

УДК 551.510.534; 551.513.11

О. Євтушевський, А. Грицай, В. Кравченко,
Г. Міліневський, З. Грицай, В. Лозицький, М. Леонов

ЗМІНИ ЗАГАЛЬНОГО ВМІСТУ ОЗОНУ НАД АНТАРКТИКОЮ

Розглянуто результати досліджень антарктичного озону за вимірюваннями на станції Академік Вернадський (1996-2007) та за супутниковими спостереженнями (1979-2008). Основні напрями аналізу спостережних даних: сезонні варіації щоденних і середньомісячних значень вмісту озону, багаторічні зміни, розбіжність наземних та супутникових вимірювань, планетарні хвилі в розподілі озону, передумови щорічних змін озонної діри, вплив змін озону на структуру тропопаузи, порівняння з тенденціями в арктичному регіоні.

Results of Antarctic ozone researches by the measurements at the station Akademik Vernadsky (1996–2007) and by the satellite observations (1979-2008) are considered. The main analysis directions of the observational data are: seasonal variations of daily and monthly mean total ozone values, long-term changes, difference between ground-based and satellite measurements, planetary waves in total ozone distribution, preconditions of the ozone hole interannual changes, influence of the ozone changes on the tropopause structure and comparison with the tendencies in Arctic region.

1. Вступ. У 1996 р. Великобританія передала Україні антарктичну станцію Фарадей ($65^{\circ}15'S$, $64^{\circ}15'W$), де вимірювання озону проводилися з 1957 р. Українські дослідження на цій станції, яка отримала назву Академік Вернадський, продовжуються вже друге десятиріччя, і загальна тривалість рядів щоденних спостережень озону тепер перевищує півсториччя. Станція розташована поблизу Антарктичного півострова, і з точки зору досліджень озонного шару її широтне положення вигідне тим, що припадає на край стратосферного полярного вихору, який за максимальних розмірів у зимово-весняний період досягає широти $60^{\circ}S$. Цей потужний зональний потік стратосферного повітря ізолює полярні повітряні маси від середньширотних, сприяючи їх вихолодженню до $-80^{\circ}C$ і нижче. Такі низькі температури не властиві арктичному регіону, і в цьому основна відмінність, що призводить до суттєвих відмінностей двох полярних областей. Наслідком вихолодження є утворення над Антарктидою у зимові місяці полярних стратосферних хмар на площі в десятки мільйонів квадратних кілометрів, що перевищує площу самого континенту. В умовах сонячного освітлення, починаючи з серпня, акумульовані частинками стратосферних хмар хлористі сполуки вивільнюються і вступають в каталітичні реакції, результатом яких є руйнування молекул озону.

За приблизно однакового вмісту озоноруйнуючих речовин в обох півкулях, великий об'єм стратосферних хмар у південному полярному регіоні сприяв швидкому зростанню хімічних втрат озону з початку 1980-х років [1]. Максимальний дефіцит маси озону спостерігається у весняні місяці (вересень – листопад). Хімічні процеси, в яких задіяний озон, виявляються особливо чутливими до динамічних збурень, спричинених в атмосфері хвилями планетарних масштабів. В Антарктиці такі збурення активізуються в зимово-весняний період і впливають на температуру стратосфери та на просторовий розподіл малих складових атмосфери [2, 3]. Планетарні хвилі (ПХ) проникають із тропосфери у стратосферу, при цьому їх спектральний склад змінюється, оскільки умови поширення є більш сприятливими для найдовших хвиль. Зокрема, в антарктичному регіоні у стратосфері домінують квазістаціонарна хвиля (КСХ) із зональним числом (відношенням довжини паралелі до довжини хвилі) $m = 1$ та біжуча хвиля із зональним числом $m = 2$ [3, 4]. Внесена в стратосферу енергія ПХ при їх розпаді підвищує температуру стратосфери. З іншого боку, ПХ обумовлюють відхилення від зонально однорідного розподілу стратосферної циркуляції, яка за їх відсутності встановилася б залежно від широтного розподілу нагріву та сили Коріоліса. Неоднорідність розподілу озону під впливом планетарних хвиль [5] виразно проявляється в асиметрії полярного вихору відносно полюса, спричиненій хвилею з $m = 1$. Оскільки вимірний наземним чи супутниковим інструментом загальний вміст озону (ЗВО) у вертикальному стовпі атмосфери містить переважно стратосферний озон (до 90%), існує тісний зв'язок між варіаціями ЗВО та планетарними хвилями у стратосфері. До найважливіших результатів останнього десятиріччя можна віднести припинення швидкого зниження вмісту озону, яке тривало до середини 1990-х років, та виявлення впливу озонної діри на тропосферні процеси і клімат [6]. Тому взаємодія тропосфери і стратосфери в антарктичному регіоні відбувається в обох напрямках. Розділення ефектів, спричинених протилежно спрямованими впливами, було одним із напрямів цієї роботи.

