

doi: <https://doi.org/10.15407/kfnt2021.03.046>

УДК 524.4

О. С. Овсак

Головна астрономічна обсерваторія Національної академії наук України
вул. Академіка Заболотного, 27, Київ, Україна, 03143
E-mail: ovsak@mao.kiev.ua

Про висотну залежність об'ємного коефіцієнта розсіювання аерозолію в атмосфері Сатурна.

I. Інтегральний диск

Розглянуто поточний стан досліджень вертикальної структури, складу та мікрофізичних параметрів аерозольної складової в атмосфері Сатурна. Відзначено недоліки застосування методів модельного аналізу атмосфер планет-гігантів з примусовим призначенням кількості і параметрів аерозольних шарів, які штучно включаються у модель вертикальної структури атмосфери. Перераховано переваги застосування методу ефективної оптичної глибини, що дозволяє визначити якісну картину висотного розподілу хмарних покривів у атмосферах планет-гігантів, а також розрахувати ряд мікрофізичних параметрів їхньої аерозольної складової без попереднього призначення модельної вертикальної структури. За даними спектральних вимірювань відбивної здатності інтегрального диску Сатурна у спектральних смугах поглинання метану на 619, 727, 842, 864 і 887 нм розраховано залежність об'ємного коефіцієнта розсіювання аерозолію від тиску у верхній частині атмосфери. При її визначенні застосовано метод ефективної оптичної глибини. Перераховано прийняті для виконання аналізу модельні допущення, кількісні співвідношення основних атмосферних газів і параметри функції розподілу по розмірах аерозольних часток. На досліджених висотних рівнях атмосфери Сатурна виявлено постійну наявність аерозолію та зміни його розсіювальних властивостей. Визначено висотні рівні з найбільшими згушеннями аерозольних шарів. Найпотужніша в атмосфері планети хмарна система має два максимуми об'ємного коефіцієнта розсіювання на рівнях близько 270 і 430 мбар і проміжне згушення на рівні 1.0 бар. На ділянці 2.2...8.0 бар розташовується протяжний аерозольний шар з максимумом розсіювання, який визначається в діапазоні значень тиску 3.8...4.8 бар, в залежності від аналізованої смуги

поглинання метану. Виявлені значні дисперсійні відмінності на об'єднаній залежності об'ємного коефіцієнта розсіювання аерозолю вказують на можливу зміну радіуса або природи аерозольних часток в нижніх шарах атмосфери Сатурна.

Ключові слова: Сатурн, атмосферний аерозоль, вертикальна структура, рівні максимального розсіяння

ВСТУП

Достовірні фізичні характеристики, вертикальну структуру і склад хмар в атмосферах планет-гігантів можна визначити при їхньому безпосередньому зондуванні космічними апаратами [47]. Успішне зондування атмосфери Юпітера виконано в 1995 році зондом КА Галілео [37], а підготовка подібних місій до Сатурна активно ведеться [25]. В даний час достовірних даних щодо фізичних параметрів хмарних шарів у атмосфері Сатурна все ще немає, тому вивчення атмосфери цієї планети виконується методами аналізу даних її дистанційних вимірювань у широкому діапазоні електромагнітних хвиль [45]. Зокрема, виконується аналіз розподілу залишкової інтенсивності сонячного випромінювання по диску Сатурна у смугах поглинання атмосферних газів, а також фотознімків інтегрального диска, його окремих ділянок і широтних поясів, отриманих в неперервному спектрі і у вузьких спектральних смугах [2, 6, 16, 36, 39, 43]. При обов'язковому для таких досліджень комп'ютерному моделюванні багат шарової атмосфери Сатурна багато дослідників штучно призначають кількість, склад, а також фізичні параметри окремих шарів у модельному середовищі, що симулює властивості реальної атмосфери планети-гіганта. Нерідко це призводить до неоднозначності результатів аналізу й до істотних відмінностей значень параметрів атмосфери, визначених різними дослідниками, навіть при обробці одних і тих же спостережних даних.

Натомість запропонований у роботі [18] метод ефективної оптичної глибини [5] (далі по тексту ЕОГ) дозволяє без попередніх призначень шарів до застосовуваної моделі вертикальної структури атмосфери визначати ймовірну кількість, розташування й протяжність хмарних шарів у вертикальній структурі зовнішньої частини атмосфери планети-гіганта, а також розраховувати усереднені значення деяких фізичних параметрів аерозольних часток. У методі ЕОГ застосовується модель атмосфери у вигляді півнескінченного однорідного газозаповненого середовища, що мінімізує кількість вхідних параметрів. Використовуючи метод ЕОГ, можна аналізувати дані вимірювань інтегрального диска планети-гіганта, його окремої ділянки і точкової позиції на диску [20, 21, 23, 24, 28—31, 33, 34].

