

DOI: <https://doi.org/10.15407/rpra29.04.293>
УДК 551.590.2+551.521.6+551.582: 550.388

І.Г. Захаров, Л.Ф. Черногор

Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна
майдан Свободи, 4, м. Харків, Україна
E-mail: giz-zig@ukr.net

ШИРОТНІ ОСОБЛИВОСТІ ВІДГУКУ ТРОПОСФЕРИ НА 27-ДЕННІ КОЛИВАННЯ СОНЯЧНОЇ АКТИВНОСТІ

Предмет і мета роботи. Тропосфера є природним каналом поширення метрових і більш коротких радіохвиль. Вивчення впливу сонячної активності (СА) на тропосферу важливе для підвищення точності прогнозів погоди та стану тропосферного радіоканалу. Метою роботи є виявлення та дослідження сонячно-тропосферних зв'язків на основі 27-денних циклів СА.

Методи та методологія. Дослідження проведено для двадцяти 27-денних циклів СА в інтервалі широт 0...80°N на чотирьох довготах: 30, 180, 240 та 330°E. Використано дані NOAA Physical Sciences Laboratory про атмосферний тиск на рівні моря, тропосферну температуру на рівні 1000 гПа, стратосферну температуру на рівні 50 гПа та швидкість зонального вітру (<https://psl.noaa.gov/data/timeseries/daily/>).

Результати. Виявлено достовірні 27-денні зміни атмосферних параметрів з максимальною амплітудою на середніх і високих широтах: тиск — до 12 гПа, температура у тропосфері — до 5.3 К, у стратосфері — до 3.5 К. Відносні амплітуди цих змін відповідають 27-денним змінам сонячного УФ-випромінювання з довжиною хвилі 205 нм (1.3 %). Спостерігаються протифазні зміни температури у тропосфері та стратосфері над континентами у західній і східній півкулях та протифазні зміни тиску над континентами й океанами. Зміна знака коливань температури з висотою відбувається поблизу тропопаузи з одночасною зміною висоти тропопаузи на ~1 км. У стратосфері на широті 60°N 27-денні коливання швидкості зонального вітру сягають десятків відсотків. Стійкий сонячний ефект спостерігається не лише взимку, але й влітку, хоча і з меншою амплітудою.

Висновки. Тропосфера, завдяки стратосферно-тропосферній взаємодії, демонструє високу чутливість до 27-денних змін сонячного УФ-випромінювання. Властивості 27-денних коливань атмосферних параметрів свідчать про важливу роль хвиль Россбі планетарного та метеорологічного масштабу у реалізації сонячного впливу.

Ключові слова: сонячна активність, 27-денний цикл, стратосферно-тропосферна взаємодія.

Вступ

Тропосфера є природним каналом поширення радіохвиль. Варіації параметрів тропосфери призводять до значних варіацій характеристик радіохвиль метрового та більш короткохвильового діапазонів. Саме ці варіації визначають потенційні тактико-технічні характеристики радіотехнічних систем наземного та космічного

базування. З іншого боку, стан тропосфери визначає стан системи «океан—суша—атмосфера», що формує погоду та клімат на планеті. Все це пояснює актуальність проблеми виявлення впливу сонячної активності (СА) на стан тропосфери. На відміну від добре вивченого впливу на верхню атмосферу, вплив СА на тропосферу є далеко не очевидним. Виявлення та дослідження

Цитування: Захаров І.Г., Черногор Л.Ф. Широтні особливості відгуку тропосфери на 27-денні коливання сонячної активності. *Радіофізика і радіоастрономія*. 2024. Т. 29. № 4. С. 293—307. <https://doi.org/10.15407/rpra29.04.293>

© Видавець ВД «Академперіодика» НАН України, 2024



Ця стаття відкритої доступу за ліцензією CC BY-NC-ND 4.0 (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/legalcode.uk>)

особливостей цього впливу є актуальною науковою задачею.

Зумовлені обертанням Сонця навколо своєї осі 27-денні цикли СА є зручним інструментом для статистичних досліджень впливу СА на земну атмосферу. На фазі спаду 11-річного сонячного циклу, завдяки тривало існуючим активним областям на Сонці, ці цикли мають високу подібність та забезпечують 27-денну повторюваність фізичних умов у системі «Сонце—Земля». Наразі вже отримано важливі результати про 27-денні коливання стратосферних параметрів під впливом сонячного ультрафіолетового (УФ) випромінювання [1–6]. Водночас сонячно-тропосферні зв'язки представлені лише поодинокими дослідженнями [7–10], які важко співставити між собою. Є значна кількість досліджень, докладно представлених в огляді [11], в яких вплив на погоду та клімат розглядають на основі 11-річних циклів СА. Найбільшою проблемою таких досліджень є недостатня однорідність рядів сонячних та атмосферних даних на інтервалах від десятків до сотень років [3].

Метою цієї роботи є виявлення та дослідження сонячно-тропосферних зв'язків на основі 27-денних варіацій СА.

У проведених раніше дослідженнях розглядали вплив СА переважно на тропічну атмосферу [11]. З огляду на це для виділення основних особливостей впливу доцільно провести дослідження на різних широтах. Наявність помітних відмінностей погоди на однакових широтах різних довгот потребує проведення таких досліджень для кількох довгот (зараз більшість досліджень обмежується зонально-усередненими змінами атмосфери). З урахуванням можливої ролі стратосфери у передачі сонячного впливу в тропосферу, будемо використовувати не лише тропосферні, але й стратосферні дані.

1. Дані та методи досліджень

Дослідження були проведені для північних широт (від 0° до 80°N з кроком 10°) на чотирьох довготах ($30, 180, 240$ та 330°E : Європа, Тихий океан, Північна Америка та Атлантичний океан, відповідно) з використанням даних NOAA Physical Sciences Laboratory за 2002–2004 рр. (<https://psl.noaa.gov/data/timeseries/daily>) щодо таких параметрів атмосфери: P_0 — атмосферний тиск на рівні

ні моря; T_{tr} — тропосферна температура на рівні 1000 гПа; T_{st} — стратосферна температура на рівні 50 гПа, що приблизно відповідає висоті 20 км. Параметри P_0 і T_{tr} характеризують стан нижньої (приземної) тропосфери, T_{st} — стан нижньої стратосфери. Оскільки ми досліджуємо лише північну півкулю, далі позначення північної півкулі (N) будемо опускати. Для широти 60° додатково використано дані про температуру T повітря та швидкість зонального вітру V_u на різних висотах, а також дані про P_0 , T_{tr} і T_{st} з кроком 30° уздовж меридіана.

Дослідження виконувалися для фази спаду 23-го 11-річного сонячного циклу, коли завдяки тривало існуючим активним областям на Сонці 27-денна повторюваність умов у системі «Сонце—Земля» виражена найбільше. Для розрахунків методом накладених епох було відібрано 20 найбільш подібних між собою 27-денних циклів СА з максимальними амплітудами.

Часові зміни СА оцінювалися за допомогою індексу $F_{10.7}$ — потоку сонячного радіовипромінювання з довжиною хвилі 10.7 см (Das Helmholtz-Zentrum Potsdam — Deutsches GeoForschungsZentrum; <https://kp.gfz-potsdam.de/en/data#c222>). Для оцінки амплітуди 27-денного циклу СА в УФ-діапазоні використано дані про інтенсивність основних ліній Mg II (компаративний індекс Mg II) з сайту Institut für Umweltphysik — Universität Bremen (<https://www.iup.uni-bremen.de/UVSAT/data/>). Для кількісної оцінки сонячного впливу враховано, що 1 % змін індексу Mg II відповідає змінам УФ-випромінювання з довжиною хвилі 205 нм на 0.61 % [1]. У нашому випадку середні 27-денні зміни Mg II становили 2.1 %, що, згідно з [1], дає середню амплітуду 27-денних варіацій УФ-випромінювання 1.3 % і дорівнює ~22 % від змін у 11-річному циклі СА.

Для вибору нульового дня при проведенні розрахунків методом накладених епох використано також дані з сайту NOAA National Centers for Environmental Information (<https://www.ngdc.noaa.gov/stp/solar/sunasastar.html>) про середню величину магнітного поля Сонця, B_m , яка із затримкою у 4–5 днів визначає секторну структуру міжпланетного магнітного поля (ММП) поблизу орбіти Землі. Як нульовий день для розрахунків з використанням даних про B_m було обрано день переходу від позитивних до негативних значень B_m , який зазвичай збігається у часі з

процесом перез'єднання магнітних ліній ММП та магнітного поля Землі з наступною різкою активізацією процесів, що розглядаються у сонячно-земній фізиці.

Для оцінки стану атмосфери перед нульовим днем та для оцінки можливого запізнення відгуку атмосфери на сонячний вплив розрахунки проведено також до нульового дня та після 27-го дня, так що сумарно розглядаються атмосферні процеси протягом двох послідовних 27-денних циклів СА. З масиву даних методом ковзного усереднення виключено варіації з періодом понад 29 днів, які будемо позначати літерою Δ . Кутова швидкість обертання Сонця становить 25...31 добу (збільшується з підвищенням геліошироти), але на фазі спаду сонячного циклу сонячні плями утворюються переважно на широтах нижче 15° , тому за розглянутий період не було циклів більше за 29 днів.

