

УДК 551.510:534

Довготна залежність сезонних змін загального вмісту озону в середньоширотній атмосфері північної півкулі

О. М. Євтушевський*

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, Україна

За супутниковими вимірюваннями в 1979–2011 рр. проаналізовано довготну залежність сезонних змін загального вмісту озону в широтній смузі, яка включає північну Україну та Київ. Визначено довготні межі регіонів із найбільш раннім та найбільш пізнім розвитком річного циклу вмісту озону. Результати роботи можуть бути корисними для інтерпретації спостережень з використанням спектрофотометра Добсона на станції Київ-Голосіїв та для вивчення зв'язків між змінами в озоновому шарі та регіональними змінами клімату.

Ключові слова: загальний вміст озону, супутникові вимірювання, Merged Ozone Data Set, реаналіз NCEP–NCAR, довготний розподіл, сезонні зміни

© О. М. Євтушевський, 2014

Вступ

Озон відіграє важливу роль у регулюванні потоку сонячної ультрафіолетової радіації через атмосферу, у формуванні теплового балансу тропосфери і стратосфери і, як парниковий газ, впливає на клімат та враховується при моделюванні кліматичних змін [1, 2, 6, 12, 37]. Тому в останні десятиліття вивчення варіацій вмісту озону в атмосфері стало невід'ємною частиною наукових програм у багатьох країнах.

Вимірювання загального вмісту озону (ЗВО) у вертикальному стовпі атмосфери здійснюються з 1920-х років [9]. На сьогодні наземна мережа охоплює більше 500 озонотричних станцій [13, 41]. Починаючи з 1970-х років, діють програми супутникового моніторингу [15, 38, 42], які забезпечують неперервне накопичення даних про глобальний розподіл та просторово-часові варіації ЗВО. В Україні спостереження виконуються з допомогою фільтрових озонотричних з 1970 р. [4, 28] та спектрофотометра Добсона з 2010 р. (станція Київ-Голосіїв [3, 19, 28]).

Дані, одержані в Україні, показують типові для середньоширотної зони максимальні рівні ЗВО у зимово-весняний період та мінімальні – восени. Ці сезонні коливання значною мірою визначаються рівнем накопичення стратосферного озону, спричиненого зимовим посиленням меридіонального переносу озону у стратосфері – циркуляцією Брюера–Добсона (ЦБД) та темпом наступної фотохімічної релаксації, яка триває до осені [14, 16, 30, 43]. Завдяки ЦБД, збагачені озоном стратосферні повітряні маси рухаються із тропіків у бік полюса та осідають над позатропічними широтами. Це призводить до утворення додатного градієнта ЗВО між тропічним та полярним регіонами.

Для вертикального розподілу озону в атмосфері характерним є максимум концентрації у стратосфері на висотах 10–25 км [1, 12]. За умов зростання температури з висотою та горизонтальної стратифікації шарів повітря, для стратосфери, на відміну від тропосфери, не властиві інтенсивні вертикальні рухи. Тут відбувається повільне осідання повітря на низхідній ланці ЦБД, яке й зумовлює поступове зростання концентрації озону в нижній стратосфері у зимово-весняні місяці. Накопиченню озону сприяє і суттєве обмеження тропопаузою (на висотах 8–10 км у позатропічних широтах) осідання повітряних мас. Проте на рівні тропопаузи можливі процеси стратосферно-тропосферного обміну речовиною, і підвищений вміст озону у нижній стратосфері відіграє помітну роль у варіаціях хімічного складу тропосфери та відзначених вище кліматичних змінах [6, 12, 21, 37].

Сезонний хід вмісту озону вивчено досить добре як за локальними наземними, так і за глобальними супутниковими спостереженнями. Проте, у першому випадку, нерівномірність географічного покриття призводить до зосередження уваги на регіонах з найбільш густою сіткою станцій – як, наприклад, у Європі [7, 25, 34]. У другому випадку, масиви глобальних даних для аналізу сезонних змін ЗВО зазвичай подають у вигляді зонально-усереднених часових рядів. Таке представлення супутникових вимірювань добре відтворює широтну залежність сезонного ходу ЗВО [14, 29], але при цьому втрачаються його регіональні особливості.

Слід відзначити, що інтенсивність ЦБД залежить від активності планетарних хвиль, яка є характерною властивістю динамічних процесів в атмосфері зимової півкулі [16, 22, 30, 35, 37]. Крім того, квазі-стаціонарна складова планетарних хвиль (КСХ) спричинює стійкі аномалії атмосферної циркуляції в тропосфері та стратосфері [17, 22], що також впли-

* e-mail: o_evtush@ukr.net

ня тропопаузи також сприяє підвищенню вмісту озону у стратосферній частині вертикального стовпа атмосфери [22].

Обидва фактори мають сезонний характер, спричинений змінами активності планетарних хвиль в атмосфері північної півкулі. При цьому існує певний часовий зсув між тропосферними та стратосферними процесами [23]. Але систематичного вивчення відносного внеску тропосфери та стратосфери у річний цикл ЗВО у залежності від довготи не проводилося. Такі співвідношення є важливими у зв'язку з виразною регіональністю у змінах клімату. Хоча взаємозв'язки між змінами озону та змінами клімату інтенсивно досліджуються останнім часом [6, 12, 31, 37], але залишається невизначеність в оцінках ролі окремих факторів, зокрема динамічних та хімічних процесів в атмосфері [12]. До таких факторів можна віднести сезонні зміни концентрації озону в стратосфері, внаслідок яких температурний режим стратосфери також зазнає змін. Це впливає на інтенсивність зональної циркуляції в стратосфері, на розповсюдження і розпад планетарних хвиль, а також на стратосферно–тропосферний обмін в певних регіонах в залежності від сезону [37]. Останній фактор, через вплив озону як парникового газу на радіаційний баланс тропосфери, безпосередньо причетний до формування регіонального клімату і, як вже відзначалося, до глобальних кліматичних змін [12, 21].

В роботі [11] було звернуто увагу на регіональні особливості сезонних змін озону. Статистичний аналіз супутникових даних показав, що аномалії сезонних змін ЗВО вздовж широтної зони 40–60°N пов'язані з аномаліями його довготного розподілу. Це особливо виразно проявляється у настанні сезонного мінімуму, час якого в окремих регіонах може відрізнятись на два–три місяці. Наведені нижче результати одержано з метою точнішого визначення довготного положення цих регіонів на широтах північної України (50–55°N) та для оцінки можливого впливу найближчих центрів дії в атмосфері на сезонні зміни ЗВО в районі станції Київ–Голосіїв (50.4°N, 30.5°E; станція зареєстрована Всесвітньою метеорологічною організацією під № 498 [28]).

Методика аналізу та використані дані

Для інтерпретації варіацій ЗВО у певному регіоні (від щоденних до міжрічних та довготривалих) прийнято опиратися на середні кліматичні норми для кожного місяця [4, 5]. Тривалість практично неперервних рядів супутникових вимірювань, починаючи з 1979 р., перевищує 30-річний інтервал, необхідний для виведення усереднених кліматичних показників [13, 38, 39, 42]. Попередні дослідження сезонного ходу ЗВО, як відзначено вище, ґрунтувалися на даних вимірювань в окремих регіонах [7, 23,

25, 34, 36] або на зонально-усереднених супутникових даних [14, 29]. В цій роботі методику [11] застосовано для послідовного аналізу сезонності ЗВО з кращим просторовим розділенням. Використано дані реаналізу Merged Ozone Data Set (MOD), в якому об'єднані результати вимірювань супутниковими спектрометрами SBUV та TOMS із застосуванням 8-ї версії алгоритму опрацювання спостережень ([27], http://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/merged/).