МЕТОДИКА ВИЗНАЧЕННЯ ЗМІН ОБ'ЄМНОГО КОЕФІЦІЄНТА РОЗСІЯННЯ АЕРОЗОЛЮ З ВИСОТОЮ В АТМОСФЕРІ

Методика розрахунку залежності об'ємного коефіцієнта розсіювання аерозолю від тиску в атмосфері планети-гіганта (далі по тексту — Методика) розроблена і застосовувалася автором для аналізу даних вимірювань відбивної здатності інтегрального диска Юпітера [29] і його широтних поясів [34]. Тому нижче будуть представлені лише основні положення Методики, а за деталями читачеві пропонується звернутися до вказаних робіт.

Об'ємний коефіцієнт розсіювання аерозолю a в досліджуваній атмосфері визначається виразом

$$a = \frac{a_{\text{эф}}}{h},$$

де $a_{\text{эф}}$ — зміна аерозольної розсіювальної складової ЕОГ зі зміною висоти рівня в атмосфері на величину h . З урахуванням адіабатичних властивостей атмосфери планети-гіганта:

$$h = [\ln(P_{i-1}) - \ln(P_i)] H_g(P),$$

де P_{i-1} і P_i — значення тиску на відповідних висотних рівнях, $H_g(P)$ — газова шкала висот, яка визначається за виразом

$$H_g(P) = \frac{R T(P)}{g},$$

де R — універсальна газова стала, $T(P)$ — температура шару в досліджуваній атмосфері на висотному рівні з усередненим значенням тиску $P = (P_i + P_{i-1})/2$, μ — середня молекулярна маса атмосфери, що визначається її хімічним складом, g — прискорення вільного падіння.

ВИХІДНІ ДАНІ ДЛЯ АНАЛІЗУ

В роботі [30] з використанням методу ЕОГ виконаний аналіз даних вимірювань геометричного альбедо Сатурна у діапазоні довжин хвиль 600...900 нм [12]. В результаті у контурах смуг поглинання метану різної потужності з центрами на довжинах хвиль $\lambda = 619.2, 727.6, 841.6, 864.0$ і 887.2 нм (далі в тексті — смуги поглинання на 619, 727, 842, 864 і 887 нм), отримано залежності від тиску в атмосфері величин аерозольної a^s та газової g^s розсіювальних компонентів ЕОГ атмосфери. Точність розрахованих значень величин відповідає відносній похибці 2 % вимірювань, виконаних Е. Каркошкою в роботі [12]. Для модельних обчислень використовувалися спеціальні комп'ютерні програмні коди [17, 26, 29, 32]. Отже, саме результати обчислень спектральних залежностей величини a^s від тиску в роботі [30] є вихідними даними для виконання аналізу в даній роботі.

**ПАРАМЕТРИ ВИКОРИСТОВУВАНОЇ МОДЕЛІ АТМОСФЕРИ,
ПРИЙНЯТІ ДОПУЩЕННЯ Й ДАНІ ПРО ВИСОТНИЙ
ПРОФІЛЬ ТЕМПЕРАТУРИ**

При виконанні аналізу даних дистанційних спектральних вимірювань методом ЕОГ атмосфера Сатурна вважається модельним півнескінченним газово-аерозольним середовищем, що містить полідисперсний ансамбль сферичних однорідних аерозольних часток з дійсною частиною комплексного показника заломлення $n_r = 1.44$ і такими параметрами функції модифікованого гамма-розподілу часток за розмірами: ефективний радіус $r_{\text{еф}} = 1.4$ мкм, дисперсія $v_{\text{еф}} = 0.07$. Ці значення параметрів визначено в роботах [3, 4] і підтверджено в роботах [7, 13, 30, 40]. Для розрахунків газової розсіювальної складової ЕОГ використано значення монохроматичних коефіцієнтів поглинання метану [11], перевизначені з урахуванням фізичних умов у атмосфері Сатурна [19]. Використані величини відносної концентрації атмосферних газів водню, гелію і метану близькі до відповідних значень, наведених в роботах [10, 14, 43]. При цьому прийняте для розрахунків значення концентрації метану вважалось незмінним на всіх глибинних рівнях атмосфери, на відміну від результатів [46]. Підкреслимо, що при аналізі, який виконується методом ЕОГ, зміна значення відносної концентрації метану не впливає на загальний вигляд вертикальної структури аерозольної складової, що визначається, але відповідно до висновків [27] зміщує всі аерозольні шари вище або нижче по висоті при її збільшенні або зменшенні.