2. Результати

Добре відомо, що мінливість тиску та інших атмосферних параметрів збільшується з широтою як для абсолютних значень цих показників, так і для їх відхилень від місячної медіани. Оскільки ці величини характеризують зміни атмосфери, зумовлені сумарним впливом різних чинників, можна припустити, що частина цього впливу — сонячний вплив — також припадатиме на позатропічну атмосферу. Згідно з багаторічними даними [12], які цілком підтверджуються даними за розглянуті роки, довготні варіації тиску на високих широтах характеризуються максимумами над континентами, а саме над Євразією (довготи від 5 до 155° на широті 60°) та Північною Америкою (довготи від 195 до 295°). Мінімуми тиску припадають на акваторію (Атлантичний та Тихий океани). Температура у тропосфері, у першому наближенні, змінюється у протифазі до тиску. Тобто довготні зміни тиску і температури не є випадковими та пов'язані з властивостями підстильної поверхні, насамперед, з їх контрастом на межі «суша—море». Виходячи з цього, для виявлення основних широтних змін тропосфери важливо розглянути ці зміни над двома континентами та двома океанами. Для подальшого дослідження обрано переважно континентальні довготи 30 і 240°E (Європейсько-Африканські та Північно-Американські довготи) та морські

довготи 180 і 330°E (Тихоокеанські та Атлантичні довготи). Європейсько-Африканська довгота замість центральної частини Євразії обрана через те, що нам потрібно оцінити, серед іншого, контрасти «суша—море», важливі для генерації хвиль Россбі. Обрані довготи також перетинають такі відомі структури, як Азорський максимум, Алеутський та Ісландський мінімуми.

Для цих довгот були розраховані середні широтні варіації атмосферних параметрів протягом обраних 27-денних циклів СА. Приклад результату для довготи 240°E у вигляді контурних карт представлено на рис. 1. Завдяки усередненню та інтерполяції ці дані добре підкреслюють наявність і спільні властивості 27-денних коливань атмосферних параметрів — максимальну амплітуду коливань на високих широтах (для тиску — також на середніх) та зміну знака коливань на окремих широтах. Видно також, що тропосферна та стратосферна температури змінюються у протифазі. Якщо розглядати широтні зміни для окремих днів без усереднення, то проявляється ще одна особливість: положення широтних максимумів систематично мігрують по широті навколо середнього положення, але навіть за найбільших зміщень не виходять за межі позатропічної атмосфери.

2.1. Широтні варіації

Розглянемо широтні варіації параметрів атмосфери, що відповідають фазам мінімуму та максимуму 27-денного циклу СА (рис. 2). На рис. 2 окремі графіки приведені до однакового розміру, тому для оцінки амплітуди змін слід звертати увагу на шкалу вертикальної осі. Максимальні зміни температури над континентами зазвичай точно припадають на фази мінімуму та максимуму 27-денного циклу СА, що добре видно на рис. 1. Над океанами та для приземного тиску екстремуми атмосферних показників можуть бути дещо зміщені.

Відзначимо особливості, притаманні всім розглянутим показникам на всіх довготах. По-перше, це різке зменшення амплітуди коливань на широтах нижче $20...40^\circ$, але навіть за такої малої амплітуди різниця між значеннями показників для максимуму і мінімуму 27-денного циклу СА не зникає та часто має протилежний знак по відношенню до середніх широт. По-друге, це різка

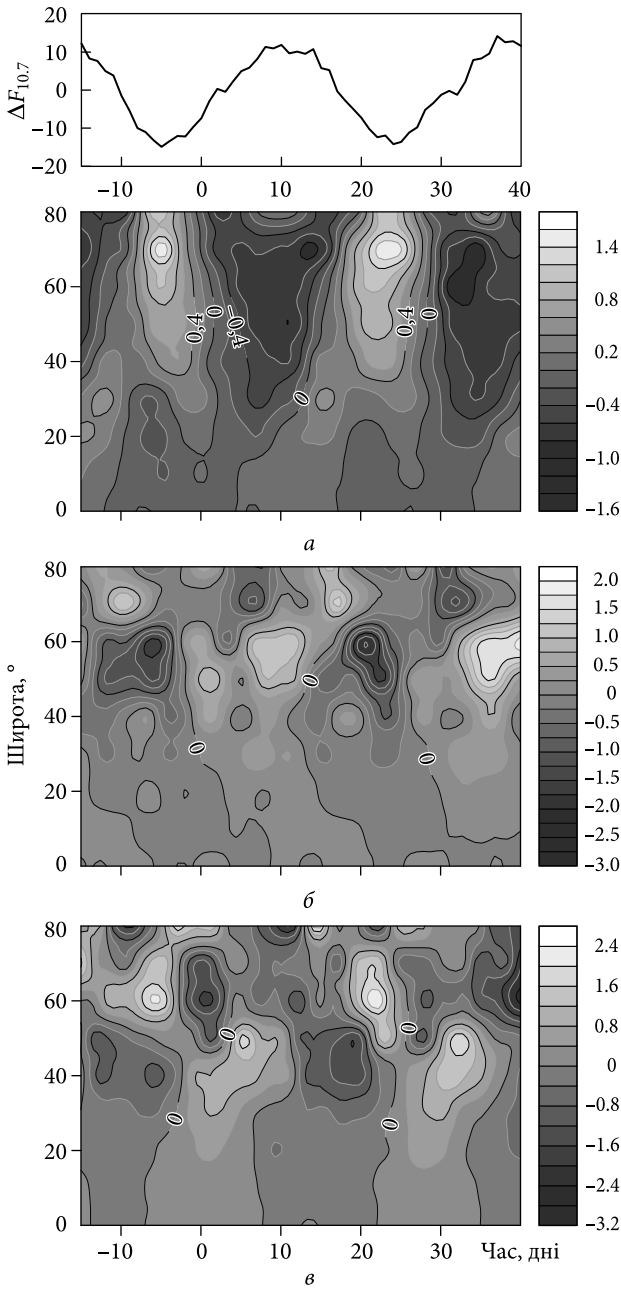


Рис. 1. Контурні діаграми у координатах «час—широта» 27-денних змін стратосферної температури (а), приземної температури (б) і тиску (в) на довготах Північної Америки. Зверху показано відповідні зміни СА (індекс $F_{10.7}$)

зміна знака коливань на деяких широтах, які далі будемо називати перехідними. Найчастіше тут відбувається різкий перехід до протифазних коливань, інколи — швидка зміна амплітуди коливань. Виділяються дві основні широтні зони зміни знака коливань: $20...40^\circ$ і $50...70^\circ$.

Положення перехідних широт змінюється з довготою. Через те, що ми розглядаємо лише чо-

тири довготи, неможливо визначити, чи утворюють перехідні широти суцільну довготну зону і чи мають вони значні локальні особливості. Проте навіть за таких умов цей факт є важливим. Він вказує на те, що вплив СА реалізується, скоріш за все, через перебудову глобальної циркуляції, яка супроводжується узгодженими змінами атмосферних показників у регіонах, розташованих на великих відстанях один від одного по широті чи довготі. Пов'язані між собою зміни атмосферних параметрів на далеких відстанях відображають відоме явище далекодії, яке пов'язують із здатністю хвиль Россбі переносити енергію, волюгу та імпульс на великі відстані [13–16].

У стратосфері виділяється одна основна перехідна широта в інтервалі $25...40^\circ$. Коливання ΔT_{st} над континентами (30 і $240^\circ E$) відбуваються у протифазі на всіх широтах (коефіцієнти кореляції R на різних широтах — до 0.60), окрім низьких. Протифазність змін ΔT_{st} над Тихим і Атлантичним океанами фіксується лише у вузькому інтервалі середніх широт. Над океанами фаза коливань ΔT_{st} зміщена відносно континентів і слабо відрізняється між Тихим та Атлантичним океанами. Амплітуда 27-денних коливань ΔT_{st} на високих широтах досягає 3.5 К.

У тропосфері значні коливання ΔT_{tr} з амплітудою до 5.3 К спостерігаються на широтах вище 40° . Коли значення $|\Delta T_{tr}|$ на широтах $60...70^\circ$ максимальні над континентами, вони мінімальні над океанами, і навпаки. Додатковий слабкий максимум амплітуди ΔT_{tr} спостерігається на широтах $30...40^\circ$, також по чергово над суходолом і морем.

Над континентами максимумами ΔT_{tr} частіше спостерігаються на широті 60° , над океанами — на широті 70° . Двадцятисемиденні коливання ΔT_{tr} найбільші за амплітудою над континентами, причому у протифазі на довготах 30 і $240^\circ E$ та одночасно — у протифазі до стратосферної температури ΔT_{st} . Над океанами (180 і $330^\circ E$) амплітуда ΔT_{tr} помітно менше (більше ніж удвічі, окрім високих широт), протифазність змін між ΔT_{tr} і ΔT_{st} також виражена слабше або відсутня.