У цій роботі вибрано варіант сітки 5° × 10° по широті та довготі, розроблений в одній із модифікацій реаналізу, що охоплює період 1979–2011 рр.: MOD Revision 5 final version (http://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/merged/previous_mods.html). Оскільки в реаналізі MOD немає зони, центрованої на широту Києва (~50°N), вибрано прилеглу до Києва зону 50–55°N, куди потрапляє північна частина України в межах довгот 24–36°E. Таким вибором широтної зони передбачалося підвищення чутливості довготного розподілу ЗВО до меридіональних збурень, викликаних КСХ, враховуючи зростання їх амплітуди від середніх широт до високих. Досліджувані сегменти площею 5° × 10° мають горизонтальні розміри 550 км × 700 км по широті та довготі, відповідно. Це дозволило ототожнити регіони аномалій та перехідні області між ними точніше, ніж у [11], де проаналізовано зону 40–60°N з кроком по довготі 30°.

Реаналіз MOD забезпечує ряди щоденних значень ЗВО для озонотричних станцій наземної мережі (Daily Merged Overpass data, <ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/sbuv/MERGED/>), і в цій роботі використано часові ряди для станції Київ–Голосіїв за 1979–2011 рр. Для визначення зв'язків аномалій сезонних змін ЗВО з тропосферними аномаліями, використано геопотенціальні висоти (ГПВ) на рівні тиску 500 гПа (~6 км) та висоти тропопаузи за даними реаналізу NCEP–NCAR ([24], <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>).

Рівні ЗВО подаються в одиницях Добсона (ОД; 1 ОД = 2.69 × 10¹⁶ молекул × см⁻² [22]), які характеризують товщину озонового шару. Наприклад, 300 ОД відповідають шару озону в 3 мм, якщо весь озон зосередити біля поверхні Землі при стандартному атмосферному тиску (105 Па) і температурі (0°C) [12]. Для ілюстрації річного циклу озону у північній півкулі, на рис. 1 показано середньомісячні розподіли ЗВО упродовж 2013 р. Використано дані поточних супутникових вимірювань спектрометром OMI, <http://www.temis.nl/protocols/O3global.html>, оскільки реаналіз MOD не містить архіву зображень географічного розподілу озону.

Вибраний для аналізу інтервал широт 50–55°N позначено кільцем на зображенні поля ЗВО для грудня. Радіальні поділки, нанесені через 10° по довготі, показують положення 36 досліджуваних сег-

ментів. Значне підвищення рівнів ЗВО у середніх і високих широтах в зимові та весняні місяці (грудень–травень на рис. 1) є проявом сезонного посилення активності планетарних хвиль [20] та пов'язаного з цим посилення ЦБД і поступового накопичення стратосферного озону [16, 30, 43].

На широтах північної України (у виділеній зоні 50–55°N) найнижчі рівні близько 300 ОД можна відзначити в осінні місяці, а найвищі – близько 500 ОД – у березні. Добре видно асиметрію відносно полюса у просторовому розподілі ЗВО. Київ (білий кружок на рис. 1) не потрапляє в область найвищих середньомісячних значень ЗВО, які найчастіше зосереджуються в секторі 90–180°E. Це область дії Алеутського циклону і прояв другого важливого фактора у сезонних змінах ЗВО, відзначеного вище, – впливу тропосферних аномалій тиску через тропопаузу на вміст озону у нижній стратосфері. Оскільки

тропосферні центри дії мають властиву для них сезонність, яка відрізняється від сезонності в стратосферному озоні, аналіз спрямовано на розмежування внеску тропосферної та стратосферної динаміки у сезонні зміни ЗВО на широтах 50–55°N.

Результати посегментного аналізу

Загальну статистику проаналізованих даних представлено на рис. 2. Усереднені за 1979–2011 рр. криві сезонного ходу у кожному з 36 сегментів широтної зони 50–55°N показані на рис. 2а. Добре помітно зсув кривих до початку року при зростанні рівнів ЗВО, відзначений у [11, 23]. Наприклад, виділені жирні криві 2 на рис. 2а характеризують три 10-градусні сегменти, де найвищі рівні ЗВО спостерігаються практично впродовж усього року. Високий вміст озону над цими сегментами поєднується

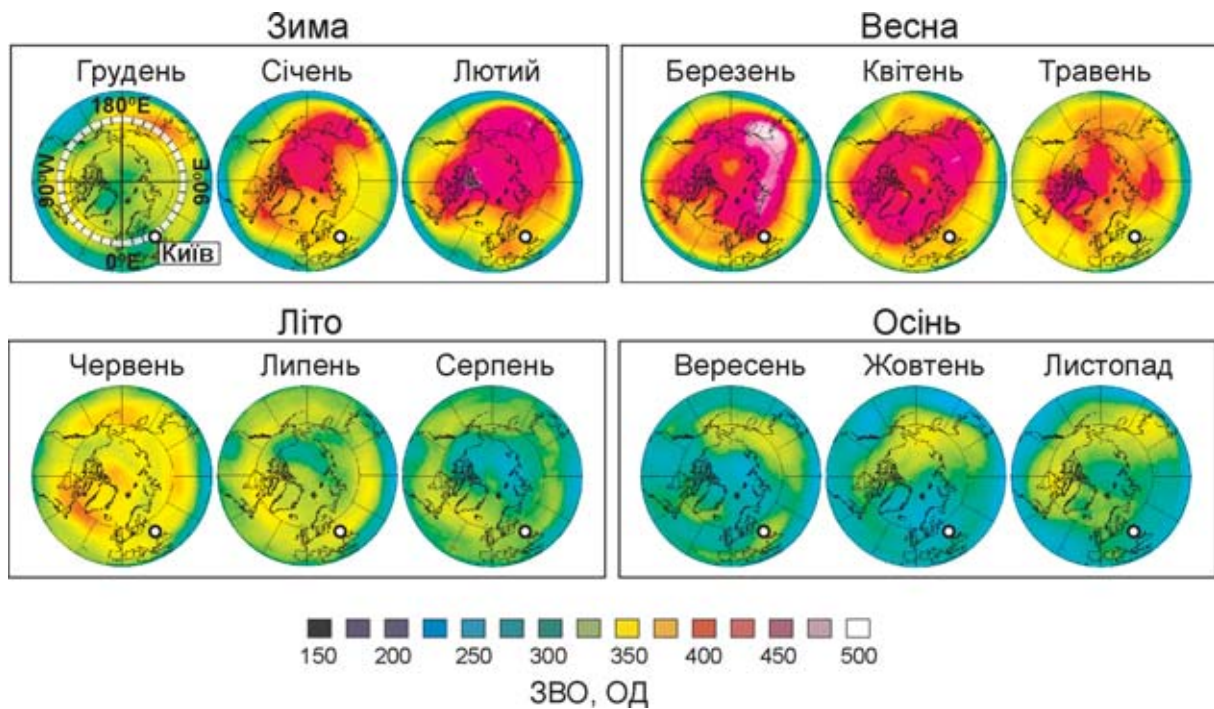


Рис. 1. Середньомісячні поля загального вмісту озону в атмосфері північної півкулі (30–90°N) за поточними вимірюваннями супутниковим спектрометром OMI у 2013 р. Радіальні поділки, нанесені з кроком 10° по довготі в інтервалі широт 50–55°N (білі кільця), показують 36 досліджуваних сегментів. Усереднені криві сезонного ходу ЗВО для кожного сегмента визначено за період 1979–2011 рр., наявний в даних реаналізу MOD. Білим кружком позначено географічне положення Києва