Вимірювання ЗВО на станції Академік Вернадський здійснюються спектрофотометром Добсона. Сезон неперервних спостережень триває 10 місяців (з кінця липня до середини травня). Основні результати аналізу цих спостережень наведено в розділі 2. Систематичні супутникові вимірювання глобального розподілу ЗВО розпочато у 1978 р., і це дало можливість порівнювати незалежні дані, використовуючи мережу наземних станцій, та оцінювати похибки, з якими можна визначити тенденції у змінах ЗВО (розділ 3). В розділах 4-6 розглянуто: а) внесок планетарних хвиль у розподіл і змінність ЗВО, б) формування передумов для щорічних змін рівнів ЗВО у весняний період, в) взаємозв'язок "ЗВО – тропопауза – тропосфера" та г) основні відмінності тенденцій у південному та північному полярних регіонах.

2. Варіації і тренди ЗВО за вимірюваннями на станції Академік Вернадський. На рис. 1 показано варіації щоденних та середньомісячних значень ЗВО за дванадцятирічний період вимірювань на станції Академік Вернадський (1996-2007 рр.). Масив даних на рис. 1а дає уявлення про діапазон варіацій, а рис. 1б показує усереднений сезонний хід. Максимальна дисперсія щоденних значень припадає на вересень – листопад (дні 90-150 на рис. 1а та місяці 9-11 на рис. 1б). Це період озонної діри, і характер дисперсії пов'язаний саме з розташуванням станції у крайовій зоні діри та з постійними деформаціями краю діри планетарними хвилями.

За стандартним визначенням, озонна діра – це область, де рівень ЗВО < 220 одиниць Добсона (ОД) [6]. З рис. 1а видно, що діапазон варіацій у весняні місяці охоплює як значення, властиві для озонної діри (до 120-150 ОД у вересні – жовтні), так і високі значення (до 400 ОД), які загалом не є типовими для станції в інші сезони (280-300 ОД

у грудні – квітні, рис. 1б). Наявність двох протилежних тенденцій у відхиленнях ЗВО у весняний період є проявом протилежних змін рівня ЗВО всередині та зовні стратосферного полярного вихору. Якщо всередині вихору відбувається хімічне руйнування молекул озону, то за межами вихору – їх динамічне накопичення. Меридіональний обмін повітряних мас у цей період практично відсутній, а регулярні меридіональні зміщення краю вихору (і краю озонової діри) планетарними хвилями спричинюють появу або аномально низьких (<200 ОД), або аномально високих (350-400 ОД) значень ЗВО над станцією.