2.2. Особливості у змінах між західною і східною півкулями

Протифазність змін ΔT_{tr} і ΔT_{st} найбільш очевидна для широтних максимумів температури над

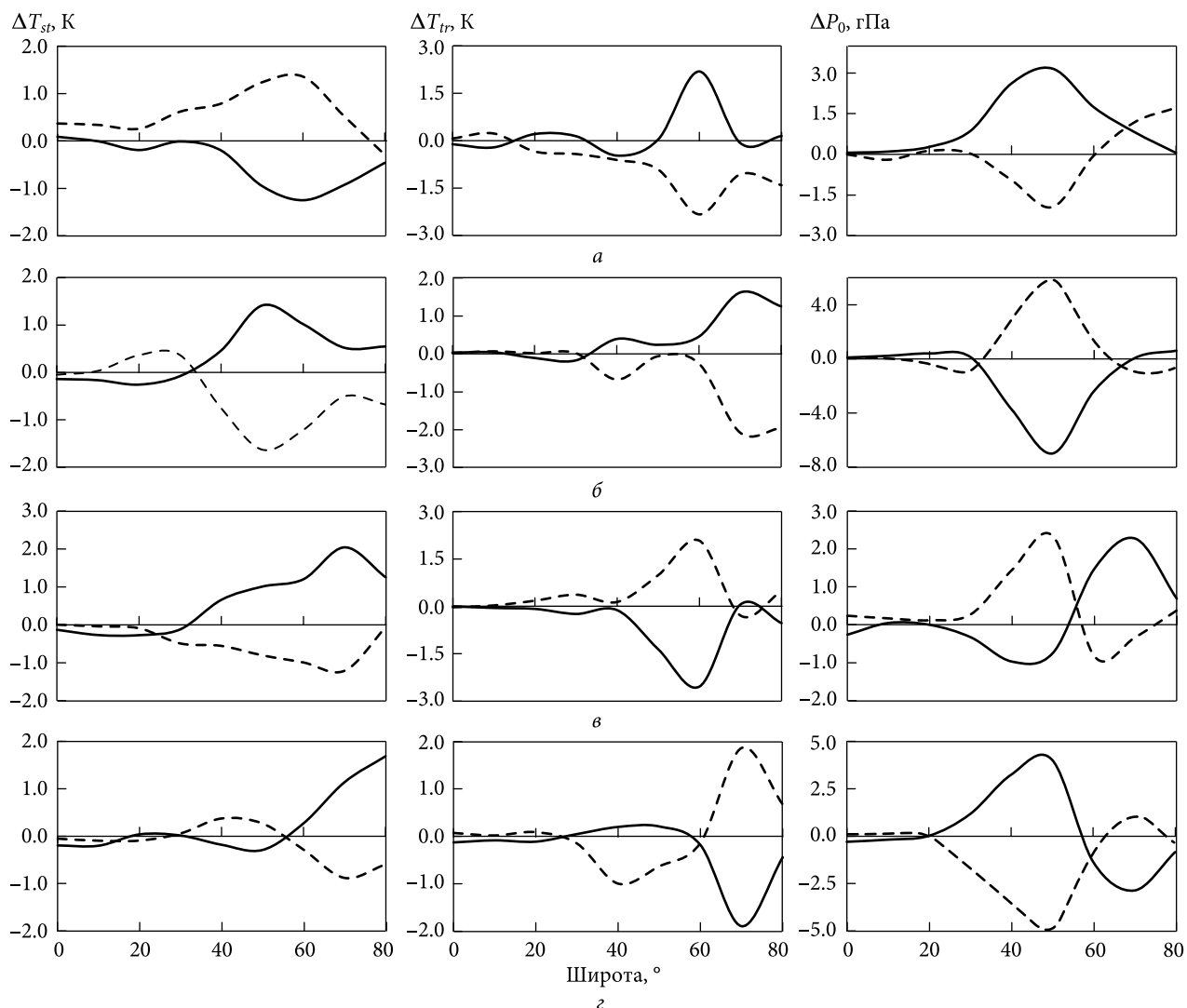


Рис. 2. Широтні зміни атмосферних показників на окремих довготах, що відповідають фазам мінімуму (суцільна лінія) і максимуму (штрихова лінія) 27-денних циклів СА: а – 30°E, б – 330°E, в – 240°E, з – 180°E

континентами. На рис. 3 показано часовий хід різниці приземної температури між західною та східною півкулями $\Delta T_{tr}(WE)$ у 27-денному сонячному циклі. Наведено також зміни різниці стратосферної температури $\Delta T_{st}(WE)$ між півкулями. На верхньому графіку для порівняння наведено середні 27-денні зміни СА (індекс $F_{10.7}$). Окрім максимальних значень на широті 60°, наведено також різницю температур на широтах 50° у тропосфері та 70° у стратосфері, де ці зміни також значні. Скоріш за все, у тропосфері широтний максимум $\Delta T_{tr}(WE)$ розташований дещо південніше широти 60°, а у стратосфері – максимум $\Delta T_{st}(WE)$ розташований північніше цієї широти.

Звертає на себе увагу строга протифазність змін різниці температури в тропосфері та стратосфері ($R = -0.79 \pm 0.05$) між півкулями, при цьому екстремуми коливань співпадають з екстремумами СА ($R = -0.77 \pm 0.05$ та $R = +0.73 \pm 0.06$, відповідно). Якщо припустити, що зміни у тропосфері запізнюються відносно змін СА та температури у стратосфері, то коефіцієнт кореляції між змінами $\Delta F_{10.7}$ і $\Delta T_{tr}(WE)$ збільшується (за модулем) до $R = +0.87 \pm 0.03$.

Максимальні зміни різниці температури між півкулями на широті 60° сягають 8.7 K у тропосфері та 5.3 K у стратосфері у порівнянні з різницею фонових значень температур упродовж 2002–2004 рр.: –2.1 K (вище над Європою) та

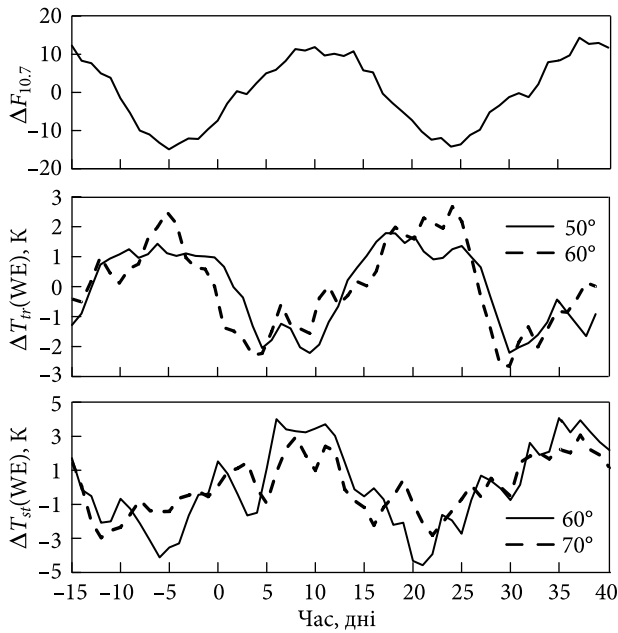


Рис. 3. Різниця температури між Європою (30°E) і Північною Америкою (240°E) у 27-денному циклі СА

7.3 К (вище над Північною Америкою), відповідно, тобто у тропосфері під впливом СА знак різниці температур між півкулями може змінюватися на протилежний.

2.3. Вплив хвиль Россбі

Оскільки розглянуті зміни температури максимальні на високих широтах над континентами, можна припустити, що їм відповідає почергове зміщення полярного кола низьких температур у тропосфері то у бік Європи, то у бік Північної Америки. Оскільки температура у стратосфері, у середньому, збільшується з широтою, те ж саме зміщення у стратосфері має протилежний знак. Цим зміщенням відповідає перша зональна мода хвиль Россбі планетарного масштабу ($m = 1$). Роль хвиль підкреслюється також тим, що міжпівкульні температурні коливання найбільше виражені на широтах максимальної активності хвиль Россбі та майже не проявляються на широтах 0...10° та 70...80°.

Для протифазних 27-денних коливань стратосферної та тропосферної температури повинна бути висота, на якій відбувається зміна знака. З огляду на це ми розглянули висотні профілі температури для пари довгот 30 і 240°E, де протифазність змін виражена найбільше. Розрахунки

показали, що зміна знака коливань відбувається поблизу висоти з мінімальною температурою, тобто поблизу тропопаузи (рис. 4, а), при цьому висота тропопаузи також змінюється приблизно на 1 км. Фаза 27-денних коливань температури співпадає у межах всієї тропосфери та протилежна фазі коливань у стратосфері (у межах розглянутих висот). У діапазоні 250...70 гПа (поблизу тропопаузи та над нею: ~10...18 км на широті 60°N) спостерігаються коливання температури з періодом 13–14 днів як результат накладення 27-денних коливань протилежного знака. Водночас це вказує на діапазон висот, де через часткове проникнення хвиль знизу формується перехідна зона між тропосферою та стратосферою, відома сучасним дослідникам як найнижча стратосфера [17].

Розрахунки окремо для зимового та літнього сезонів показали, що встановлені особливості висотних змін температури притаманні обом сезонам (рис. 4, б). Згідно з класичними уявленнями, хвилі Россбі планетарного масштабу поширюються вгору лише за умови, що мають хвильове число $m = 1, 2$ і лише у зимовий період (критерій Чарні–Дразіна [18]). Можна констатувати, що існує можливість їх поширення за інших умов, додатково враховуючи вплив інших типів хвиль. Зокрема, показано [19, 20], що в стратосфері до рівня 50 гПа часто виявляються риси тропосферної циркуляції синоптичного масштабу.

Максимальні амплітуди ΔP_0 (до 12 гПа) припадають на середні широти. Зміна знака коливань відбувається поблизу широт 30 і 60°. Зазвичай, перехідним широтам для ΔP відповідають максимуми приземної температури — ймовірно, через загальну тенденцію до спадної залежності між тиском та температурою в атмосфері. Для пари довгот 30–330°E («Європа–Атлантика») спостерігається по одному середньоширотному максимуму у протифазі один до одного, для пари 180–240°E («Північна Америка — Тихий океан») є також максимуми меншої амплітуди на високих широтах, також у протифазі один до одного. Серед розглянутих довгот найбільші зміни ΔP_0 відбуваються над океанами, особливо над Атлантикою, але лише в межах середніх широт.