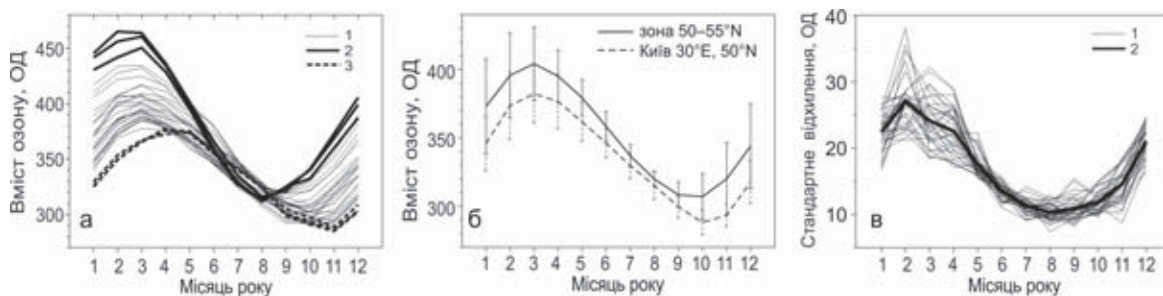


Рис. 2. Середні кліматичні характеристики сезонних змін ЗВО за період 1979–2011 рр. а) 1 – криві для 36 сегментів уздовж зони 50–55°N з виділеними: 2 – трьома максимальними та 3 – трьома мінімальними амплітудами річного циклу ЗВО; б) сезонний хід, усереднений за для зони 50–55°N (суцільна крива) та за локальними даними для Києва (пунктирна крива); в) стандартні відхилення середньомісячних значень ЗВО: 1 – криві для 36 сегментів, 2 – усереднена крива для зони 50–55°N

ся з найбільшою амплітудою річного циклу та із настанням максимумів (мінімумів) на два (три) місяці раніше, ніж у випадку сегментів з низьким вмістом озону (пунктирні криві 3).

Із рис. 2а можна зробити висновок, що у зростання амплітуди річного циклу більший внесок дає зростання рівнів ЗВО у максимумі – до ~ 450 ОД, порівняно з 370 ОД у випадку низьких рівнів ЗВО (криві 2 та 3, відповідно). Як відзначено за даними рис. 1, внаслідок зональної асиметрії найвищі рівні ЗВО спостерігаються в області Алеутського циклону. Отже, з цим регіоном можна попередньо ототожнити і найбільшу амплітуду сезонних коливань ЗВО із швидким зниженням у квітні–серпні та раннім настанням мінімуму (криві 2 на рис. 2а). В наступному розділі будуть наведені результати визначення довготних меж регіонів з типовими (близькими до середньозональних кліматичних норм) та аномальними сезонними змінами ЗВО у досліджуваній зоні $50\text{--}55^\circ\text{N}$.

Усереднені для цієї зони сезонні зміни ЗВО на рис. 2б порівнюються з локальними змінами для Києва за даними MOD Daily Merged Overpass (суцільна та пунктирна криві, відповідно). Видно, що обидві криві мають близьку до синусоїдальної форму з максимумами у березні. Середній зональний мінімум спостерігається дещо раніше (вересень–жовтень), ніж локальний мінімум для Києва (жовтень–листопад). Усереднена крива для зони $50\text{--}55^\circ\text{N}$ на рис. 2б практично повторює криву для зони $40\text{--}60^\circ\text{N}$ в роботі [11, Fig. 1] і лише на \leq ОД зсунута вгору. Зсув у бік вищих значень ЗВО пояснюється висхідним градієнтом ЗВО в бік полюса (див. вступний розділ) та широтним положенням зони $50\text{--}55^\circ\text{N}$, яка в середньому розташована північніше зони $40\text{--}60^\circ\text{N}$ (52.5°N проти 50°N , відповідно).

Крива для Києва розташована нижче зональної кривої для $50\text{--}55^\circ\text{N}$ на 20–25 ОД у осінні і зимові місяці та на 5–10 ОД у літні місяці (рис. 2б). Нижчі рівні ЗВО над Києвом також узгоджуються з відзначеною тенденцією в меридіональному градієнті (зниження в бік екватора), оскільки широта Києва ($\sim 50^\circ\text{N}$) припадає на південний край досліджуваної зони ($50\text{--}55^\circ\text{N}$). Змінна різниця рівнів ЗВО упродовж року між кривими на рис. 2б зумовлена змінами інтенсивності меридіональної циркуляції (ЦБД), яка є мінімальною в літні місяці. Це спричинює сезонне зменшення меридіонального градієнта ЗВО, що й позначається на зближенні кривих в літній сезон.

Стандартні відхилення від середніх значень ЗВО за період 1979–2011 рр. (сімейство кривих для 36 довготних сегментів на рис. 2в) не показують помітного часового зсуву у сезонних змінах уздовж зони, характерного для змін ЗВО на рис. 2а. На рис. 2в видно лише сильну змінність ЗВО у січні–квітні ($\sigma = 20\text{--}30$ ОД) та вдвічі слабшу змінність у літній та осінній сезони ($\sigma = 10\text{--}15$ ОД). В середньому для

зони $50\text{--}55^\circ\text{N}$ (жирна крива на рис. 2в) сезонний хід стандартного відхилення на один–два місяці випереджає сезонний хід ЗВО (суцільна крива на рис. 2б) і є ближчим до сезонності у змінах активності КСХ, які генеруються в тропосфері [14, 20, 30, 35, 43].

Потік хвильової енергії із тропосфери у стратосферу досягає максимуму у зимовий період (пікові значення у січні) та мінімуму у літні місяці [20, 35]. Тропосферні аномалії тиску, спричинені КСХ, мають такий же характер сезонності, загалом, близький і до річного циклу тропосферної температури. В такому разі стандартні відхилення ЗВО на рис. 2в (жирна крива) з максимумом у лютому та мінімумом у серпні можуть вказувати на значний тропосферний вплив (ефект тропопаузи) на змінність ЗВО упродовж року.

Як відзначалося у Вступі, зміни потоку енергії КСХ в стратосферу позначаються на інтенсивності меридіонального переносу, яка, в свою чергу, впливає на концентрацію стратосферного озону в позатропічних широтах. Але відгук на зміни інтенсивності ЦБД стає помітним у процесі поступового накопичення озону. Тому запізнення річного циклу ЗВО (рис. 2б) відносно річного циклу хвильової активності можна віднести до стратосферного впливу – інерційності проявів ЦБД в концентрації стратосферного озону.

На рис. 2в максимум стандартного відхилення розширений на весняні місяці березень–квітень, а мінімум – на осінні місяці вересень–листопад. Це також можна пояснити внеском стратосферних процесів у міжрічну змінність ЗВО (через змінну інтенсивність ЦБД та її вплив на рівень накопичення стратосферного озону). Таким чином, середньозональні дані на рис. 2б (суцільна крива) та рис. 2в (жирна крива) дозволяють якісно розмежувати тропосферні та стратосферні фактори у розвитку річного циклу ЗВО та в змінності ЗВО упродовж року.