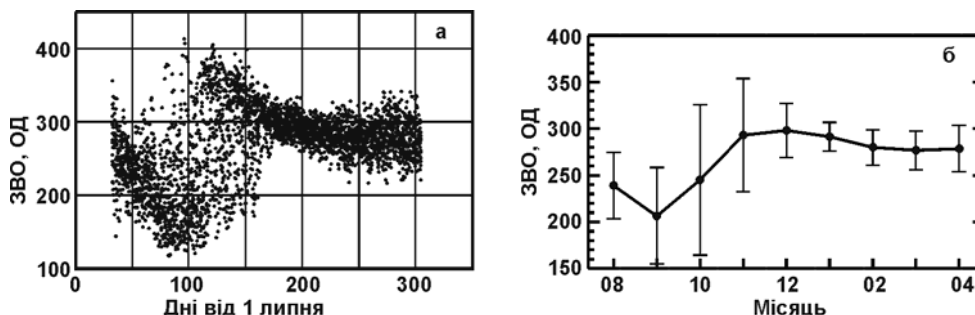


Рис. 1. Варіації щоденних (а) та середньомісячних (б) значень ЗВО упродовж сезону неперервних вимірювань (липень – травень) спектрофотометром Добсона на станції Академік Вернадський (1996-2007 рр.)

Багаторічні зміни з використанням даних, одержаних на станції Фарадей у 1957-1995 рр., представлені на рис. 2. Характерними є три періоди з порівняно стійкими тенденціями (див. лінійні тренди, нанесені пунктиром на рис. 2а), властивими загалом і для змін глобального рівня ЗВО [6]. Період нормальних середньорічних рівнів ЗВО (320-330 ОД) тривав до початку 1980-х років. У наступний період, до середини 1990-х років, відбувалося швидке зниження ЗВО до ~260 ОД. Для останнього десятиріччя характерні стабілізація вмісту озону та ознаки відновлення озонового шару (див. подібні зміни для південної полярної області в [6], рис. 4-7).

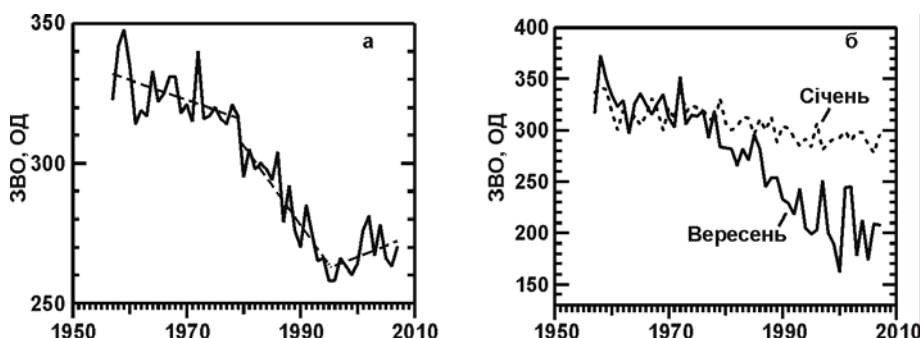


Рис. 2. Зміна ЗВО над станцією Фарадей/Вернадський за останні 50 років (1957-2007 рр.): усереднені по сезонах неперервних вимірювань (а) та середньомісячні (б, січень і вересень) значення. Дані Британської антарктичної служби (<http://www.antarctica.ac.uk/met/jds/ozone/#data>), які з 1996 р. забезпечуються вимірюваннями на станції Академік Вернадський

З рис. 2б видно, що основний внесок у різке зниження ЗВО пов'язаний з весняним періодом. За 1981-1995 рр. зниження становило 16% за середніми по сезонах неперервних вимірювань (рис. 2а) і близько 30% у вересні (суцільна крива на рис. 2б). Літній тренд ЗВО був незначним (пунктирна крива для січня на рис. 2б), а до 1980 р. обидві криві взагалі показують однакові рівні ЗВО, тому це порівняння також чітко вказує на початок змін у весняному антарктичному озоні. Результати аналізу спостережних даних, одержаних на станції Академік Вернадський, наведено в роботах [7-11].