Для обох пар довгот «суша–море» зміни тиску відбуваються у протифазі, якнайменш, у межах середніх широт (коефіцієнти кореляції досяга-

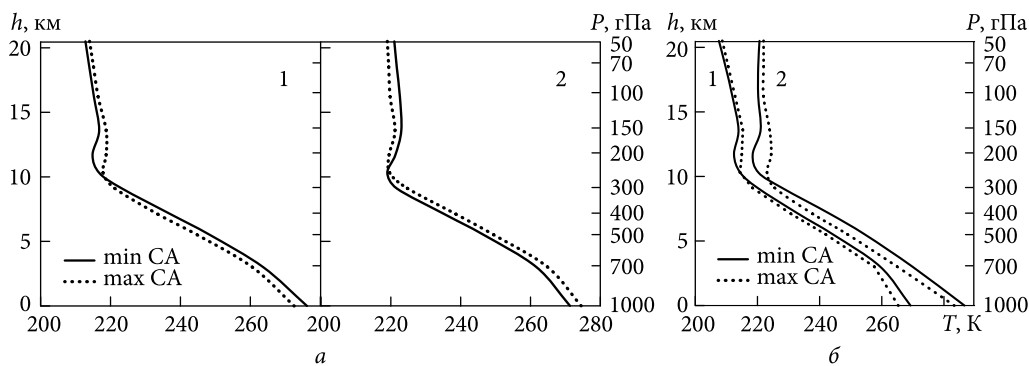


Рис. 4. Висотний профіль температури на широті 60° у мінімумі і максимумі 27-денного циклу СА: а — для різних довгот (1 — довгота 30°E , 2 — довгота 240°E); б — для різних сезонів на довготі 30°E (1 — зима, 2 — літо)

ють значень $R = -0.70$), тому не дивно, що тут найбільш виразними є зміни не абсолютних значень, а зонального баричного градієнта $\text{grad}(\Delta P_0)$ між континентом та океаном. Максимальні зміни $\text{grad}(\Delta P_0)$ припадають на широту 50° , де амплітуда 27-денних коливань (до 20 гПа) значно перевищує середню різницю тиску між континентом та океаном за розглянуті роки (4.5 гПа — між довготами 30 і 330°E , 10.4 гПа — між довготами 180 і 240°E) та призводить до зміни знака $\text{grad}(\Delta P_0)$ в інтервалі широт $36\dots 53^\circ$, що, безумовно, може відчутно впливати на погоду. Подібні зміни форми баричного поля притаманні хвилям Россбі із зональним хвильовим числом $m = 2$.

Як і для ΔP_0 , максимуми $\text{grad}(\Delta P_0)$ протягом 27-денного циклу СА мігрують по широті в межах позатропічної атмосфери — так само, як і струменева течія, що утворюється хвилями Россбі. Таку подібність можна розглядати як додаткове підтвердження важливої ролі хвиль Россбі у передачі сонячного впливу на тропосферу.

Розрахунки змін ΔP_0 і $\text{grad}(\Delta P_0)$ окремо для зимового та літнього півріч показали, що амплітуда їх 27-денних коливань узимку виявилася ще більшою, ніж у середньому, і сягала для $\text{grad}(\Delta P_0)$ 24 гПа. Фази 27-денних коливань також проявилися максимально чітко, особливо для різниці тиску між Європою та Атлантичним океаном. Ці результати ще раз підкреслюють, що головну роль у динаміці зимової атмосфери відіграють хвилі Россбі планетарного масштабу з малими зональними хвильовими числами $m = 1\dots 3$ [21]. Для літнього сезону, незважаючи на меншу амплітуду (близько 11 гПа для $\text{grad}(\Delta P_0)$), 27-денні коливання тиску були також достатньо очевид-

ними, що може свідчити про активність хвиль Россбі принаймні синоптичного масштабу з хвильовими числами $m > 3$.

2.4. Усереднені зональні варіації

Розглянемо коротко зонально-усереднені зміни температури і тиску. Оскільки на окремих довготах зміни цих параметрів часто відбуваються у протифазі, їх зонально-усереднені зміни очікувано мають значно меншу амплітуду (рис. 5, а). Більш за все амплітуда зменшується на широтах $50\dots 70^\circ$, де протифазність змін на окремих довготах виражена найбільше. На низьких і високих широтах, де протифазність змін на різних довготах виражена слабо або відсутня, 27-денний цикл у всіх зонально-усереднених параметрах добре виражений.

Зазначений характер змін зонально-усереднених показників підкреслюють також широтні зміни коефіцієнтів кореляції між $\Delta F_{10.7}$ і відповідним параметром (рис. 5, б): очевидно, що максимальні значення $|R|$ припадають на край розглянутого діапазону широт. На низьких широтах у максимумі 27-денного циклу СА зонально-усереднена стратосферна температура підвищується, на середніх і високих — знижується. Для тропосферної температури зміни на низьких і високих широтах аналогічні, на середніх — близькі до нуля. Тиск у максимумі СА зменшується на низьких і високих широтах, збільшується — на середніх широтах. Водночас зміни знака R підкреслюють наявність перехідних широт. Для ΔT_{st} зміна фази коливань припадає на широту $\sim 40^\circ$, для ΔP_0 — 35° та $60\dots 65^\circ$. Значення R для

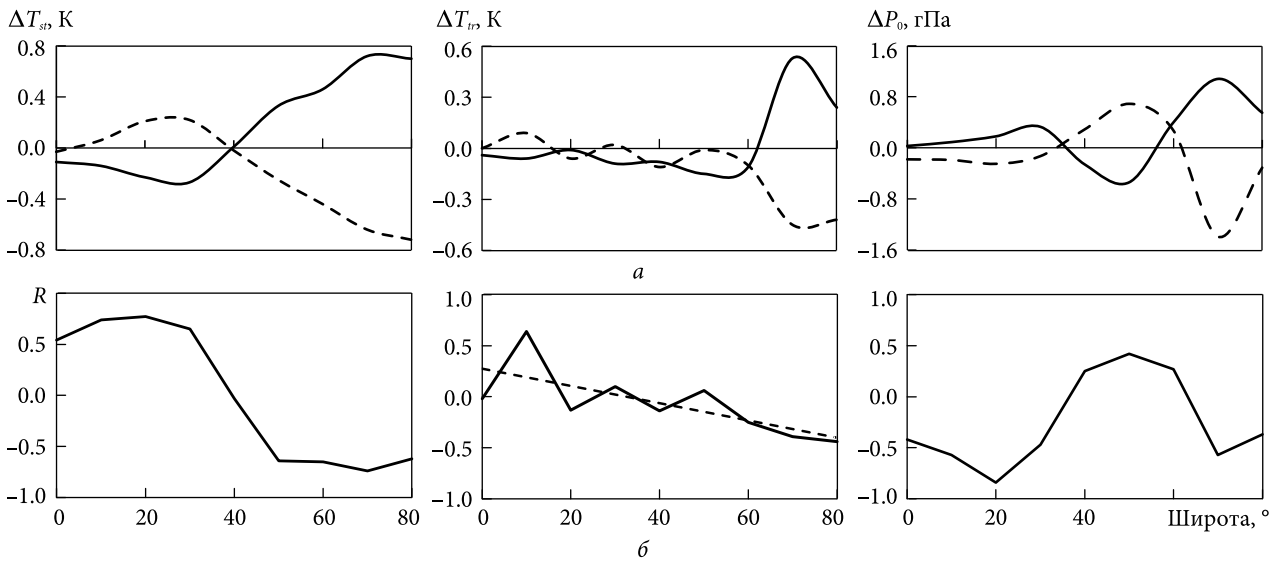


Рис. 5. Зонально-усереднені широтні зміни атмосферних показників, що відповідають фазам мінімуму (суцільна лінія) і максимуму (штрихова лінія) 27-денних циклів СА (а), та кореляція між змінами СА (індекс $F_{10.7}$) і атмосферними показниками на різних широтах (б)

ΔT_{tr} близькі до нуля у всьому діапазоні середніх широт, тому тут положення перехідної широти визначити важко.

У тропосфері зміни тиску свідчать про три широтні зони сонячного впливу, які добре узгоджуються з відомими комірками глобальної циркуляції атмосфери, а саме Гадлі, Феррела та полярної атмосфери. У стратосфері широті 30...40° відповідає так звана широта повороту [22], яка відділяє тропічний апвелінговий регіон від зони низхідного потоку циркуляції Брюера–Добсона.

Таким чином, зонально-усереднені зміни атмосферних параметрів помітно спотворюють особливості 27-денних циклів в атмосфері: якщо на окремих довготах цей цикл найкраще виражений і має максимальну амплітуду на широтах 50...70°, то для зонально-усереднених показників він проявляється на низьких і високих широтах, але зі значно меншою амплітудою. Незва-

жаючи на це, зонально-усереднені показники демонструють наявність сонячного впливу на всіх широтах.

2.5. Амплітуда сонячного впливу

Різниця широтних змін розглянутих параметрів для фаз мінімуму та максимуму 27-денного циклу СА, наведених на рис. 2, визначає сумарну амплітуду (A) сонячного впливу на атмосферу. Розраховано також відносну амплітуду ефекту СА в атмосфері (A_{rel}) у відсотках щодо фонових значень показника на заданій широті за 2002–2004 рр. (див. табл. 1). Величина A_{rel} стратосферної температури практично співпадає з наведеною вище відносною амплітудою (1.3 %) 27-денних варіацій УФ-випромінювання з довжиною хвилі 205 нм, що відповідає за утворення озону. Значення A_{rel} приземної температури дещо більше, а приземного тиску — дещо менше цієї величини. Оскільки зміни температури та тиску в атмосфері тісно пов'язані між собою, можемо оцінити A_{rel} у приземній атмосфері в цілому як середню для тиску і температури, яка практично співпадає зі змінами у стратосфері і становить 1.37 %.