Для позатропічних широт північної півкулі запізнення річного циклу ЗВО відносно змін хвильової активності прив'язують до часу транспортування аномалій ЦБД з тропічної зони і оцінюють у 3–6 місяців [35, 40]. Але щодо часу транспортування наведені дані є приблизними, тому що швидкості руху на меридіональній та низхідній ділянках ЦБД різні і змінюються як по широті, так і по висоті. В рамках даної роботи цей параметр ЦБД не може бути надійно охарактеризованим. В межах досліджуваної нами широтної зони відставання усереднених сезонних змін ЗВО (рис. 2б, суцільна крива) на 1–2 місяці відносно сезонності КСХ [20, 35] можна інтерпретувати як часову характеристику динамічного накопичення озону безпосередньо в нижній стратосфері (на низхідній ділянці ЦБД), безвідносно до часу транспортування. В наступному розділі докладніше розглянуто межі часового зсуву річного циклу ЗВО в залежності від довготного положен-

ня та меж регіональних аномалій циркуляції в тропосфері та стратосфері.

Регіональні особливості сезонних змін ЗВО

Аналіз наведених на рис. 3 результатів показує, що внесок тропосферних і стратосферних аномалій циркуляції в сезонні зміни ЗВО можна розділити, диференціюючи дані для 36 сегментів зони 50–55°N, узагальнено представлених на рис. 2а та 2б.

В окремих регіонах суміжні 10-градусні сегменти показують практично ідентичні криві річного циклу ЗВО (рис. 3а–3г). Відхилення між кривими в кожному з чотирьох прикладів становить 3–10 ОД,

тобто 1–3% у відносних одиницях. Ці результати представляють кліматичні норми за період 1979–2011 рр. Тому послідовність результатів на рис. 3а–3г надійно засвідчує як стійкість сезонних змін в межах кожного з чотирьох регіонів, так і тенденцію зміщення річного циклу ЗВО до початку року при зростанні його амплітуди. Як відзначено в попередньому розділі, зростання амплітуди відбувається переважно за рахунок максимальних рівнів ЗВО. Наприклад, при зростанні максимуму від ~375 ОД (рис. 3а) до ~460 ОД (рис. 3г) він зміщується в середньому на два місяці: з квітня–травня на лютий–березень, відповідно. Для сезонного мінімуму часовий зсув удвічі більший і становить 4 місяці – з листопада на серпень, відповідно.

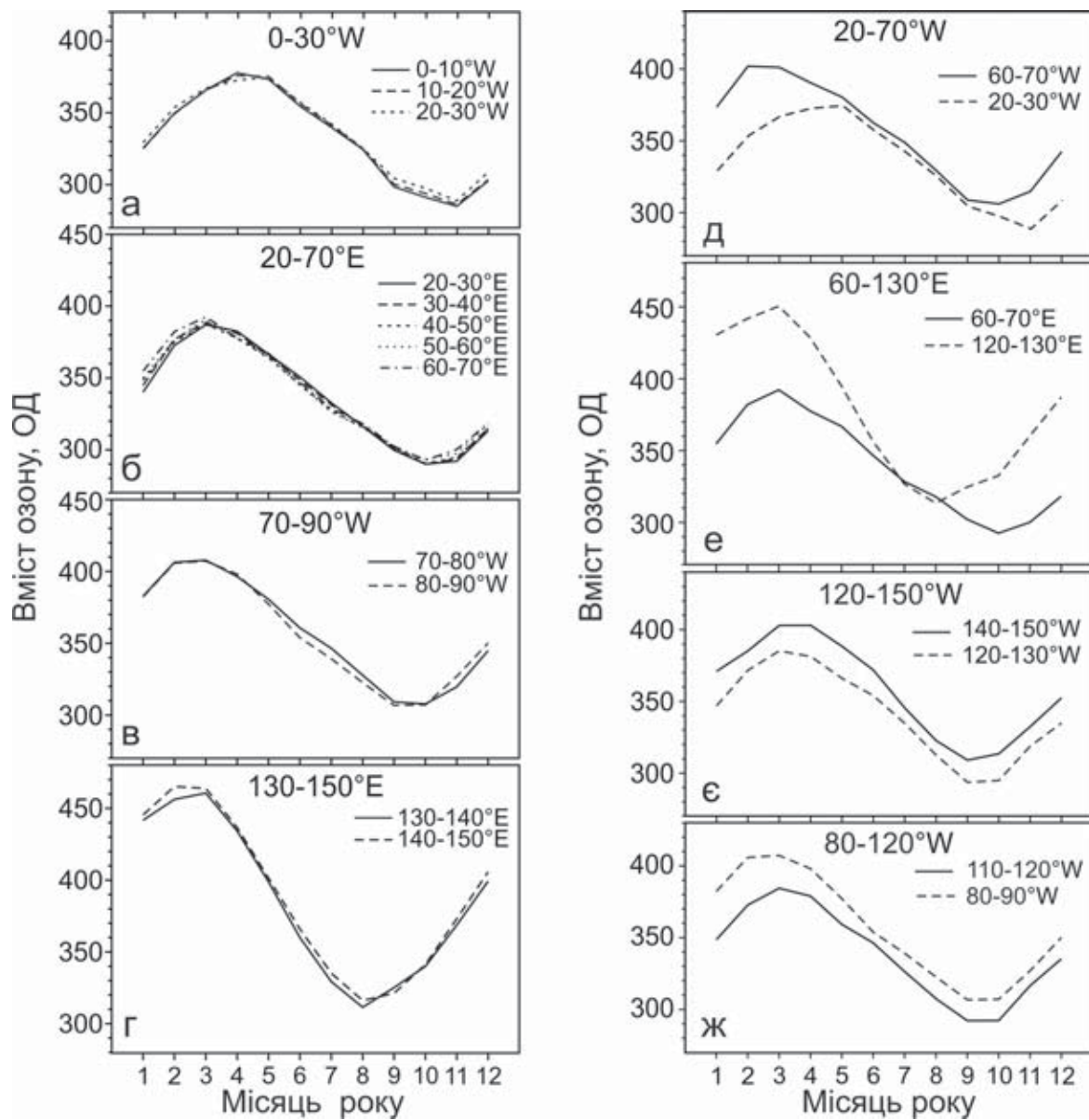


Рис. 3. Довготна залежність сезонних змін ЗВО уздовж зони 50–55°N. а–г) зміщення річного циклу до початку року при зростанні регіонального річного максимуму ЗВО; д–ж) зміни річного циклу ЗВО від західного до східного краю регіонів (суцільна та пунктирна криві, відповідно) з довготними градієнтами ЗВО. На кожному графіку вказано довготне положення 10-градусних сегментів (справа) та загальну довготну протяжність регіонів (вгорі)

Зіставивши довготні межі цих регіонів з розподілом ЗВО, висоти тропопаузи та геопотенціальних висот уздовж зони (рис. 4), можна визначити, які регіональні умови впливають на стійкість річного циклу ЗВО та на часовий зсув його екстремумів. Слід зауважити, що наведені багаторічні дані чітко виявляють протилежні відхилення у довготному розподілі ЗВО (рис. 4а), з одного боку, та висоти тропопаузи і геопотенціальних висот у середній тропосфері (рис. 4б та 4в, відповідно), з іншого боку.

Ці співвідношення ілюструють залежність довготного розподілу озону від впливу квазістаціонарної складової планетарних хвиль, відому з попередніх досліджень [10, 11, 22, 23, 26, 32]. Над регіонами низького тиску (Ісландський та Алеутський цикли, ІЦ та АЦ, відповідно, на рис. 4в), порівняно з регіонами підвищеного тиску (Азорський та Канадський антициклони, АА та КА, відповідно, на рис. 4в), тропопауза в зимовий, весняний та осінній сезони на 1–2 км нижча (криві 1, 2 та 4 на рис. 4б). Протилежні відхилення спостерігаються в розподілі значень ЗВО (рис. 4а).