Для обчислення значень величини $H_g(P)$ використані комбіновані дані про залежність температури від тиску в атмосфері Сатурна від рівня середньої стратосфери до тиску біля 9.0 бар з робіт [9, 15]. Для глибших рівнів атмосфери виконано екстраполяцію залежності температури від тиску з урахуванням адіабатичних властивостей атмосфери планети-гіганта.

РЕЗУЛЬТАТИ ТА ЇХНЕ ОБГОВОРЕННЯ

Спектральні залежності об'ємного коефіцієнта розсіювання аерозоллю від тиску P в атмосфері Сатурна $\sigma_a(P)$, розраховані за даними вимірювань у контурах смуг поглинання на $\lambda = 619, 727, 842, 864$ і 887 нм, показано на рис. 1, 2. Ділянки залежностей, що мають максимальні розсіювальні властивості, відзначено стрілками і послідовно пронумеровано зі зростанням глибини їхнього розташування в атмосфері. На рис. 1 приведено об'єднані залежності коефіцієнта $\sigma_a(P)$, розраховані у всіх досліджених смугах поглинання метану. Для демонстрації виявлених висотних особливостей кожен з цих залежностей показано окремо на рис. 2, де вони порівнюються із залежністю $\sigma_a(P)$ для смуги 887 нм.

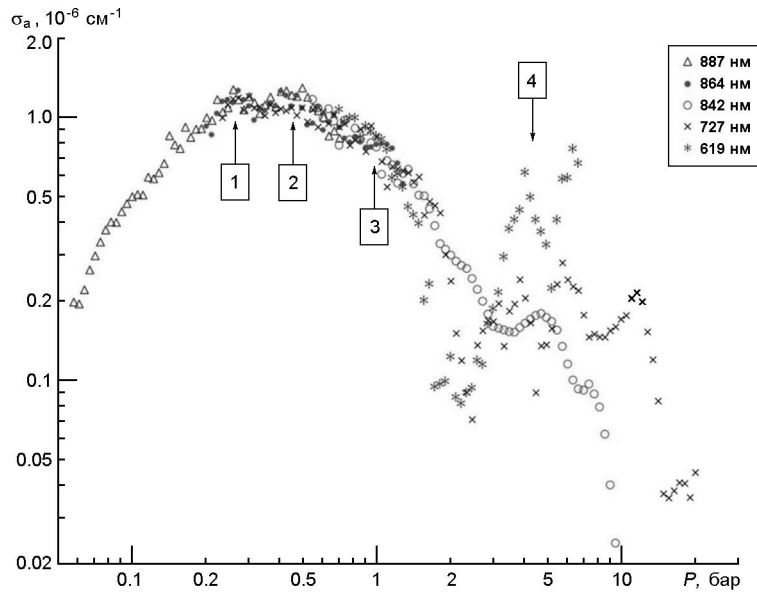


Рис. 1. Об'єднані спектральні залежності об'ємного коефіцієнта розсіювання аерозолу від тиску в атмосфері Сатурна, розраховані в смугах поглинання метану на $\lambda = 619, 727, 842, 864$ і 887 нм

Згідно фізичними особливостями процесу формування спектральних значень величини ЕОГ у полі випромінювання, яке дифузно відбивається планетною атмосферою з дуже великою оптичною товщиною [1, 5], ядро потужної смуги поглинання на $\lambda = 887.2$ нм у використуваних нами даних вимірювань геометричного альбедо Сатурна [12] формувалося у шарі атмосфери, що розташований між її умовним зовнішнім краєм та висотним рівнем з тиском близько 0.06 бар. На цьому найвищому доступному для аналізу методом ЕОГ висотному рівні атмосфери Сатурна виявлено наявність стратосферного серпанку зі значенням коефіцієнта $\sigma_a = 0.210^{-6} \text{ см}^{-1}$ (див. рис. 1). Загальний хід залежності $\sigma_a(P)$ у смузі поглинання на 887 нм вказує на ймовірне зменшення цієї величини зі зменшенням тиску. З переходом від рівня з тиском 0.06 бар до глибших шарів, коефіцієнт σ_a збільшується до свого максимального значення $\sigma_a = 1.2610^{-6} \text{ см}^{-1}$ у верхній частині атмосфери планети-гіганта. При цьому на висотних рівнях близько 0.27 й 0.42 бар спостерігаються два максимуми, розділені прошарком менш щільного аерозолу. Наведене максимальне значення об'ємного коефіцієнта розсіювання аерозолу відповідає оцінці цієї величини $\sigma_a < 510^{-6} \text{ см}^{-1}$ у роботі [42]. Також воно близьке до визначених у роботі [44] значень об'ємного коефіцієнта розсіювання газозаерозольного середовища в широтних поясах Північної півкулі Сатурна: $\sigma_0 = (1.0...1.8)10^{-6} \text{ см}^{-1}$, однак є відчутно меншим за значення у Південній півкулі: $\sigma_0 = (1.6...2.5)10^{-6} \text{ см}^{-1}$.