Незважаючи на різкі зміни показників з підвищенням широти, як видно з рис. 2 та 5, через невелику відносну амплітуду ефекту вони не призводять до різких змін характеру широтних варіацій тиску та температури. Навіть у зоні най-

Таблиця 1. Відносна амплітуда сонячного ефекту в атмосфері A_{rel} %

Показник	Довгота, °E				Середнє значення	
	30	180	240	330		
Стратосферна температура	1.3	1.3	1.5	1.4	1.38	1.38
Тропосферна температура	2.0	1.5	1.9	1.7	1.78	1.37
Тиск на рівні моря	0.6	1.1	0.6	1.5	0.95	1.37

більш значних змін приземної температури меридіональний градієнт температури змінюється не більше ніж на 30 %, що значно менше, ніж зміни температури та тиску по довготі, здатні навіть змінити знак різниці тиску на межі «суша—море» чи різницю температур між півкулями.

Установлені 27-денні варіації атмосферних параметрів мають в області широтних максимумів високу статистичну достовірність: рівень значущості $p < 0.05$ і навіть $p < 0.01$. На низьких широтах, де амплітуди ефектів та їх статистична достовірність менші ($p < 0.1$), 27-денний цикл все одно достатньо очевидний, особливо для результатів у вигляді контурних діаграм (рис. 1). Для розглянутих довгот часові варіації атмосферних параметрів поблизу широтних максимумів тісно пов'язані зі змінами СА: коефіцієнти кореляції до $|R| = 0.87$. Для зонально-усереднених часових варіацій атмосферних параметрів зв'язок із СА очевидний на низьких та високих широтах і значно слабшає на середніх широтах.

3. Обговорення

Отримані авторами результати свідчать про існування 27-денних варіацій атмосферних параметрів під впливом СА. Якщо вплив 27-денних циклів СА на стратосферу достатньо повно представлений у літературі [1–6], то їх вплив на тропосферу раніше майже не розглядався, тому для порівняння будемо використовувати більш широке коло досліджень. Виходячи з установлених закономірностей широтних, довготних і висотних змін в атмосфері, представляється очевидною роль хвиль Россбі у 27-денних сонячно-зумовлених змінах атмосфери. Дослідження впливу 11-річного циклу СА на атмосферу також свідчать про значну роль хвиль Россбі (див. огляд [11] та перелік посилань до нього). Крім того, визначальну роль хвиль Россбі показано у процесах стратосферно-тропосферної взаємодії, особливо під час таких потужних збурень як раптові стратосферні потепління (див., наприклад, [21, 23–27]). У табл. 2 наведено узагальнені відомості про стратосферно-тропосферну взаємодію за літературними даними (в основному, за даними оглядів [11, 24]). На основі даних про хвильову активність в одній таблиці поєднано результати досліджень як сонячно-земних

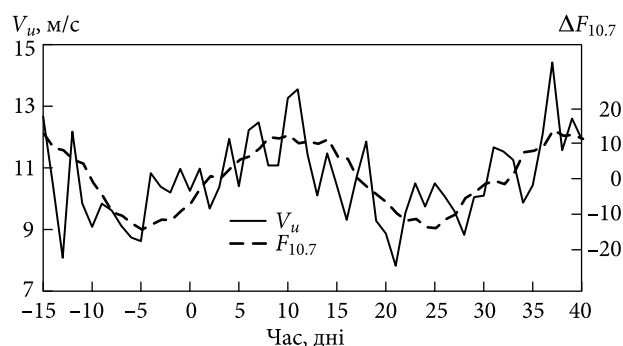


Рис. 6. 27-денні коливання швидкості зонального вітру на широті 60° поблизу тропопаузи (250 гПа) у порівнянні зі змінами СА (індекс $F_{10.7}$)

зв'язків, так і раптові стратосферні потепління. В останніх двох графах наведено наші результати. В основному, наведені в таблиці дані стосуються зонально-усереднених змін; якщо вказуються також зміни на окремих довготах, то використовуються позначення, наведені в примітках до таблиці.

Безпосередньо активність хвиль Россбі ми не розглядали, однак маємо для цього опосередкований показник у вигляді різниці приземного тиску «суша—море», що характеризує контраст між ними, необхідний для генерації хвиль Россбі. Для оцінки стратосферного полярного струменя (який значною мірою характеризує також силу стратосферного полярного вихору), ми додатково розглянули варіації швидкості зонального вітру V_u для широти 60° на рівні 250 гПа (поблизу тропопаузи, де ми зафіксували зміну знака 27-денних коливань температури повітря) та на рівні 50 гПа. Результати на обох висотах подібні. На рис. 6 наведено, як приклад, зонально-усереднені часові варіації V_u на рівні 250 гПа, які свідчать про зміни V_u на десятки відсотків, при цьому вони відбуваються у фазі з 27-денним циклом СА: коефіцієнт кореляції між V_u і $\Delta F_{10.7}$ становить $R = 0.83 \pm 0.04$. Зміни вітру на окремих довготах різняться за величиною, але, на відміну від температури, слабо відрізняються фазою, тому зонально-усереднені зміни мають високу статистичну надійність ($p < 0.05$).

Для порівняння інших показників потрібно мати на увазі, що наведені в науковій літературі дані зазвичай стосуються переходу від спокійних до збурених умов (раптове стратосферне потепління чи зростання СА). Ми розглядали

сонячні збурення по відношенню до середнього рівня, відповідно, маємо як позитивні, так і негативні відхилення. Отже, замість стабільного чи збуреного полярного вихору ми фіксуємо періодичні зміщення у протилежних напрямках з відповідними змінами температури, хоча суть явища в обох випадках одна й та сама. Зміни форми вихору, які проявляються у зміні з кола на еліпс форми ліній рівних значень тиску, можна трактувати як початкову стадію розщеплення полярного вихору. Безпосередньо розщеплення вихору ми не спостерігали, оскільки це явище притаманне потужним раптовим стратосферним потеплінням [26].

У нашому випадку зростання СА призводить до зростання зонально-усередненої стратосферної температури на низьких широтах і до зменшення — на високих, хоча ці зміни становлять лише частку протифазних змін температури над Європою та Північною Америкою. Подібні зміни для зонально-усередненої температури встановлено також в 11-річному циклі СА [11, 28], які пояснюють конкуренцією радіаційного та динамічного контролю стратосфери. Під впливом УФ-випромінювання найбільше зростає температура верхньої тропічної стратосфери. Посилення радіаційного контролю призводить до зменшення динамічного (хвильового) впливу, що призводить до слабшої циркуляції Брюера–Добсона та менш збуреного полярного вихору, що і відображено в табл. 2. Водночас ці зміни призводять до підвищення температури нижньої екваторіальної стратосфери й охолодження полярної стратосфери. Однак ця перебудова стратосфери відбувається протягом кількох місяців (протягом всього зимового сезону), тоді як ми фіксуємо значно швидші зміни протягом 27-денного циклу СА, тому питання про механізм впливу залишається відкритим.

Через порівняно великий крок по широті зміщення тропосферної струменевої течії ми не фіксували, однак впевнено зафіксовані зміни висоти тропопаузи, які, як відомо, пов'язані з розмірами комірки Феррела (див., наприклад, [29]) та супроводжуються зміщенням струменевої течії.

У цілому для стратосфери наші та встановлені раніше іншими дослідниками результати мають значну подібність (наявність 27-денних циклів зонально-усередненої температури з амплітудою

~1 К, збільшення ефекту на високих широтах узимку). Додатково ми виявили значні довготні особливості, що перевершують за величиною зміни зонально-усереднених показників. У тропосфері, незважаючи на подібність у цілому, відмінностей стає більше. У [24] стверджується, що зміни тропосферної зонально-усередненої температури незначні; у [11] відзначають невеликі (до 1 К) зміни температури переважно на низьких широтах, тоді як ми фіксуємо найбільші зміни (~5 К) на високих широтах. Для зонально-усередненого атмосферного тиску замість двох комірок [24] ми фіксуємо три зі зміною знака коливальних межі кожної з них. Насамперед, це можна пов'язати з максимальною увагою інших авторів до тропічної атмосфери та використанням зонально-усереднених показників; наші результати за цих умов також мають менші амплітуди.

Значними є також сезонні особливості ефектів: ми фіксуємо зміни в атмосфері як взимку, так і влітку, хоча і з меншою амплітудою, тоді як інші дослідники концентрують увагу на процесах у зимовій атмосфері. Незважаючи на різницю амплітуд, 27-денні коливання тропосферних показників (температура, тиск, зональний вітер і висота тропопаузи) якісно подібні між собою і влітку, і взимку. У стратосфері лише зональний вітер влітку і взимку змінюється переважно у протифазі, при цьому амплітуда коливальних взимку приблизно в 4 рази більша. Протилежні за знаком 27-денні зміни стратосферної температури зафіксовані лише на високих широтах і лише на окремих довготах.

Наявність сталих 27-денних змін у тропосфері не лише взимку, але й влітку свідчить про те, що хвилі Россбі планетарного масштабу є важливим, але не єдиним рушієм стратосферно-тропосферної взаємодії. Найбільш очевидними факторами взаємодії можуть бути також хвилі Россбі синоптичного масштабу [19, 20] та внутрішні гравітаційні хвилі [30, 31], оскільки їх активність не обмежена зимовим сезоном. Жорсткі умови для поширення вгору хвиль Россбі за критерієм Чарні–Дразіна [18], ймовірно, можуть бути послаблені за рахунок взаємодії «хвиля—хвиля», що, у кінцевому рахунку, вплине на інтенсивність взаємодії тропосфери та стратосфери [32–38].

Можлива також роль інших факторів. Зокрема, в [28] зазначено, що перебудова зимової стра-

тосфери під впливом СА може поширитися і на літню півкулю. Показано також, що навіть за умов меншої хвильової активності в літній стратосфері реакція озону на сонячне УФ-випромінювання грає важливу роль у модуляції літньої стратосферної циркуляції [39].