В середньоширотній атмосфері північної півкулі зональна асиметрія пов'язана із впливом КСХ із зональними хвильовими числами $m = 1$ та $m = 2$ (КСХ-1 та КСХ-2, відповідно), як наслідок розподілу теплових та орографічних джерел планетарних хвиль, спричиненого, в свою чергу, розподілом океанів, континентів та аномалій тиску [22, 26, 33]. Завдяки розповсюдженню планетарних хвиль у стратосферу, довготна структура КСХ-1 та КСХ-2 відтворюється і в розподілі озону [22, 33]. Це основний та вторинний максимуми на довготах 140–160°E та 280–300°E (рис. 4а), тобто в областях впливу Алеутського та Ісландського стаціонарних циклонів, відповідно (АЦ та ІЦ на рис. 4в).

Посезонне усереднення, представлене кривими на рис. 4а та 4б, демонструє не лише ефект тропопаузи у довготному розподілі ЗВО (як прояв активності КСХ в тропосфері), а й згаданий вище ефект часового зсуву у сезонних змінах. Так, наприклад, амплітуда хвильового збурення в довготному розподілі висоти тропопаузи та ЗВО (дія КСХ) є мінімальною в літній сезон (криві 3 на рис. 4а та 4б), а максимальною — у зимовий (криві 1 на рис. 4а та 4б). У випадку тропопаузи для цих сезонів властиві найвищі та найнижчі середньозональні рівні (оцінюючи за взаємним розташуванням кривих 1 та 3, відповідно, у порівнянні з кривими 2 та 4 на рис. 4б). Це узгоджується також і з річним циклом температури повітря в тропосфері, який супроводжується підняттям тропопаузи в теплий сезон та зниженням у холодний.

Отже, в середніх кліматичних даних *довготний розподіл ЗВО* відбиває структуру КСХ в тропосфері та на рівні тропопаузи (*тропосферний вплив*). Проте середні для зони екстремуми ЗВО досягаються на сезон пізніше: максимальні рівні припадають

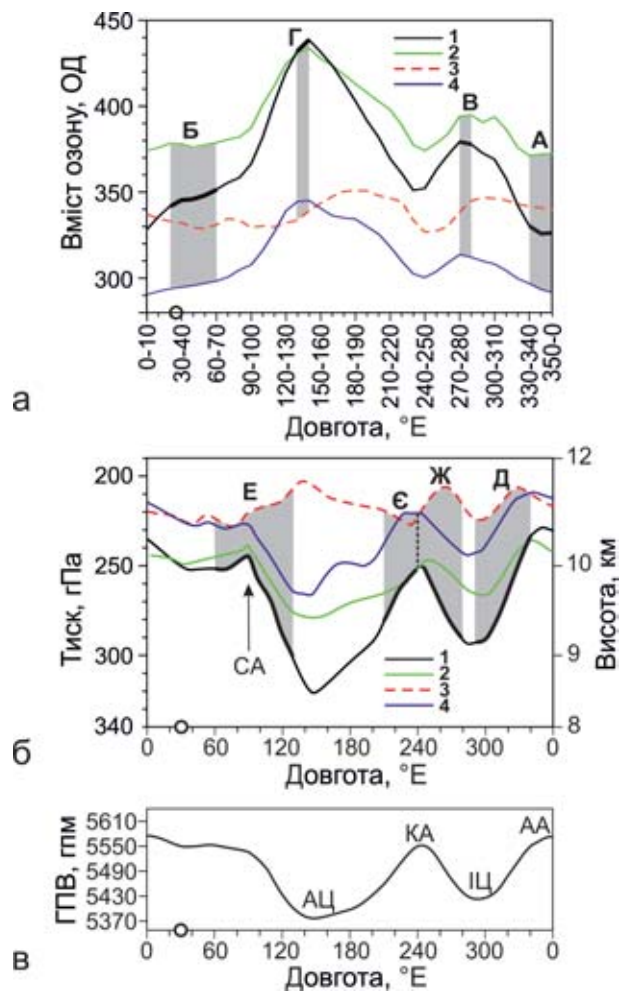


Рис. 4. Довготний розподіл, усереднений на кожен сезон року для: а) ЗВО за даними реаналізу MOD для 36 десятиградусних сегментів уздовж зони 50–55°N, 1979–2011 рр.; б) висоти тропопаузи на широті 50°N, кліматологія реаналізу NCEP–NCAR, 1981–2010 рр.; СА – Сибірський антициклон; на (а) та (б): 1 – зима, 2 – весна, 3 – літо, 4 – осінь; жирні фрагменти на кривих 1 позначають рівні ЗВО та тропопаузи, відповідно, у сегментах, виділених сірими вертикальними смугами. в) Середньорічний довготний розподіл геопотенціальних висот на рівні тиску 500 гПа для широти 50°N (регіони: АЦ – Алеутський циклон, ІЦ – Ісландський циклон, КА – Канадський антициклон, АА – Азорський антициклон)

на весну, а мінімальні – на осінь (криві 2 та 4, відповідно, на рис. 4а). Як зазначено вище, такий *часовий зсув у сезонності ЗВО* пов'язують з інерційністю дії ЦБД (*стратосферний вплив*).

Чотири довготні сегменти, представлені кривими річних циклів ЗВО на рис. 3а–3г, позначено сірими вертикальними смугами А–Г, відповідно, на рис. 4а. Стійкість сезонних змін у сегменті Б (20–70°E, п'ять кривих на рис. 3б) спостерігається в межах порівняно малоградієнтних ділянок довготних профілів ЗВО, тропопаузи та ГПВ (рис. 4). В сегментах А, В та Г також існують незначні довготні градієнти поблизу довготних екстремумів, що пояснює формування практично ідентичних кривих сезонних змін на рис. 3а, 3в та 3г. Проте ці сегменти мають порівняно малу довготну протяжність, яку вибрано з урахуванням положення основних екстремумів на рис. 4.

Видно, що часовий зсув сезонних екстремумів до початку року в послідовності кривих від рис. 3а до рис. 3г чітко узгоджується зі зростанням ЗВО у сегментах А–Г з посезонним усередненням (рис. 4а). Наприклад, якщо оцінювати для зимового сезону, коли найбільшою стає амплітуда КСХ, рівні ЗВО зростають приблизно на 100 ОД – 330, 350, 380 та 430 ОД, відповідно (потовщені ділянки кривої 1 на рис. 4а). Географічно послідовність сегментів А, Б, В та Г охоплює регіони Азорського антициклону, Європи, Ісландського та Алеутського циклонів, відповідно.

На рис. 4б, у свою чергу, сірими вертикальними смугами виділено довготні сегменти Д–Ж, в межах яких, за даними рис. 3д–3ж, відповідно, відбувається помітна перебудова річних циклів ЗВО. Видно, що сегменти Д–Ж припадають на круті довготні градієнти, присутні також і на кривих для тропопаузи (рис. 4б) та для ГПВ (рис. 4в). Тому за відмінності сезонного ходу ЗВО на рис. 3д–3ж відповідальними є, перш за все, регіональні аномалії атмосферного тиску.

Європейський сегмент (20–70°E). При загальній довготній протяжності 50° сегмент Б виглядає найменш збуреним зональними аномаліями (рис. 4а–4в). Проте низький рівень ЗВО свідчить про переважання антициклонічного впливу. Дійсно, на заході ближчим по довготі є Азорський антициклон (0–30°W), а на сході – Сибірський антициклон (СА; середнє положення в зимовий період 45–55°N, 90–100°E, а ізобара 1020 гПа простягається до 40°E [18]). Найбільш виразно дію СА помітно в піднятті тропопаузи на рис. 4б (крива 1, позначено вертикальною стрілкою).