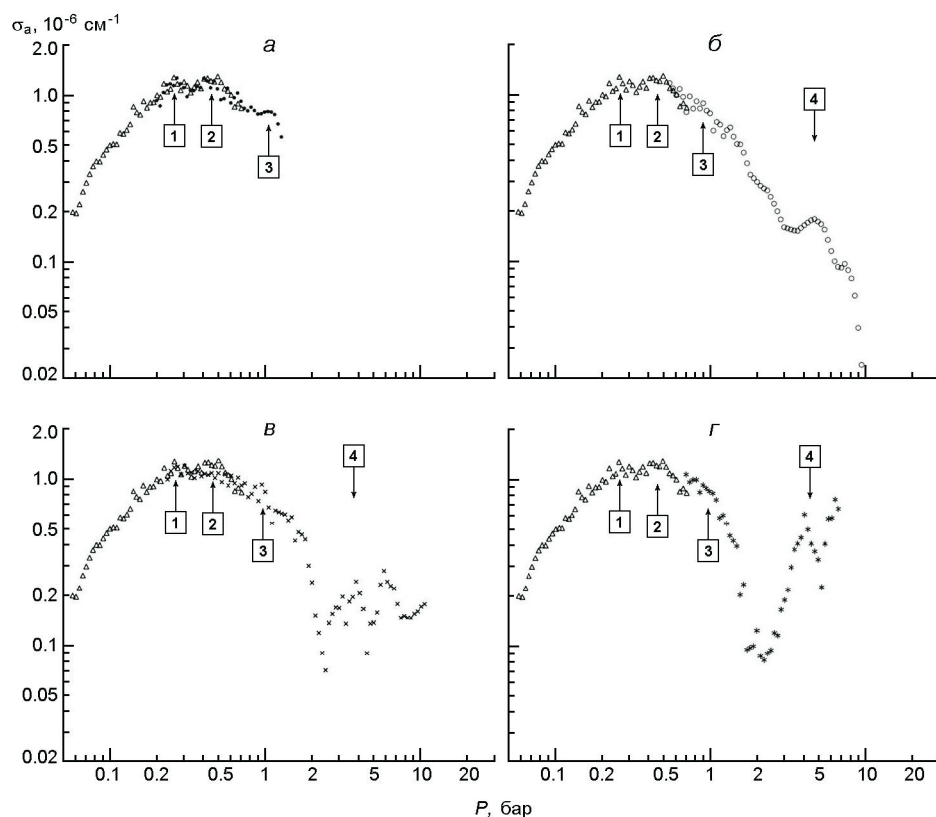


Рис. 2. Те ж, що і на рис. 1, але в окремих смугах поглинання, представлених попарно зі смугою на $\lambda = 887$ нм: а, б, в, г — для $\lambda = 864, 842, 727, 619$ нм відповідно

На висотній ділянці атмосфери з діапазоном значень тиску 0.43... 2.0 бар величина σ_a значно зменшується. Тут на залежностях $\sigma_a(P)$ виявлено невеликий максимум, висотне положення якого у смугах поглинання на $\lambda = 727, 842$ і 864 нм відповідає приблизним значенням атмосферного тиску 0.95, 0.92 і 1.05 бар відповідно (див. рис. 2а—в).

Глибше в атмосфері, в діапазоні значень тиску 2.2...8.0 бар, коефіцієнт σ_a спочатку збільшується, досягає максимальної величини у діапазоні значень тиску 3.8...4.8 бар, а потім зменшується (див. рис. 2б—г). Зумовлене розрахунками положення максимуму зміщується, в залежності від аналізованої смуги поглинання. Абсолютна величина максимального значення σ_a також значно відрізняється. Підкреслимо, що кожна із зазначених особливостей 1...4 на залежності коефіцієнта $\sigma_a(P)$ повторюється при обчисленнях у декількох смугах поглинання, тобто вони не є випадковими відхиленнями на залежності в окремій смузі.