Таким чином, у цілому спостерігається достатньо висока подібність атмосферних процесів, установлених у нашому дослідженні 27-денних варіацій СА та відомих з літератури, як для 11-річних циклів, так і для раптових стратосферних потеплінь, хоча ми розглядали значно менші часові масштаби і менші величини впливу. З цього

можна зробити два висновки: 1) СА не створює окремого каналу впливу на атмосферу, а реалізує свій вплив через існуючі механізми стратосферно-тропосферної взаємодії; 2) стратосферно-тропосферна взаємодія чутлива навіть до порівняно слабкого зовнішнього впливу, яким, зокрема, є зміни УФ-випромінювання протягом 27-денного циклу СА. У нашому випадку зміни УФ-випромінювання на 1.3 % (на довжині хвилі 205 нм) призвели до таких самих відносних змін як у стратосфері, так і тропосфері. Мабуть, стратосферні процеси модулюють граничні умови поблизу тропопаузи, змінюючи частку хвиль, що

Таблиця 2. Активність хвиль Россбі та стратосферно-тропосферна взаємодія

Параметр	Характер змін			
	за даними робіт [18, 22]		за результатами наших досліджень	
	Низька	Висока	Низька ¹	Висока ²
Хвильова активність	Прискорюється	Уповільнюється	Прискорюється	Уповільнюється
Стратосферний полярний струмінь				
Стратосферний полярний вихор	Сильний, стабільний	Слабкий: зміщення, розщеплення	ЗУ: сильний ³ [зміщення у бік Пн. Америки; мінімальні зміни форми вихору* ¹]	ЗУ: слабкий ⁴ [зміщення у бік Європи; максимальні зміни форми вихору* ²]
Температура стратосфери	↓ у ПШ, ↑ за її межами	↑ у ПШ, ↓ за її межами	ЗУ: ↓ на широтах > 40°, ↑ на широтах < 40° [↓ над Пн. Америкою, ↑ над Європою]	ЗУ: ↑ на широтах > 40°, ↓ на широтах < 40° [↑ над Пн. Америкою, ↓ над Європою]
Циркуляція Брюера–Добсона	Слабка	Сильна	Не досліджувалась	Не досліджувалась
Висота тропопаузи	↑ у ПШ, ↓ за її межами	↓ у ПШ, ↑ за її межами	↑ у ПШ; за її межами не досліджувалась	↓ у ПШ; за її межами не досліджувалась
Положення тропосферної струменевої течії	Зміщується до полюса	Зміщується до екватора	Не досліджувалось	Не досліджувалось
Приземна температура	ЗУ: незначні зміни	ЗУ: незначні зміни; [↓ (-3.0 К над Європою), ↑ (+1.5 К над Пн. Америкою)]	ЗУ: ↓ в ПШ [↓ (-2.3 К над Європою), ↑ (+2.1 К над Пн. Америкою)]	ЗУ: в ПШ [(+2.4 К над Європою), ↓ (-3.3 К над Пн. Америкою)]
Тиск на рівні моря	↓ у ПШ, ↑ на СШ	↑ у ПШ, ↓ на СШ	ЗУ: ↓ у ПШ та тропічній зоні, ↑ на СШ [див. примітку * ¹]	ЗУ: ↑ у ПШ та тропічній зоні, ↓ на СШ [див. примітку * ²]
Фаза циклу СА	Максимум (11-річний цикл)	Мінімум (11-річний цикл)	Максимум (27-денний цикл)	Мінімум (27-денний цикл)

Примітки: ¹ мінімальна різниця тиску «суша—море» на широті 50°; ² максимальна різниця тиску «суша—море» на широті 50°; ³ максимальна швидкість західного вітру поблизу тропопаузи на широті 60°; ⁴ мінімальна швидкість західного вітру поблизу тропопаузи на широті 60°.

Позначення: ↓ – зменшення; ↑ – збільшення; ЗУ – зонально-усереднені; [...] – на окремих довготах; ПШ – полярна шапка; СШ – середні широти.

розсіюються, продовжують поширюватися вгору чи відбиваються назад у тропосферу [32, 33, 35], а також впливаючи на активність хвиль Рос-сбі безпосередньо в тропосфері [24, 33], забезпе-чуючи помітні зміни в тропосфері. Відповідно, процеси поблизу тропопаузи потребують більш детального вивчення.

Якщо основні зміни, що відбуваються у поза-тропічній атмосфері, тісно пов'язані з полярним вихором, то значно слабші зміни на низьких ши-ротах можуть бути зумовлені як дією СА без-посередньо на тропічну тропосферу, так і бути результатом змін глобальної циркуляції у від-повідь на зміни, що відбулися у позатропічній тропосфері. З іншого боку, у [11, 28] показано, що збурення екваторіальної стратосфери мо-жуть переноситись до полюсу і вниз зі значним збільшенням амплітуди, хоча часові масштаби процесу значно більші, ніж ми розглядали. Малі 27-денні амплітуди атмосферних змін на низь-ких широтах не дають можливості розглянути це питання більш докладно.

Висновки

Установлено достовірні 27-денні широтні особ-ливості варіацій атмосферних параметрів, що тісно пов'язані зі змінами СА. Ці варіації визна-чають стан тропосферного радіоканалу, а отже, і ефективність функціонування радіотехнічних систем наземного та космічного базування. Ос-новні зміни в атмосфері відбуваються на середніх і високих широтах; на низьких широтах сонячні ефекти в рази слабші. Різниця тиску у 27-денно-му циклі поблизу широтного максимуму впливу сягає 12 гПа, температури у тропосфері — 5.3 К, у стратосфері — 3.5 К. Відносні амплітуди змін у тропосфері та стратосфері відповідають 27-ден-ним змінам сонячного УФ-випромінювання з довжиною хвилі 205 нм (1.3 %). Широтні зміни тропосферних параметрів демонструють також

наявність трьох основних широтних зон з різкою зміною характеру коливань на межі між ними, що відповідають відомим коміркам глобальної циркуляції атмосфери, а зміни знака коливань у стратосфері відповідають особливостям цирку-ляції Брюера–Добсона.

Довготні особливості впливу полягають у на-явності протифазних змін температури у тропо-сфері та стратосфері над континентами у захід-ній і східній півкулях та значних змін зонального баричного градієнта між сушею та морем. Про-тифазність цих змін добре виражена на середніх широтах і слабка чи відсутня на низьких та висо-ких широтах. Зміни просторових градієнтів тис-ку та температури сягають десятків відсотків, а у деяких випадках здатні змінити знак просторо-вого градієнта на протилежний.

Висотні особливості впливу полягають у до-статньо стійкій протифазності змін тропосфер-ної та стратосферної температур зі зміною зна-ка коливань поблизу тропопаузи і зміною висоти тропопаузи на ~1 км. У стратосфері на широті 60° зафіксовано також значні зміни швидкості зонального вітру на десятки відсотків, що співпа-дають за фазою з 27-денними змінами СА.

Сонячні ефекти фіксуються у всі сезони, мак-симум впливу спостерігається взимку.

Установлені сонячно-зумовлені зміни в тропо-сфері реалізуються через динамічну стратосфер-но-тропосферну взаємодію. Основні властиво-сті 27-денних коливань в атмосфері свідчать про важливу роль хвиль Рос-сбі планетарного масш-табу; для пояснення інших результатів потрібно враховувати хвилі синоптичного масштабу, вну-трішні гравітаційні хвилі, а також процеси по-близу тропопаузи. Результати досліджень свід-чать про чутливість стратосферно-тропосферної взаємодії навіть до слабого зовнішнього впли-ву, яким є зміни УФ-випромінювання протягом 27-денного циклу СА.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Dikty S., Weber M., von Savigny C., Sonkaew T., Rozanov A., Burrows J.P. Modulations of the 27 day solar rotation signal in stratospheric ozone from Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography (SCIAMACHY) (2003–2008). *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115, Iss. D1. DOI: 10.1029/2009JD012379
2. Fioletov V.E. Estimating the 27-day and 11-year solar cycle variations in tropical upper stratospheric ozone. *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114, Iss. D2. DOI: 10.1029/2008JD010499
3. Gruzdev A.N., Schmidt H., Brasseur G.P. The effect of the solar rotational irradiance variation on the middle and upper atmosphere calculated by a three-dimensional chemistry-climate model. *Atmos. Chem. Phys.* 2009. Vol. 8. P. 1113–1158.