Сегмент Б включає Київ та частково північну Україну. Міжрічні зміни інтенсивності АА та СА можуть позначатися на довготному розподілі ЗВО над Європою і, зокрема, виявлятися в аномаліях сезонного ходу за вимірюваннями на станції Київ-Голосіїв (рис. 4, положення станції позначено кружком на горизонтальній осі). Втім, АА входить до субтропічного поясу високого тиску зі слабкими сезонними коливаннями аномалій. Наприклад, в центрі АА тиск на рівні моря за багаторічним усередненням становить 1022–1025 гПа як у літні, так і в зимові місяці. У випадку СА – середньширотної аномалії тиску – зимовий максимум досягає 1030–1035 гПа проти ~1010 гПа влітку (значення тиску для АА та СА одержано з реаналізу NCEP–NCAR; див. також [18]). Тому сезонність ЗВО в європейському регіоні може бути під більшим впливом від сезонних змін в розвитку східної антициклонічної аномалії в тропосфері (СА), ніж західної (АА).

Варто зауважити, що область довготного мінімуму ЗВО формується не лише завдяки антициклонічному впливу (АА та СА), але і внаслідок зональної асиметрії в ЦБД, яка має в цьому регіоні мінімальну інтенсивність [17]. Можливо, такий збіг (піднята тропопауза над антициклонічними аномаліями припадає

на зональний мінімум ЦБД) пов'язаний з вертикальною структурою КСХ в тропосфері та стратосфері. Проте, спільні риси в розподілі тропосферних та стратосферних аномалій та їх вплив на розподіл ЗВО досліджені недостатньо. Ми звертаємо увагу на вказаний збіг через його роль в динаміці озону над європейським регіоном. Зокрема, руйнування озону у нижній стратосфері над піднятою тропопаузою та зниження ЗВО тривають до листопада, а ефекти накопичення озону (в умовах слабкої інтенсивності ЦБД) стають помітними ще пізніше, в грудні (рис. 3б).

Алеутський циклон. В межах азійського сегмента Е (60–130°E, позначено сірою вертикальною смугою та потовщенням кривої 1 на рис. 4б), зимова тропопауза при наближенні до Алеутського циклону знижується приблизно на 1 км порівняно з європейським сегментом Б. Зниженню зимової тропопаузи в сегменті Е відповідає зростання ЗВО на 70 ОД (крива 1 на рис. 4а, ділянка між сегментами Б та Г), а в сегменті Г досягається основний зональний максимум ЗВО (?430 ОД). Сезонні зміни в області дії Алеутського циклону (120–150°E) показані на рис. 3г та пунктирною кривою на рис. 3е.

Швидке зниження ЗВО з квітня по серпень є проявом сезонного ослаблення АЦ (з відповідним підняттям тропопаузи) у відповідності з наближенням літнього мінімуму КСХ. Тому сезонний мінімум ЗВО в області АЦ можна пов'язати з літнім мінімумом хвильової активності. Криві 3 на рис. 4а та 4б дійсно показують, що, як в області АЦ, так і загалом уздовж зони, значні аномалії тиску та ЗВО у літній сезон відсутні. Зниженню ЗВО з весни до літа сприяє і ослаблення меридіонального транспорту озону, яке також пов'язане із зміною потоку хвильової енергії у стратосфері. Залишкові ефекти меридіонального транспорту можуть спостерігатися до початку літа (див. зображення для червня на рис. 1).

Настання річного мінімуму ЗВО відбувається тоді, коли описані тенденції в розвитку АЦ та ЦБД починають змінювати напрям на протилежний. У тропосфері і стратосфері час такої зміни відрізняється. Інтенсифікація КСХ розпочинається восени, і зниження тиску та висоти тропопаузи в області АЦ (як елемента КСХ-2) сприяє підйому ЗВО вже з вересня (рис. 3е, пунктирна крива). Через запізнення проявів ЦБД, їх внесок у зміни вмісту озону в осінній сезон (стратосферний вплив) практично відсутній, тому літньо–осінній період річного циклу ЗВО над регіоном АЦ визначається переважно тропосферним впливом.

Відзначимо для порівняння, що за усередненими даними початок сезонного зростання ЗВО в області АЦ, як результат тропосферної динаміки, спостерігається з вересня (рис. 3г). В європейському ж сегменті цей процес, як прояв стратосферної динаміки (розвитку наступного сезону інтенсифікації ЦБД), стає помітним лише з грудня (рис. 3б), на три місяці пізніше.

Ісландський циклон та Азорський антициклон. Запізнення в розвитку річного циклу чітко помітне також при переході між областями впливу ІЦ та АА (між 70°W та 20°W , рис. 3д). Як компоненти північноатлантичного колювання (North Atlantic Oscillation), обидва центри дії досягають найбільшої потужності у зимовий сезон [8]. Проте, як відзначалося вище, сезонність у субтропічному поясі високого тиску, де розташований центр АА, незначна. Це відрізняє вплив субтропічного АА на досліджувану зону широт від впливу аномалій на вищих широтах, зокрема ІЦ та АЦ, де чітко виражена сезонність КСХ.

У довготному інтервалі $20^{\circ}\text{--}70^{\circ}\text{W}$ (Атлантичний океан) існує крутий градієнт ГПВ та висоти тропопаузи (сегмент Д на рис. 4б). Внаслідок підняття тропопаузи над Азорським антициклоном утворюється основний зональний мінімум ЗВО, який у досліджуваній зоні у всі сезони, крім літнього, припадає на інтервал довгот $0^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{W}$ (рис. 3а та сегмент А на рис. 4а). Пунктирна крива для сегмента $20^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{W}$ на рис. 3д показує, що тут часовий зсув охоплює весь річний цикл ЗВО — максимум настає в травні, а мінімум у листопаді. Це означає, що фотохімічна релаксація озону до рівноважних концентрацій та відповідне зниження ЗВО над піднятою тропопаузою (як відзначено вище для європейського сегмента) можуть тривати до листопада. За часом настання екстремумів (рис. 3д) запізнєння у випадку АА (порівняно з ІЦ) становить в середньому 2 місяці. Цей приклад є свідченням найпізнішого розвитку річного циклу ЗВО у досліджуваній широтній зоні (див. також рис. 3а для сегмента $0^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{W}$).

Канадський антициклон. В області впливу КА ($\sim 240^{\circ}\text{E}$, рис. 4в) спостерігаються лише зміни рівнів ЗВО без значних часових зсувів сезонного ходу (рис. 3е та 3ж). У цьому випадку, на відміну від сегментів Е та Д, сегменти Є та Ж розташовані симетрично відносно середньої довготи КА (рис. 4б). Тому тут можна відзначити лише різницю в часі настання сезонного максимуму в західному сегменті $140^{\circ}\text{--}150^{\circ}\text{W}$ (березень–квітень, суцільна крива на рис. 3е) порівняно із східним сегментом $80^{\circ}\text{--}90^{\circ}\text{W}$ (лютий–березень, пунктирна крива на рис. 3ж). В останньому випадку близькість Ісландського циклону та відповідного довготного максимуму ЗВО може впливати на дещо прискорене досягнення максимальних рівнів ЗВО.