Від висотного рівня атмосфери зі значенням тиску приблизно 1.5 бар і глибше на об'єднаній залежності коефіцієнта σ_a спостерігаються значні дисперсійні відмінності (див. рис. 1). Згідно з висновками робіт [27, 30] цей ефект може вказувати на значну зміну пара-

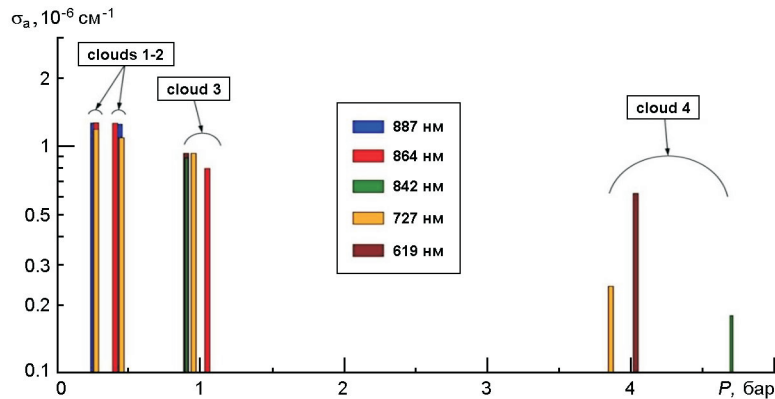


Рис. 3. Висотне розташування максимумів хмарних згущень в атмосфері Сатурна

метрів аерозольних часток у нижніх шарах щодо їхніх значень у верхній частині атмосфери Сатурна. Відзначимо, що можливість зміни значень параметрів часток аерозольної складової з глибиною досліджено в атмосферах Юпітера [22] і Сатурна [31].

На рис. 3 показано висотне розташування і абсолютні значення коефіцієнта σ_a у максимальних хмарних згущеннях у верхній частині атмосфери Сатурна, розраховані в різних смугах поглинання метану. Порядкова нумерація цих згущень відповідає рис. 1, 2. Висотні рівні пари піків хмар 1 і 2 майже точно збігаються в смугах поглинання на $\lambda = 727, 864$ і 887 нм. Значення тиску, розраховані у смугах на $\lambda = 619, 842$ і 864 нм на рівні максимуму щільності хмари 3, також відрізняються несуттєво. Відзначимо також збіг абсолютних спектральних значень коефіцієнта σ_a на кожному з висотних рівнів максимальної щільності хмар 1...3. Натомість значно різняться висотне положення рівня максимальної щільності хмари 4 та абсолютні значення коефіцієнта σ_a , визначені у смугах поглинання на $\lambda = 619, 727$ і 842 нм. Зокрема, найбільше значення $\sigma_a = 0.62 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^{-1}$ отримано для хмари 4 у смузі поглинання на 619 нм, і утричі менше значення σ_a

$0.2 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^{-1}$ отримано у смузі на 842 нм. Ймовірною причиною вказаних спектральних відмінностей характеристик у максимумі розсіювальних властивостей хмари 4 може бути вже відмічена вище значна зміна значень параметрів аерозольних часток з глибиною в атмосфері планети-гіганта.

ПОРІВНЯННЯ З ОПУБЛІКОВАНИМИ РЕЗУЛЬТАТАМИ

Визначені у даній роботі неперервне аерозольне наповнення атмосфери й висотне розташування хмарних згущень 1...4 близькі до моделі вертикальної структури атмосфери у південній приполярній області

Сатурна, запропонованій у роботі [41]. Також вони частково відповідають моделі «розмитій по висоті хмари» [8], але з набагато вищим розташуванням його верхньої межі. Дуже схожу усереднену вертикальну структуру аерозольної складової атмосфери планети-гіганта запропоновано в роботі [38]. Значення тиску на висотних рівнях максимумів 1...4 коефіцієнта a відповідають вертикальній структурі атмосфери Сатурна, описаній на веб-ресурсі <https://www.britannica.com/place/Saturn-planet/The-atmosphere>

ВИСНОВОК

Визначено ймовірну вертикальну структуру аерозольної складової у верхній частині атмосфери Сатурна. У дослідженому діапазоні висот атмосфера заповнена газово-аерозольною сумішшю зі змінною щільністю та без ознак наявності в ній чисто газових прошарків. Максимальні згущення хмар виявлено на чотирьох висотних рівнях, з приблизними значеннями тиску 270 і 430 мбар (тут значення аерозольного об'ємного коефіцієнта розсіювання світла максимальне в атмосфері); з тиском близько 1.0 бар (слабко виражена проміжна хмара); висотна ділянка 3.8...4.8 бар (тут отримано найбільше згущення аерозольного шару, що розтягнувся по висоті в діапазоні значень тиску 2.2...8.0 бар). Виявлено ознаки ймовірної значної зміни параметрів аерозольних часток у нижніх шарах атмосфери Сатурна, починаючи від висотного рівня з тиском близько 1.5 бар і глибше. Слід підкреслити, що результати роботи отримано за даними вимірювань інтегрального диска Сатурна, тому представлені висотні характеристики хмарних шарів атмосфери є усередненими по всьому диску планети-гіганта і можуть не відповідати вертикальній структурі аерозольної складової на конкретних ділянках її атмосфери.

