter T. (2018). A global space-based stratospheric aerosol climatology: 1979–2016. *Earth System Science Data*, 10, 469–492. <https://doi.org/10.5194/essd-10-469-2018>
- Tomasi, C., Vitale, V., Petkov, B., Lupi, A., & Cacciari, A. (2005). Improved algorithm for calculations of Rayleigh-scattering optical depth in standard atmospheres. *Applied Optics*, 44(16), 3320–3341. <https://doi.org/10.1364/AO.44.003320>
- U.S. Standard Atmosphere. (1976). (Document NOAA–S/T 76–1562). Washington, D.C. https://www.ngdc.noaa.gov/stp/space-weather/online-publications/miscellaneous/us-standard-atmosphere-1976/us-standard-atmosphere_st76-1562_noaa.pdf
- Van de Hulst, H. C. (1981). *Light scattering by small particles*. Dover Publications, Inc. New York
- Waquet, F., Cairns, B., Knobelspiesse, K., Chowdhary, J., Travis, L. D., Schmid, B., & Mishchenko, M. I. (2009). Polarimetric remote sensing of aerosols over land. *Journal of Geophysical Research*, 114, D01206–1–D01206–23. <https://doi.org/10.1029/2008JD010619>
- Young, A. T. (1980). Revised depolarization corrections for atmospheric extinction. *Applied Optics*, 19(20), 3427–3428. <https://doi.org/10.1364/AO.19.003427>

Отримано редакцією журналу / Received: 11.06.24

Прорецензовано / Revised: 26.07.24

Схвалено до друку / Accepted: 06.12.24

Vasyl DANYLEVSKY, PhD (Phys. & Math.), Senior Researcher
 ORCID ID: 0000-0001-8311-0907
 e-mail: vdanylevsky@knu.ua
 Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, Ukraine

IRRADIATION OF AN ENTRANCE APERTURE OF THE POLARIMETER ON A NEAR-EARTH ORBIT AT THE ELECTROMAGNETIC WAVE LENGTH 1,378 μM

Background. Stratospheric aerosol study is important to determine their role in the Earth climate system. Modern facilities for stratospheric aerosols study do not provide sufficient data and their satisfactory accuracy to solve the problem. Scientists propose some new techniques, such as imaging polarimeter on the near-earth orbit which can measure the intensity and polarization of the solar radiation scattered by the atmosphere in the water vapor spectral absorption band with the wavelength 1.378 μm .

Methods. Equations are described for calculation the polarimeter entrance aperture irradiation on the near-earth orbit by the solar radiation scattered by the atmosphere over the dark surface and over the diffuse lambert reflecting surface. Also, the equation and procedure are described for calculation of the atmosphere structure over the underlying surface patch observed by the polarimeter, optical depth of the molecular atmosphere, the phase function and degree of linear polarization of the solar radiation scattered by the molecular atmosphere. The procedure are described for calculation of the extinction coefficient, the phase function, degree of linear polarization of the solar radiation scattered by spherical particles in the stratosphere and aerosol optical depth of the stratosphere at the appropriate assumptions about the particle sizes, chemical composition and refractive index.

Results. The Instrument entrance aperture irradiation from single image element with angular size $0.5 \times 0.5^\circ$ estimated for the Sun-synchronous orbit with the altitude 700 km. Optical depth of the molecular atmosphere was calculated for altitude range from tropopause to ≈ 85 km. Two models of the aerosol particle size distribution were used. The models were determined from the data obtained by different techniques on different altitudes. Model 1 of the wide size distribution has median radius $r_m \approx 0,046 \mu\text{m}$ and wide $\sigma \approx 1,85$. Model 2 for narrow size distribution has $r_m \approx 0,13 \mu\text{m}$ and $\sigma \approx 1,26$. It is supposed that the aerosol particle is 75% solution of H_2SO_4 in the water. The real part of the refractive index at the wavelength 1,378 μm is equal to 1,42, and the imaginary part is equal to $5 \cdot 10^{-5}$. These parameters of the particles are supposed to be the same in the altitude range from the tropopause to 35 km. The phase function, degree of polarization and irradiance estimated for the scattering angle range approximately of 68° to 162° .

Conclusions. The irradiance estimation can be used for determination of the polarimeter parameters, such as size of the entrance aperture, transmission, detector sensitivity, gain coefficient and for the estimation of the data number.

Keywords: aerosols, stratosphere, remote sensing, spectropolarimeter, near-earth orbit, solar radiance, irradiance.

Автор заявляє про відсутність конфлікту інтересів. Спонсори не брали участі в розробленні дослідження; у зборі, аналізі чи інтерпретації даних; у написанні рукопису; в рішенні про публікацію результатів.

The author declares no conflicts of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses or interpretation of data; in the writing of the manuscript; or in the decision to publish the results.