4. Hood L.L., Zhou S. Stratospheric effects of 27-day solar ultraviolet variations: An analysis of UARS MLS ozone and temperature data. *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103, Iss. D3. P. 3629–3638.
5. Kubin A., Langematz U., Brühl C. Chemistry climate model simulations of the effect of the 27 day solar rotational cycle on ozone. *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116, Iss. D15. DOI: 10.1029/2011JD015665
6. Ruzmaikin A., Santee M.L., Schwartz M.J., Froidevaux L., Pickett H.M. The 27-day variations in stratospheric ozone and temperature: New MLS data. *Geophys. Res. Lett.* 2007. Vol. 34, Iss. 2. DOI: 10.1029/2006GL028419
7. Burns G.B., Tinsley B.A., French W.J.R., Troshichev O.A., Frank-Kamenetsky A.V. Atmospheric circuit influences on ground-level pressure in the Antarctic and Arctic. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2008. Vol. 113, Iss. D15. DOI: 10.1029/2007JD009618
8. Edmonds I. The correlation of ~ 27 day period solar activity and daily maximum temperature in continental Australia. 2013. *arXiv:1307.0921 [astro-ph.SR]*. DOI: 10.48550/arXiv.1307.0921
9. Hood L.L. Thermal response of the tropical tropopause region to solar ultraviolet variations. *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30, Iss. 23. DOI: 10.1029/2003GL018364
10. Takahashi Y., Okazaki Y., Sato M., Miyahara H., Sakanoi K., Hong P.K., Hoshino N. 27-day variation in cloud amount in the Western Pacific warm pool region and relationship to the solar cycle. *Atmos. Chem. Phys.* 2010. Vol. 10. P. 1577–1584. DOI: 10.5194/acp-10-1577-2010
11. Gray L.J., Beer J., Geller M., Haigh J.D., Lockwood M., Matthes K., Cubasch U., Fleitmann D., Harrison G., Hood L., Luterbacher J., Meehl G.A., Shindell D., van Geel B., White W. Solar influences on climate. *Rev. Geophys.* 2010. Vol. 48, Iss. 4. DOI: 10.1029/2009RG000282
12. Проценко Г.Д. *Метеорологія та кліматологія*. К.: НПУ ім. Драгоманова, 2007. 265 с.
13. Ashok K., Behera S.K., Rao S.A., Weng H., Yamagata T. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112, Iss. C11. DOI: 10.1029/2006JC003798
14. Evtushevsky O.M., Kravchenko V.O., Hood L.L., Milinevsky G.P. Teleconnection between the central tropical Pacific and the Antarctic stratosphere: spatial patterns and time lags. *Clim. Dyn.* 2015. Vol. 44. P. 1841–1855. DOI: 10.1007/s00382-014-2375-2
15. Wallace J.M., Gutzler D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weather Rev.* 1981. Vol. 109. P. 784–812. DOI: 10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2
16. Wirth V., Riemer M., Chang E.K., Martius O. Rossby Wave Packets on the Midlatitude Waveguide. *Mon. Weather Rev.* 2018. Vol. 146, Iss. 7. P. 1965–2001. DOI: 10.1175/mwr-d-16-0483.1
17. Shepherd T.G. Issues in stratosphere–troposphere coupling. *J. Meteorol. Soc. Japan.* 2002. Vol. 80, Iss. 4B. P. 769–792.
18. Charney J.G., Drazin P.G. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.* 1961. Vol. 66. P. 83–109. DOI: 10.1029/JZ066i001p00083
19. Canziani P.O., Legnani W.E. Tropospheric–stratospheric coupling: Extratropical synoptic systems in the lower stratosphere. Part A. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2003. Vol. 129, Iss. 592. P. 2315–2329. DOI: 10.1256/qj.01.109
20. Colucci S.J. Stratospheric influences on tropospheric weather systems. *J. Atmos. Sci.* 2010. Vol. 67, Iss. 2. P. 324–344. DOI: 10.1175/2009JAS3148.1
21. Baldwin M.P., Ayarzagüena B., Birner T., Butchart N., Butler A.H., Charlton-Perez A.J., Domeisen D.I.V., Garfinkel C.I., Garny H., Gerber E.P., Hegglin M.I., Langematz U., Pedatella N.M. Sudden stratospheric warmings. *Rev. Geophys.* 2021. Vol. 59, Iss. 1. DOI: 10.1029/2020rg000708
22. Butchart N. The Brewer–Dobson circulation. *Rev. Geophys.* 2014. Vol. 52. P. 157–184. DOI: 10.1002/2013RG000448
23. Dunn-Sigouin E., Shaw T.A. Comparing and contrasting extreme stratospheric events, including their coupling to the tropospheric circulation. *J. Geophys. Res.* 2015. Vol. 120, Iss. 4. P. 1374–1391. DOI: 10.1002/2014JD022116
24. Kidston J., Scaife A.A., Hardiman S.C., Mitchell D.M., Butchart N., Baldwin M.P., Gray L.J. Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nat. Geosci.* 2015. Vol. 8, Iss. 6. P. 433–440. DOI: 10.1038/ngeo2424
25. Milinevsky G.P., Grytsai A.V., Evtushevsky O.M., Klekociuk A.R. *Contributions to understanding climate interactions: stratospheric ozone*. Kyiv: Akadempriodyka, 2022. 252 p. DOI: 10.15407/academpriodyka.252.471
26. Mitchell D.M., Gray L.J., Anstey J., Baldwin M.P., Charlton-Perez A.J. The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate. *J. Clim.* 2013. Vol. 26, Iss. 8. P. 2668–2682. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00030
27. Shaw T.A., Perlwitz J., Weiner O. Troposphere–stratosphere coupling: Links to North Atlantic weather and climate, including their representation in CMIP5 models. *J. Geophys. Res.* 2014. Vol. 119, Iss. 10. P. 5864–5880. DOI: 10.1002/2013JD021191
28. Kodera K., Kuroda Y. Dynamical response to the solar cycle. *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107, Iss. D24. DOI: 10.1029/2002JD002224
29. Williams G.P. Circulation sensitivity to tropopause height. *J. Atmos. Sci.* 2006. Vol. 63, Iss. 7. P. 1954–1961. DOI: 10.1175/JAS3762.1
30. Kashkin V.B. Internal gravity waves in the troposphere. *Atmos. Oceanic Opt.* 2014. Vol. 27. P. 1–9. DOI: 10.1134/S1024856014010059
31. Daocheng Yu, Xiaohua Xu, Jia Luo, Juan Li. On the relationship between gravity waves and tropopause height and temperature over the globe revealed by COSMIC radio occultation measurements. *Atmosphere*. 2019. Vol. 10, Iss. 75. DOI: 10.3390/atmos10020075
32. Boljka L., Birner T. Tropopause-level planetary wave source and its role in two-way troposphere–stratosphere coupling. *Weather Clim. Dyn.* 2020. Vol. 1. P. 555–575. DOI: 10.5194/wcd-1-555-2020
33. Boljka L., Birner T. Potential impact of tropopause sharpness on the structure and strength of the general circulation. *NPJ Clim. Atmos. Sci.* 2022. Vol. 5, Iss. 98. DOI: 10.1038/s41612-022-00319-6
34. Karen L., Smith R., Scott K. The role of planetary waves in the tropospheric jet response to stratospheric cooling. *Geophys. Res. Lett.* 2016. Vol. 43, Iss. 6. P. 2904–2911. DOI: 10.1002/2016GL067849

35. Putz C., Schlutow M., Klein R., Bense V., Spichtinger P. Reflection and transmission of gravity waves at non-uniform stratification layers. 2018. *arXiv: 1812.08779v1 [physics.ao-ph]*. DOI: 10.48550/arXiv.1812.08779
36. Stone K.A., Solomon S., Kinnison D.E., Baggett C.F., Barnes E.A. Prediction of Northern Hemisphere regional surface temperatures using stratospheric ozone information. *J. Geoph. Res. Atmos.* 2019. Vol. 124, Iss. 12. DOI: 10.1029/2018JD029626
37. Yang S.-S., Pan C.-J., Das U. Investigating the spatio-temporal distribution of gravity wave potential energy over the equatorial region using the ERA5 reanalysis data. *Atmosphere*. 2021. Vol. 12, Iss. 311. DOI: 10.3390/atmos12030311
38. Song Y., Robinson W.A. Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere. *J. Atmos. Sci.* 2004. Vol. 61, Iss. 14. P. 1711–1725. DOI: 10.1175/1520-0469(2004)061<1711:DMFSIO>2.0.CO;2
39. Lee J.N., Hameed S., Shindell D.T. Northern annular mode in summer and its relation to solar activity variations in the GISS Model E. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2008. Vol. 70, Iss. 5. P. 730–741. DOI: 10.1016/j.jastp.2007.10.012