Автор щиро вдячний д. ф.-м. н. О. В. Мороженку за професійні поради при розробці математичних алгоритмів для реалізації поставленого завдання.

REFERENCES

1. Morozhenko O. V. (2004). *Metody i rezultaty dystancijnoho zonduvannja planetnykh atmosfer*. Kyiv: Naukova Dumka. 647. (In Ukrainian).
2. Atreya S. K., Wonga M. H., Owen T. C., Mahaffy P. R., Niemann H. B., de Pater I., Drossart P., Encrenaz Th. (1999) A comparison of the atmospheres of Jupiter and Saturn: deep atmospheric composition, cloud structure, vertical mixing, and origin. *Planet. Space Sci.* 47. 1243—1262.
3. Bugaenko O. I., Dlugach Zh. M., Morozhenko A. V., Yanovitskij E. G. (1975) On optical properties of the cloud layer of Saturn in the visible region of the spectrum. *Solar Syst. Res.* 9 (1). 13—21.
4. Bugaenko O. I., Morozhenko A. V. (1981) Physical characteristics of the upper layers of Saturn's atmosphere. *Adv. Space Res.* 1. 183—186.

5. Chamberlain J. W. (1965) The atmosphere of Venus near cloud top. *Astrophys. J.* 141. 1184—1205.
6. Courtin R., Gautier D., Marten A., BeÂzard B., Hanel R. (1984) The composition of Saturn's atmosphere at Northern temperate latitudes from Voyager IRIS spectra: NH₃, PH₃, C₂H₂, C₂H₆, CH₃D, CH₄, and the Saturnian D/H ratio. *Astrophys. J.* 287. 899—916.
7. Dlugach Z. M., Morozhenko A. V., Vid'machenko A. P., Yanovitskij E. G. (1983) Investigations of the optical properties of Saturn's atmosphere carried out at the main astronomical observatory of the Ukrainian Academy of Sciences. *Icarus.* 54. 319—336.
8. Fletcher L. N., Baines K. H., Momary T. W., Showman A. P., Irwin P. G. J., Orton G. S., Roos-Serote M., Merlet C. (2011) Saturn's tropospheric composition and clouds from Cassini/VIMS 4.6—5.1 mm nightside spectroscopy. *Icarus.* 214. 510—533.
9. Fletcher L. N., Guerlet S., Orton G. S., Cosentino R. G., Fouchet T., Irwin P. G. J., Li L., Flasar F. M., Gorius N., Morales-Juberías R. (2017) Disruption of Saturn's quasi-periodic equatorial oscillation by the great northern storm. *Nature Astron.* 1. 765—770.
10. Fletcher L. N., Orton G. S., Teanby N. A., Irwin P. G. J., Bjoraker G. L. (2009) Methane and its isotopologues on Saturn from Cassini/CIRS observations. *Icarus.* 199(2). 351—167.
11. Giver L. P. (1978) Intensity measurements of the CH₄ bands in the region 4350 Å to 10,600 Å. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 19. 311—322.
12. Karkoschka E. (1994) Spectrophotometry of the Jovian planets and Titan at 300 to 1000 nm wavelength: The methane spectrum. *Icarus.* 111. 967—982.
13. Kawata K. (1978) Circular polarization of sunlight reflected by planetary atmosphere. *Icarus.* 33. 217—233.
14. Koskinen T. T., Guerlet S. (2018) Atmospheric structure and helium abundance on Saturn from Cassini/UVIS and CIRS observations. *Icarus.* 307. 161—171.
15. Lindal G. F. (1992) The atmosphere of Neptune: an analysis of radio occultation data with Voyager 2. *Astron. J.* 103. 967—982.
16. Macy W. Jr. (1976) An analysis of Saturn's methane 3 3 band profiles in the terms of an inhomogeneous atmosphere. *Icarus.* 29. 49—56.
17. Mischenko M. I. The program for computing far-field light scattering by polydisperse homogeneous spherical particles using the Lorenz-Mie theory. <https://www.giss.nasa.gov/~cirmim/publications/index.html>.
18. Morozhenko A. V. (1984) Jovian cloud stratification. *Sov. Astron. Lett.* 10. 323—325.
19. Morozhenko A. V. (2007) New determination of monochromatic methane absorption coefficients with regard to the thermal conditions in the atmospheres of giant planets. IV. Jupiter and Saturn. *Kinematics Phys. Celestial Bodies.* 23. 245—257.
20. Morozhenko A. V., Ovsak A. S. (2009) Dependence of the aerosol component of optical thickness and the relative concentration of methane on depth in atmospheres of giant planets. *Kinematics Phys. Celestial Bodies.* 25. 173—181.
21. Morozhenko A. V., Ovsak A. S. (2015) On the possibility of separation of aerosol and methane absorption in the long-wavelength spectral range for giant planets. *Kinematics Phys. Celestial Bodies.* 31. 225—231.
22. Morozhenko A. V., Ovsak A. S. (2017) On the probable change of the radius and nature of aerosol particles in the deep layers of Jupiter's atmosphere. *Kinematics Phys. Celestial Bodies.* 33. 88—93.
23. Morozhenko A. V., Ovsak A. S., Korsun P. P. (1995) Vertical structure of Jupiter's cloud layer before and after the impact by comet Shoemaker-Levy 9. *Kinematics Phys. Celestial Bodies.* 11. 1—13.