3. Зіставлення наземних та супутникових вимірювань. Порівняння даних наземних і супутникових спостережень ЗВО здійснювалося упродовж всього періоду вимірювань на станції Академік Вернадський [12-16]. За цей час, внаслідок врахування виявлених похибок супутникових даних, відбувся перехід від 7-ї до 8-ї версії алгоритму TOMS (2004 р.) та до емпірично скоригованого варіанту останньої (2007 р.), який запроваджено лише для періоду, коли працював спектрометр EP-TOMS (1996-2005 рр., див. [17]). Нижче наведено деякі результати порівняння наземних спостережень з цими рядами супутникових даних. Крім спостережень на станції Академік Вернадський, використовувались дані ще двох антарктичних станцій та однієї арктичної (всі оснащені спектрофотометрами Добсона) також за період 1996-2005 рр. (таблиця 1). На рис. 3а показано варіації щоденних значень відносної різниці супутникових та наземних вимірювань ЗВО, обчисленої за формулою:

$$\Delta ZVO = \frac{ZVO_{TOMS} - ZVO_{Добсон}}{ZVO_{Добсон}} \times 100\%$$

де ZVO_{TOMS} та $ZVO_{Добсон}$, відповідно, супутникові та наземні значення ЗВО. Видно, що найбільша дисперсія різниці ΔZVO припадає саме на період озонної діри (порівн. з рис. 1а), коли діапазон дисперсії розширюється до $\pm 20\%$ і більше (серпень – жовтень, дні 30-120 на рис. 3а). Це приблизно вдвічі перевищує діапазон дисперсії в наступний літній період. Помітно, що в цей же час відбувається поступове зміщення діапазону дисперсії у бік від’ємних значень різниці. Як збільшений діапазон дисперсії, так і її тренд вказують на вплив низьких рівнів озону у період озонної діри, тому було приділено увагу залежності різниці ΔZVO від ЗВО, як найбільш збуреного в цей період параметра.

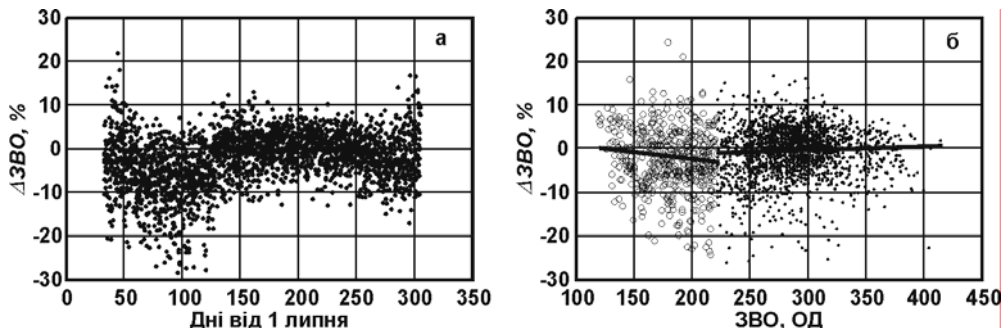


Рис. 3. Сезонний хід відносної різниці ΔZVO між супутниковими та наземними вимірюваннями (а) та залежність ΔZVO від значення ЗВО за наземними даними (б) за період 1996-2005 рр.

На рис. 3б показана залежність $\Delta ZVO(ZVO_{Добсон})$ для станції Академік Вернадський. Період озонної діри з рівнем $ZVO < 220$ ОД (> 220 ОД) виділено кружками (точками), а тренд $\Delta ZVO(ZVO_{Добсон})$ апроксимовано лінійною залежністю. Середні значення ΔZVO , трендів та середньоквадратичних відхилень наведено в табл. 1 (перший рядок). Порівнюючи з даними для інших станцій (другий – четвертий рядки в табл.), можна відзначити, що в середньому абсолютна різниця між наземними і супутниковими даними досить мала і становить близько або менше 1% (5 значень) або майже 3% (два значення). Але залежність різниці від вмісту озону в умовах озонної діри досить значна (-5%, -5% та -7.5% на 100 ОД для станцій Вернадський, Халлі та Амундсен-Скотт, відповідно) і є статистично значущою. Ця залежність розширює діапазон дисперсії ΔZVO , що зрештою знижує надійність виміряних значень ЗВО та висновків щодо їх змін. Причини існування виявленої залежності потребують подальшого вивчення, і вони можуть бути пов’язані як з супутниковими, так і з наземними вимірюваннями. Вплив хмарності на розбіжність даних та на залежність ΔZVO від ЗВО, проаналізований в роботах [13, 16], вказує, що більший внесок у залежність можуть давати похибки наземних вимірювань.