Сибірський антициклон. Криві на рис. 3е дозволяють пояснити аномально тривалий сезонний мінімум в інтервалі довгот $90^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$, одержаний у роботі [11] (жирна крива на Fig. 2b) при аналізі з нижчою роздільною здатністю по довготі. Ранній початок сезонного мінімуму в останньому випадку (липень–серпень) пов'язаний з літнім мінімумом циклонічної аномалії (АЦ, пунктирна крива для $120^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$ на рис. 3е), а утримання низьких рівнів ЗВО до жовтня–листопада — з посиленням антициклонічної аномалії, Сибірського антициклону

(крива для $60^{\circ}\text{--}70^{\circ}\text{E}$ на рис. 3е), який у цей період поширюється на захід [18]. В обох випадках ефект тропопаузи сприяє зниженню рівнів ЗВО.

У підсумку, сезонні зміни ЗВО в досліджуваній зоні широт виявляють чітку залежність від положення та протяжності стаціонарних тропосферних аномалій тиску, від їх сезонних змін, а також від зональної асиметрії та сезонності меридіонального транспорту озону. Найбільш ранній (у серпні) мінімум ЗВО над регіоном АЦ можна віднести до ефекту тропопаузи (вплив тропосфери), тоді як часовий зсув мінімуму над східною Атлантикою та Європою на жовтень–листопад може поєднувати ефекти тропопаузи (розвиток антициклонічних тропосферних аномалій, АА та СА) та прояви ЦБД в накопиченні озону (вплив стратосфери). Зокрема, для європейського регіону характерним є триваліше руйнування озону в нижній стратосфері в період його фотохімічної релаксації (літо–осінь), що й позначається на пізнішому досягненні мінімальних рівнів ЗВО.

Висновки

За супутниковими вимірюваннями в 1979–2011 рр. проаналізовано довготну залежність сезонних змін загального вмісту озону в широтній зоні, яка включає північну Україну та Київ. Одержані результати узгоджуються з виявленою раніше тенденцією зсуву річного циклу ЗВО до початку року в регіонах довготних максимумів в розподілі ЗВО.

Продовжуючи попередні дослідження, в роботі визначено довготні межі регіонів із найбільш раннім та найбільш пізнім розвитком річного циклу та розглянуто співвідношення між тропосферним та стратосферним впливом на сезонність ЗВО. З якісних оцінок такого співвідношення випливає, що зональний мінімум ЗВО над східною Атлантикою та Європою перебуває під впливом антициклонічних тропосферних аномалій (Азорський та Сибірський антициклони) та зонального мінімуму в інтенсивності накопичення стратосферного озону в процесі ЦБД. Запізнєння в розвитку річного циклу ЗВО в цьому регіоні приблизно на сезон порівняно з регіонами циклонічних аномалій зумовлене більшою мірою інерційністю проявів ЦБД (стратосферним впливом).

Меридіональний градієнт ЗВО, добре досліджений за середньозональними даними, використовують для пояснення значних відхилень у варіаціях ЗВО в середніх широтах: його високі (низькі) рівні зумовлені, як правило, надходженням збагаченого (збідненого) озonom стратосферного повітря з високих (низьких) широт. Наведена в роботі кліматологія сезонних змін ЗВО свідчить про часові відмінності в розвитку регіо-

нальних аномалій циркуляції в тропосфері та стратосфері впродовж року. Тому дані про довготну залежність в сезонності ЗВО можуть бути використані для повнішого опису міжширотних зв'язків (очевидно, також довготно та сезонно залежних) та для точнішого їх відтворення в модельних експериментах.

Література

- Александров Э. Л. Озонный щит Земли и его изменения. / Э. Л. Александров, Ю. А. Израэль, И. Л. Кароль, А. Х. Хргиан. — Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1992. — 285 с. — ISBN 5-286-00529-2.
- Бойченко С. Г. Напівемпіричні моделі та сценарії глобальних і регіональних змін клімату / С. Г. Бойченко. — К.: Наукова думка, 2008. — 306 с.
- Грицай А. В. Аналіз розбіжності наземних та супутникових вимірювань загального вмісту озону: станція Київ-Голосіїв / А. В. Грицай, Г. П. Міліневський // Космічна наука і технологія. — 2014. — Т. 20, № 1. — С. 3–13.
- Дворецька І. В. Особливості динаміки загального вмісту озону в сучасний період / І. В. Дворецька // Наук. праці УкрНДГМІ. — 2012. — Вип. 262. — С. 257–271.
- Калініна І. В. Кліматичні норми загального вмісту озону / І. В. Калініна // Фізична географія та геоморфологія. — 2005. — Вип. 48. — С. 257–263.
- Холопцев А. В. Географическое положение акваторий Тихого океана как фактор значимости влияния изменений их поверхностных температур на состояние озоносферы / А. В. Холопцев // Людина та довкілля. Проблеми неоекології. — 2013. — № 3–4. — С. 105–112.
- Antón M. Temporal and spatial variabilities of total ozone column over Portugal / M. Antón, D. Bortoli, M. J. Costa et al. // Rem. Sens. Environ. — 2011. — Vol. 115, N 3. — P. 855–863.
- Appenzeller C. North Atlantic Oscillation modulates total ozone winter trends / C. Appenzeller, A. K. Weiss, J. Staehelin // Geophys. Res. Lett. — 2000. — Vol. 27, N 8. — P. 1131–1134.
- Br?nnimann S. A global historical ozone data set and prominent features of stratospheric variability prior to 1979 / S. Br?nnimann, J. Bhend, J. Franke et al. // Atmos. Chem. Phys. — 2013. — Vol. 13, N 18. — P. 9623–9639.
- Efstathiou M. N. On the longitude dependence of total ozone trends over middle-latitudes / M. N. Efstathiou, C. A. Varotsos, R. P. Singh. et al. // Int. J. Remote Sens. — 2003. — Vol. 24, N 6. — P. 1361–1367.
- Evtushevsky O. On the regional distinctions in annual cycle of total ozone in the northern midlatitudes / O. Evtushevsky, A. Grytsai, G. Milinevsky // Rem. Sens. Lett. — 2014. — Vol. 5, N 3. — P. 205–212.
- Fabian P. Ozone in the atmosphere. Basic principles, natural and human impacts / P. Fabian, M. Dameris. — Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2014. — 137 p.
- Fioletov V. E. Performance of the ground-based total ozone network assessed using satellite data / V. E. Fioletov, G. Labow, R. Evans et al. // J. Geophys. Res. — 2008. — Vol. 113, ND14. — D14313, doi:10.1029/2008JD009809.
- Fioletov V. E. Seasonal persistence of midlatitude total ozone anomalies / V. E. Fioletov, T. G. Shepherd // Geophys. Res. Lett. — 2003. — Vol. 30, N 7. — P. 1417–1421.
- Frith S. M. Recent changes in total column ozone based on the SBUV Version 8.6 Merged Ozone Data Set / S. M. Frith, N. A. Kramarova, R. S. Stolarski et al. // J. Geophys. Res. — 2014. — Vol. 119, N 16. — P. 9735–9751.
- Fusco A. C. Interannual variations of total ozone and their relationship to variations of planetary wave activity / A. C. Fusco, M. L. Salby // J. Climate. — 1999. — Vol. 12, N 6. — P. 1619–1629.
- Gabriel A. Zonal asymmetries in middle atmospheric ozone and water vapour derived from Odin satellite data 2001–2010 / A. Gabriel, H. K?rnich, S. Lossow et al. // Atmos. Chem. Phys. — 2011. — Vol. 11, N 18. — P. 9865–9885.
- Gong D.-Y. The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia / D.-Y. Gong, C.-H. Ho // Theor. Appl. Climatol. — 2002. — Vol. 72, N 1–2. — P. 1–9.
- Grytsai A. SCIAMACHY/Envisat, OMI/Aura, and ground-based total ozone measurements over Kyiv-Goloseyev station / Grytsai A., Milinevsky G. // Int. J. Remote Sens. — 2013. — Vol. 34, N 15. — P. 5611–5622.
- Hardiman S. C. The climatology of the middle atmosphere in a vertically extended version of the Met Office's climate model. Part I: Mean state / S. C. Hardiman, N. Butchart, S. M. Osprey et al. // J. Atmos. Sci. — 2010. — Vol. 67, N 5. — P. 1509–1525.
- Holton J. R. Stratosphere-troposphere exchange / J. R. Holton, P. H. Haynes, M. E. McIntyre et al. // Rev. Geophys. — 1995. — Vol. 33, N 4. — P. 403–439.
- Hood L. L. Lower stratospheric stationary waves and the longitude dependence of ozone trends in winter / L. L. Hood, D. A. Zaff // J. Geophys. Res. — 1995. — Vol. 100, N D12. — P. 25791–25800.
- Iwasaki T. Photochemical and dynamical contributions to the seasonal variation of total ozone amount over Japan / T. Iwasaki, S. Kaneto // J. Met. Soc. Jap. — 1984. — Vol. 62, N 2. — P. 343–356.
- Kalnay E. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project / E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler et al. // Bull. Am. Met. Soc. — 1996. — Vol. 77, N 3. — P. 437–471.
- Krzy?cin J. W. Variability of the total ozone trend over Europe for the period 1950–2004 derived from reconstructed data / J. W. Krzy?cin, J. L. Borkowski // Atmos. Chem. Phys. — 2008. — Vol. 8, N 11. — P. 2847–2857.
- Lozitsky V. Influence of planetary waves on total ozone column distribution in northern and southern high latitudes / V. Lozitsky, A. Grytsai, A. Klekociuk, G. Milinevsky // Int. J. Remote Sens. — 2011. — Vol. 32, N 11. — P. 3179–3186.
- McPeters R. D. The version 8.6 SBUV ozone data record: An overview / R. D. McPeters, P. K. Bhartia, D. Haffner et al. // J. Geophys. Res. Atmos. — 2013. — Vol. 118, N 4. — P. 8032–8039.
- Milinevsky G. P. Recent developments of atmospheric research in Ukraine / G. P. Milinevsky, V. O. Danylevsky, A. V. Grytsai et al. // Adv. Astr. Space Phys. — 2012. — Vol. 2, N 2. — P. 114–120.