24. Morozhenko A. V., Ovsak A. S., Vid'machenko A. P., Tejfel V. G., Lysenko P. G. (2016) Imaginary part of the refractive index of aerosol in latitudinal belts of Jupiter's disc. *Kinematics Phys. Celestial Bodies*. 32. 30—37.
25. Mousis O. J., Atkinson D. H., and the Hera Team (2016) The Hera Saturn entry probe mission. A proposal in response to ESA call for a medium size mission opportunity in ESA's science programme for launch in 2019-2030 (M5). <https://arxiv.org/abs/1510.07685>
26. Ovsak A. S. (2013) Upgraded technique to analyze the vertical structure of the aerosol component of the atmospheres of giant planets. *Kinematics Phys. Celestial Bodies*. 29. 291—300.
27. Ovsak A. S. (2015) Vertical structure of cloud layers in the atmospheres of giant planets. I. On the influence of variations of some atmospheric parameters on the vertical structure characteristics. *Solar Syst. Res*. 49. 46—53.
28. Ovsak A. S. (2015) Changes in the characteristics of the upper layers of the jovian atmosphere from the data on the integral observations of the planetary disk. *Kinematics Phys. Celestial Bodies*. 31. 25—32.
29. Ovsak A. S. (2015) Variations of the volume scattering coefficient of aerosol in the jovian atmosphere from observations of the planetary disk. *Kinematics Phys. Celestial Bodies*. 31. 197—204.
30. Ovsak A. S. (2018) On determining the vertical structure of the aerosol component in the atmosphere of Saturn. *Kinematics Phys. Celestial Bodies*. 34. 37—51.
31. Ovsak A. S. (2019) On possible changes in the physical characteristics of the aerosol in the deep layers of the atmosphere of Saturn. *Kinematics Phys. Celestial Bodies*. 35(1). 28—37.
32. Ovsak O., Kostogryz N. (2013) The method of computer analysis a vertical structure of aerosol component in the atmospheres of the Giant planets. AGU Chapman Conference on Crossing Boundaries in Planetary Atmospheres: From Earth to Exoplanets, Annapolis, Maryland, abstract #1677256.
33. Ovsak A. S., Morozhenko A. V. (2017) Corrected spectral dependence of the imaginary part of the refractive index of aerosol in Jupiter's atmosphere in the short-wavelength spectral range. *Kinematics Phys. Celestial Bodies*. 33. 239—244.
34. Ovsak A. S., Tejfel V. G., Lysenko P. G. (2016) Vertical structure of the volume scattering coefficient of aerosol in latitude belts of Jupiter's disc. *Kinematics Phys. Celestial Bodies*. 32. 181—188.
35. Ovsak A. S., Tejfel V. G., Vid'machenko A. P., Lysenko P. G. (2015) Zonal differences in the vertical structure of the cloud cover of Jupiter from the measurements of the methane absorption bands at 727 and 619 nm. *Kinematics Phys. Celestial Bodies*. 31. 119—130.
36. Pérez-Hoyos S., Sanz-Requena J. F., Sánchez-Lavega A., Irwin P. G. J., Smith A. (2016) Saturn's tropospheric particles phase function and spatial distribution from Cassini ISS 2010—11 observations. *Icarus*. 277. 1—18.
37. Ragent B., Colburn D. S., Rages K. A., et al. (1998) The clouds of Jupiter: Results of the Galileo Jupiter mission probe Nephelometer experiment. *J. Geophys. Res*. 103(10). 22891—22909.
38. Roman M. T., Banfield Don, Gierasch P. J. (2013) Saturn's cloud structure inferred from Cassini ISS. *Icarus*. 225. 93—110.
39. Sánchez-Lavega A., Hueso R., Pérez-Hoyos S. (2007) The three-dimensional structure of Saturn's equatorial jet at cloud level. *Icarus*. 187. 510—519.
40. Santer R., Dollfus A. (1981) Optical reflectance polarimetry of Saturn's globe and rings: IV. Aerosols in the upper atmosphere of Saturn. *Icarus*. 48. 496.