Таблиця 1. Середні значення ΔZVO та середній тренд $\Delta ZVO(ZVO)$ для високоширотних станцій в умовах озонної діри ($ZVO < 220$ ОД) та за її відсутності ($ZVO > 220$ ОД)

Станція	Координати	ЗВО < 220 ОД			ЗВО > 220 ОД		
		Тренд, %/100 ОД ($\pm 2\sigma$)	Середнє ΔZVO , % ($\pm 1\sigma$)	N, днів	Тренд, %/100 ОД ($\pm 2\sigma$)	Середнє ΔZVO , % ($\pm 1\sigma$)	N, днів
Вернадський	65°15'S, 64°16'W	-5.0±2.6	-2.6±7.3	483	1.0±0.7	-0.3±5.6	2021
Халлі	75°31'S, 26°40'W	-5.0±1.6	-0.1±6.7	755	-2.9±1.1	2.7±4.8	1352
Ам.-Скотт	89°58'S, 24°47'W	-7.5±3.4	1.1±7.6	232	0.9±1.3	-1.1±4.3	573
Барроу	71°19'N, 156°36'W	-	-	-	0.2±0.4	0.7±3.4	953

4. Кліматологія планетарних хвиль в Антарктиці за супутниковими даними про розподіл озону. Регулярні супутникові спостереження протягом трьох десятиліть дозволяють визначити як загальну картину еволюції планетарних хвиль в розподілі ЗВО над антарктичним регіоном, так і дослідити спричинені ними аномалії. Із завершенням сезону спостережень 2008 р. стало можливим створення 30-річної кліматології планетарних хвиль у розподілі озону за період 1979-2008 рр. Основну частину спостережної бази, використаної в цій роботі, становлять спостереження, виконані з допомогою приладів TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer), встановлених на борту супутників Nimbus-7 (1979-1992) та Earth Probe (1996-2005), а для 2006-2008 рр. використані дані OMI (Ozone Monitoring Instrument), який працює на космічній платформі Aura (<http://toms.gsfc.nasa.gov>). Прогалину, що існує в даних TOMS/OMI (1993-1995 рр.) заповнено за результатами реаналізу (http://www.temis.nl/protocols/o3field/o3field_msr.php), де використано дані супутника NOAA (спектрометр SBUV/2, Solar Backscattered Ultraviolet Radiometer, Version 2). Дискретність даних становить 1° по широті та 1°-1.5° по довготі. Через переважання зонального характеру циркуляції в антарктичній стратосфері, основним проявом ПХ тут є меридіональні збурення зонального розподілу параметрів стратосфери. Вміст озону характеризує шар нижньої стратосфери (10-25 км), і для кількісного опису ПХ застосовано методику побудови довготних профілів ЗВО [18]. Основними результатами для широтного інтервалу 50°S-80°S є встановлення рівня асиметрії ЗВО та її змін, зокрема дрейфу на схід зонального мінімуму як нової кліматологічної характеристики розподілу ЗВО в Антарктиці. На рис. 4 представлено ілюстрації цих результатів, повніше освітлених у роботах [11, 18, 19]. Аналіз 30-річного ряду вмісту озону вказує на 1) статистично достовірне зростання амплітуди КСХ (максимальний тренд 8.5±2.5 ОД за десятиліття

на широті 65°S , $p = 0.05$); 2) зсув зонального мінімуму ЗВО у східному напрямку ($13\text{--}20^{\circ}$ за десятиліття при загальному, широтно залежному, зсуві $40^{\circ}\text{--}60^{\circ}$ від Антарктичного півострова в бік нульового меридіана); 3) домінування КСХ-1 (квазістаціонарної хвилі із зональним числом $m = 1$) при амплітуді КСХ-2 у весняні місяці на рівні 0.11 від амплітуди КСХ-1.