29. Miyazaki K. Roles of transport in the seasonal variation of the total ozone amount / K. Miyazaki, T. Iwasaki, K. Shibata, M. Deushi // *J. Geophys. Res.* – 2005. – Vol. 110, N 18. – D18309, doi:10.1029/2005JD005900.
30. Nikulin G. The mean meridional circulation and midlatitude ozone buildup / G. Nikulin, A. Karpechko // *Atmos. Chem. Phys.* – 2005. – Vol. 5, N 11. – P. 3159–3172.
31. Orsolini Y. J. Ozone signatures of climate patterns over the Euro-Atlantic sector in the spring / Y. J. Orsolini, F. J. Doblas-Reyes // *Q. J. R. Met. Soc.* – 2003. – Vol. 129, N 595. – P. 3251–3263.
32. Peters D. H. W. Longitude-dependent decadal ozone changes and ozone trends in boreal winter months during 1960–2000 / D. H. W. Peters, A. Gabriel, G. Entzian // *Ann. Geophys.* – 2008. – Vol. 26, N 4. – P. 1275–1286.
33. Randel W. Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratospheric temperature / W. Randel, J. B. Cobb // *J. Geophys. Res.* – 1994. – Vol. 99, N D3. – P. 5433–5447.
34. Rieder H. E. Extreme events in total ozone over the Northern mid-latitudes: an analysis based on long-term data sets from five European ground-based stations / H. E. Rieder, L. M. Jancso, S. Di Rocco et al. // *Tellus.* – 2011. – Vol. 63B, N 5. – P. 860–874.
35. Salby M. L. Interannual changes of the stratospheric circulation: relationship to ozone and tropospheric structure / M. L. Salby, P. F. Callaghan // *J. Climate.* – 2002. – Vol. 15, N 24. – P. 3673–3685.
36. Sekiguchi Y. The seasonal variation of total ozone amount in middle latitudes / Y. Sekiguchi, H. Kida // *J. Met. Soc. Jap.* – 1971. – Vol. 49, N 2. – P. 95–110.
37. Shepherd T. G. Dynamics, stratospheric ozone, and climate change / T. G. Shepherd // *Atmosphere–Ocean.* – 2008. – Vol. 46, N 1. – P. 117–138.
38. Stolarski R. S. Search for evidence of trend slow-down in the long-term TOMS/SBUV total ozone data record: the importance of instrument drift uncertainty / R. S. Stolarski, S. M. Frith // *Atmos. Chem. Phys.* – 2006. – Vol. 6, N 12. – P. 4057–4065.
39. Stolarski R. S. Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data / R. S. Stolarski, P. Bloomfield, R. D. McPeters, J. R. Herman // *Geophys. Res. Lett.* – 1991. – Vol. 18, N 6. – P. 1015–1018.
40. Tegtmeier S. A global picture of the seasonal persistence of stratospheric ozone anomalies / S. Tegtmeier, V. E. Fioletov, T. G. Shepherd // *J. Geophys. Res.* – 2010. – Vol. 115, N D18. – D18119, doi:10.1029/2009JD013011.
41. The Global Atmosphere Watch Programme: 25 years of global coordinated atmospheric composition observations and analyses / Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization, 2014. – WMO-No. 1143. – 45 p.
42. van der A R. J. Multi sensor reanalysis of total ozone / R. J. van der A, M. A. F. Allaart, H. Eskes // *Atmos. Chem. Phys.* – 2010. – Vol. 10, N 22. – P. 11277–11294.
43. Weber M. The Brewer–Dobson circulation and total ozone from seasonal to decadal time scales / M. Weber, S. Dikty, J. P. Burrows et al. // *Atmos. Chem. Phys.* – 2011. – Vol. 11, N 21. – P. 11221–11235.

ДОЛГОТНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ СЕЗОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА В СРЕДНЕШИРОТНОЙ АТМОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

А. М. Евтушевський

По спутниковым измерениям в 1979–2011 гг. проанализирована долготная зависимость сезонных изменений общего содержания озона в широтной полосе, включающей северную Украину и Киев. Определены долготные границы регионов с самым ранним и самым поздним развитием годового цикла содержания озона. Результаты работы могут быть полезными при интерпретации наблюдений с использованием спектрофотометра Добсона на станции Киев-Голосеев и при изучения связей между изменениями в озоновом слое и региональными изменениями климата.

Ключевые слова: общее содержание озона, спутниковые измерения, Merged Ozone Data Set, реанализ NCEP–NCAR, долготное распределение, сезонные изменения

LONGITUDINAL DEPENDENCE OF SEASONAL CHANGES OF TOTAL OZONE CONTENT IN THE NORTHERN MIDLATTITUDINAL ATMOSPHERE

О. М. Evtushevsky

By satellite measurements in 1979–2011 pp., the longitudinal dependence of seasonal changes of total ozone content in latitude band consisting the Northern Ukraine and Kyiv is analyzed. Longitudinal ranges of the regions with the earliest and latest development of annual cycle of total ozone have been determined. Results can be useful for interpretation of observations with the Dobson spectrophotometer at the Kyiv-Goloseyev station and for study of coupling between ozone layer changes and regional climate changes.

Keywords: total ozone content, satellite measurements, Merged Ozone Data Set, NCEP–NCAR reanalysis, longitudinal distribution, seasonal changes