Стаття надійшла 25.12.2023

REFERENCES

1. Diky, S., Weber, M., von Savigny, C., Sonkaew, T., Rozanov, A., Burrows, J.P., 2010. Modulations of the 27 day solar rotation signal in stratospheric ozone from Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography (SCIAMACHY) (2003–2008). *J. Geophys. Res.*, **115**(D1). DOI: 10.1029/2009JD012379
2. Fioletov, V.E., 2009. Estimating the 27-day and 11-year solar cycle variations in tropical upper stratospheric ozone. *J. Geophys. Res.*, **114**(D2). DOI: 10.1029/2008JD010499
3. Gruzdev, A.N., Schmidt, H., Brasseur, G.P., 2009. The effect of the solar rotational irradiance variation on the middle and upper atmosphere calculated by a three-dimensional chemistry-climate model. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, pp. 1113–1158.
4. Hood, L.L., Zhou, S., 1998. Stratospheric effects of 27-day solar ultraviolet variations: An analysis of UARS MLS ozone and temperature data. *J. Geophys. Res.*, **103**(D3), pp. 3629–3638.
5. Kubin, A., Langematz, U., Brühl, C., 2011. Chemistry climate model simulations of the effect of the 27 day solar rotational cycle on ozone. *J. Geophys. Res.*, **116**(D15). DOI: 10.1029/2011JD015665
6. Ruzmaikin, A., Santee, M.L., Schwartz, M.J., Froidevaux, L., Pickett, H.M., 2007. The 27-day variations in stratospheric ozone and temperature: New MLS data. *Geophys. Res. Lett.*, **34**(2). DOI: 10.1029/2006GL028419
7. Burns, G.B., Tinsley, B.A., French, W.J.R., Troshichev, O.A., Frank-Kamenetsky, A.V., 2008. Atmospheric circuit influences on ground-level pressure in the Antarctic and Arctic. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **113**(D15). DOI: 10.1029/2007JD009618
8. Edmonds, I., 2013. The correlation of ~ 27 day period solar activity and daily maximum temperature in continental Australia. 2013. *arXiv:1307.0921 [astro-ph.SR]*. DOI: 10.48550/arXiv.1307.0921
9. Hood, L.L., 2003. Thermal response of the tropical tropopause region to solar ultraviolet variations. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(23). DOI: 10.1029/2003GL018364
10. Takahashi, Y., Okazaki, Y., Sato, M., Miyahara, H., Sakanoi, K., Hong, P.K., Hoshino, N., 2010. 27-day variation in cloud amount in the Western pacific warm pool region and relationship to the solar cycle. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, pp. 1577–1584. DOI: 10.5194/acp-10-1577-2010
11. Gray, L.J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J.D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G.A., Shindell, D., van Geel, B., White, W., 2010. Solar influences on climate. *Rev. Geophys.*, **48**(4). DOI: 10.1029/2009RG000282
12. Protsenko, G.D., 2007. *Meteorology and climatology*. Kyiv, Dragomanov Ukrainian State University Publ. (in Ukrainian).
13. Ashok, K., Behera, S.K., Rao, S.A., Weng, H., Yamagata, T., 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112**(C11). DOI: 10.1029/2006JC003798
14. Evtushevsky, O.M., Kravchenko, V.O., Hood, L.L., Milinevsky, G.P., 2015. Teleconnection between the central tropical Pacific and the Antarctic stratosphere: spatial patterns and time lags. *Clim. Dyn.*, **44**, pp. 1841–1855. DOI: 10.1007/s00382-014-2375-2
15. Wallace, J.M., Gutzler, D.S., 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weather Rev.*, **109**, pp. 784–812. DOI: 10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2
16. Wirth, V., Riemer, M., Chang, E.K., Martius, O., 2018. Rossby Wave Packets on the Midlatitude Waveguide. *Mon. Weather Rev.*, **146**(7), pp. 1965–2001. DOI: 10.1175/mwr-d-16-0483.1
17. Shepherd, T.G., 2002. Issues in stratosphere–troposphere coupling. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **80**(4B), pp. 769–792.
18. Charney, J.G., Drazin, P.G., 1961. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, pp. 83–109. DOI: 10.1029/JZ066i001p00083
19. Canziani, P.O., Legnani, W.E., 2003. Tropospheric–stratospheric coupling: Extratropical synoptic systems in the lower stratosphere. Part A. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**(592), pp. 2315–2329. DOI: 10.1256/qj.01.109
20. Colucci, S.J., 2010. Stratospheric influences on tropospheric weather systems. *J. Atmos. Sci.*, **67**(2), pp. 324–344. DOI: 10.1175/2009JAS3148.1
21. Baldwin, M.P., Ayarzagüena, B., Birner, T., Butchart, N., Butler, A.H., Charlton-Perez, A.J., Domeisen, D.I.V., Garfinkel, C.I., Garny, H., Gerber, E.P., Hegglin, M.I., Langematz, U., Pedatella, N.M., 2021. Sudden stratospheric warmings. *Rev. Geophys.*, **59**(1). DOI: 10.1029/2020rg000708
22. Butchart, N., 2014. The Brewer–Dobson circulation. *Rev. Geophys.*, **52**, pp. 157–184. DOI: 10.1002/2013RG000448
23. Dunn-Sigouin, E., Shaw, T.A., 2015. Comparing and contrasting extreme stratospheric events, including their coupling to the tropospheric circulation. *J. Geophys. Res.*, **120**(4), pp. 1374–1391. DOI: 10.1002/2014JD022116

24. Kidston, J., Scaife, A.A., Hardiman, S.C., Mitchell, D.M., Butchart, N., Baldwin, M.P., Gray, L.J., 2015. Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nat. Geosci.*, **8**(6), pp. 433–440. DOI: 10.1038/ngeo2424
25. Milinevsky, G.P., Grytsai, A.V., Evtushevsky, O.M., Klekociuk, A.R., 2022. *Contributions to understanding climate interactions: stratospheric ozone*. Kyiv: Akadempriodyka Publ. DOI: 10.15407/academpriodyka.252.471
26. Mitchell, D.M., Gray, L.J., Anstey, J., Baldwin, M.P., Charlton-Perez, A.J., 2013. The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate. *J. Clim.*, **26**(8), pp. 2668–2682. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00030
27. Shaw, T.A., Perlwitz, J., Weiner, O., 2014. Troposphere–stratosphere coupling: Links to North Atlantic weather and climate, including their representation in CMIP5 models. *J. Geophys. Res.*, **119**(10), pp. 5864–5880. DOI: 10.1002/2013JD021191
28. Kodera, K., Kuroda, Y., 2002. Dynamical response to the solar cycle. *J. Geophys. Res.*, **107**(D24). DOI: 10.1029/2002JD002224
29. Williams, G.P., 2006. Circulation sensitivity to tropopause height. *J. Atmos. Sci.*, **63**(7), pp. 1954–1961. DOI: 10.1175/JAS3762.1
30. Kashkin, V.B., 2014. Internal gravity waves in the troposphere. *Atmos. Oceanic Opt.*, **27**, pp. 1–9. DOI: 10.1134/S1024856014010059
31. Daocheng, Yu, Xiaohua, Xu, Jia, Luo, Juan, Li., 2019. On the relationship between gravity waves and tropopause height and temperature over the globe revealed by COSMIC radio occultation measurements. *Atmosphere*, **10**(75). DOI: 10.3390/atmos10020075
32. Boljka, L., Birner, T., 2020. Tropopause-level planetary wave source and its role in two-way troposphere–stratosphere coupling. *Weather Clim. Dyn.*, **1**, pp. 555–575. DOI: 10.5194/wcd-1-555-2020
33. Boljka, L., Birner, T., 2022. Potential impact of tropopause sharpness on the structure and strength of the general circulation. *NPJ Clim. Atmos. Sci.*, **5**(98). DOI: 10.1038/s41612-022-00319-6
34. Karen, L., Smith, R., Scott, K., 2016. The role of planetary waves in the tropospheric jet response to stratospheric cooling. *Geophys. Res. Lett.*, **43**(6), pp. 2904–2911. DOI: 10.1002/2016GL067849
35. Putz, C., Schlutow, M., Klein, R., Bense, V., Spichtinger, P., 2018. Reflection and transmission of gravity waves at non-uniform stratification layers. *arXiv: 1812.08779v1[physics.ao-ph]*. DOI: 10.48550/arXiv.1812.08779
36. Stone, K.A., Solomon, S., Kinnison, D.E., Baggett, C.F., Barnes, E.A., 2019. Prediction of Northern Hemisphere regional surface temperatures using stratospheric ozone information. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **124**(12). DOI: 10.1029/2018JD029626
37. Yang, S.-S., Pan, C.-J., Das, U., 2021. Investigating the spatio-temporal distribution of gravity wave potential energy over the equatorial region using the ERA5 reanalysis data. *Atmosphere*, **12**(311). DOI: 10.3390/atmos12030311
38. Song, Y., Robinson, W.A., 2004. Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **61**(14), pp. 1711–1725. DOI: 10.1175/1520-0469(2004)061<1711:DMFSIO>2.0.CO;2
39. Lee, J.N., Hameed, S., Shindell, D.T., 2008. Northern annular mode in summer and its relation to solar activity variations in the GISS Model E. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, **70**(5), pp. 730–741. DOI: 10.1016/j.jastp.2007.10.012

Received 25.12.2023

I.G. Zakharov, L.F. Chernogor

V. N. Karazin Kharkiv National University
4, Svobody Sq., Kharkiv, 61022, UkraineLATITUDINAL FEATURES OF TROPOSPHERIC RESPONSE
TO 27-DAY CYCLIC VARIATIONS OF SOLAR ACTIVITY

Subject and Purpose. The troposphere is a natural channel for the propagation of meter- and shorter wavelength radio waves. Studying the impact of solar activity (SA) on the condition of the troposphere is important for improving the accuracy of weather forecasts and understanding the state of the tropospheric radio channel. The present paper has been aimed at identifying and comprehending the solar-tropospheric interactions resulting from the 27-day cycles of solar activity.

Methods and Methodology. The study was conducted through twenty 27-day cycles of solar activity, over an interval of latitudes between 0 and 80°N, and at four east longitudes, specifically 30, 180, 240 and 330°E. The atmospheric data used were quoted from the NOAA Physical Sciences Laboratory list (<https://psl.noaa.gov/data/timeseries/daily/>) and concerned sea level pressure, temperature in the troposphere at the height level with a 1000 hPa pressure, stratospheric temperature at the height corresponding to 50 hPa, and zonal wind speed.

Results. Reliable estimates have been obtained for the atmospheric parameters varying over 27-day cycles, that revealed maximum amplitudes at middle and high latitudes, in particular the sea level pressure up to 12 hPa, temperature in the troposphere up to 5.3 K, and up to 3.5 K in the stratosphere. The relative amplitudes (about 1.3%) of these variations correlate with the 27-day changes in the solar UV radiation of a 205 nm wavelength. Anti-phase changes have been observed between the troposphere and stratosphere temperatures over the continents in the Western and Eastern hemispheres, as well as anti-phase changes in pressure over the continents and the oceans. The change in the sign of temperature variation with height occurs near the tropopause, being accompanied by a ~ 1 km change in the tropopause height. At the latitude of 60°N, the 27-day changes in the zonal wind speed in the stratosphere may reach tens per cent. A persistent solar effect is observable not in winter time alone, but in summer as well, while of a smaller amplitude.

Conclusions. Owing to stratosphere-troposphere interaction effects, the troposphere demonstrates a high sensitivity to 27-day variations of the solar UV radiation. The main properties of the 27-day variations of atmospheric parameters testify to the important role of planetary and meteorological-scale Rossby waves in the realization of solar influence.

Keywords: solar activity, 27-day cycle, stratosphere-troposphere interactions.