41. Sromovsky L. A., Baines R. Y., Fry P. M. (2020) Saturn's south polar cloud composition and structure inferred from 2006 Cassini/VIMS spectra and ISS images. *Icarus*. 344. 113398.
42. Tejfel V. G., Usoltzeva L. A., Kharitonova G. A. (1971) The Spectral Characteristics and Probable Structure of the Cloud Layer of Saturn. Planetary Atmospheres, Proceedings from 40th IAU Symposium held in Marfa, Texas, Oct. 26-31, 1969. Edit. Carl Sagan, Tobias C. Owen, and Harlan J. Smith. International Astronomical Union. Symposium no. 40, Dordrecht, Reidel. 375.
43. Temma T., Chanover N. J., Simon-Miller A. A., Glenar D. A., Hillman J. J., Kuehn D. M. (2005) Vertical structure modeling of Saturn's equatorial region using high spectral resolution imaging. *Icarus*. 175. 464—489.
44. Vid'machenko A. P., Dlugach Zh. M., Morozhenko A. V. (1983) Nature of the optical inhomogeneity of Saturn's disk. *Astronomicheskii Vestnik*. 17(4). 216—224 (in Russian).
45. West R. (2014) Clouds and Aerosols in Saturn's Atmosphere. Saturn Science Conference 'Saturn in the 21st Century', The Pyle Center University of Wisconsin-Madison. (http://www.ssec.wisc.edu/meetings/21st_saturn/program/Oral_Presentations/Oral_Presentations_08062014/1.%20West_oral_SatSciConf2014.pdf)
46. Yelle R. V., Serigano J., Koskinen T. T., Horst S. M., Perry M. E., Perryman R. S., Waite J. H. (2018) Thermal structure and composition of Saturn's upper atmosphere from Cassini/Ion Neutral Mass Spectrometer Measurements. *Geophys. Res. Lett.* 45(20). 10951—10958.
47. Young R. E. (1998) The Galileo probe mission to Jupiter: Science overview. *J. Geophys. Res.* 103. 22775—22790.

O. S. Ovsak

Main Astronomical Observatory of National Academy of Sciences of Ukraine
Kyiv, Ukraine

ON THE ALTITUDINAL LEVEL DEPENDENCE
OF AEROSOL VOLUME SCATTERING COEFFICIENT
IN THE SATURN'S ATMOSPHERE. I. INTEGRAL DISK

Modern state of researches on the vertical structure, composition and microphysical parameters of aerosol component in the atmosphere of Saturn is considered. The disadvantages of applying the methods of model analysis of the giant planet atmospheres with the compulsory assignment of the number and parameters of aerosol layers artificially included in the model of the vertical structure of the atmosphere are noted. The advantages of the effective optical depth method using are listed. This method makes it possible to determine a qualitative picture of the altitudinal distribution of cloud cover in the giant planet atmospheres, and also to calculate a number of microphysical parameters of their aerosol component without preliminary designation of a model vertical structure. The reflectivity measurements data of Saturn integral disk in the spectral absorption bands of methane at 619, 727, 842, 864, and 887 nm are in use. The aerosol volumetric scattering coefficient dependence on the pressure in the upper atmosphere is calculated. The method of effective optical depth was applied. Model assumptions, quantitative ratios of the main atmospheric gases, and parameters of the size distribution function of aerosol particles are listed. On the studied altitude levels of Saturn's atmosphere, the continuous presence of aerosols with varying scattering properties was found. The altitude levels with the highest aerosols thickening have been determined. The most powerful in the planet's atmosphere cloud system has two maxima of the volume scattering coefficient at levels of about 270

and 430 mbar and an intermediate peak of about 1.0 bar. In the pressure range 2.2...8.0 bar, there is an extended aerosol layer with a scattering maximum determined in the pressure range of 3.8—4.8 bar, depending on the analyzed methane absorption band. The revealed significant dispersion differences in the combined dependence of the volumetric aerosol scattering coefficient indicate a probable change in the radius and / or nature of aerosol particles in the deep levels of Saturn's atmosphere.

Key words: Saturn, atmospheric aerosol, vertical structure, maximum scattering levels.

Стаття надійшла до редакції 11.12.2020

Після доопрацювання 12.02.2021

Прийнята до друку 18.02.2021