Важливо відзначити, що дані [19] певною мірою привернули увагу до ролі асиметрії в антарктичному озоні та в атмосфері регіону в цілому. Про це свідчать, наприклад, останні роботи [20-22]. Моделювання з урахуванням асиметрії показало, що асиметрія озону та її зміни (а не лише весняні втрати антарктичного озону) впливають на клімат південної півкулі і впливатимуть у майбутньому [21]. Сучасні моделі будуються здебільшого на зонально симетричному розподілі, і для адекватного відтворення кліматичних змін поблизу поверхні необхідно реалістичніше моделювати стратосферний клімат [22].

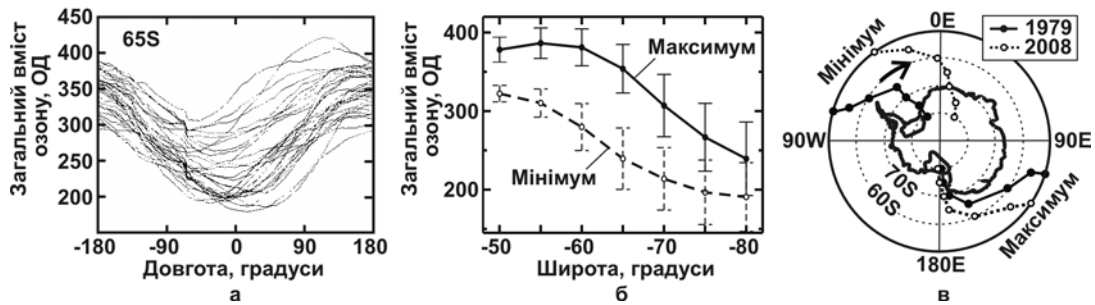


Рис. 4. Квазістаціонарний довготний розподіл ЗВО у вересні – листопаді 1979-2008 рр. (а), кліматологічні значення ЗВО в зональному максимумі та мінімумі (б) та зміни довготного положення екстремумів квазістаціонарної хвилі (в)

5. Зимові передумови весняного зниження ЗВО. Проаналізовано передумови міжрічних варіацій вмісту озону над південним полярним регіоном у весняні місяці [19]. Оскільки в антарктичній стратосфері переважає КСХ-1, вона спричинює зміщення полярного вихору в цілому відносно полюса. Зміщення може досягати ~ 1000 км, тому асиметрична зональна циркуляція сприяє потраплянню тепліших мас повітря з нижчих широт ($60^{\circ}\text{S}\text{--}65^{\circ}\text{S}$) у вищі ($70^{\circ}\text{S}\text{--}75^{\circ}\text{S}$), що унеможлиблює формування стратосферних хмар в частині полярного регіону. Рівень асиметрії вихору у серпні, таким чином, визначає рівень втрат озону у весняні місяці. Як показав кореляційний аналіз, чутливим індикатором втрат озону є серпнева амплітуда КСХ в розподілі стратосферної температури як міра асиметрії полярного вихору. Варіації амплітуди КСХ корелюють з площею озонової діри та ЗВО над південним полюсом з коефіцієнтами до -0.7 та 0.7 , відповідно (рис. 5). Кореляція з середнім зональним значенням ЗВО на полярних широтах 70°S та 80°S досягає 0.8 ($p < 0.01$). Це свідчить про суттєвий внесок серпневої КСХ у перебіг процесів, які визначають сезонну еволюцію озонової діри. Виявлено два максимуми кореляційної залежності від амплітуди КСХ – на рівні нижньої ($100\text{--}150$ гПа) та середньої (10 гПа) стратосфери. В нижній стратосфері ефект від КСХ пов'язаний із асиметрією вихору та площею стратосферних хмар, а в середній стратосфері, найімовірніше, з меридіональним транспортом та заповненням озонової діри багатим на озон середньозиротним повітрям. В обох випадках посилення активності КСХ протидіє зниженню вмісту озону у вертикальному стовпі атмосфери: в першому випадку це відбувається за рахунок зменшення незворотних втрат озону, а в другому – шляхом просторового перерозподілу озону, тобто з переважним внеском хімічного та динамічного механізмів впливу на ЗВО, відповідно.

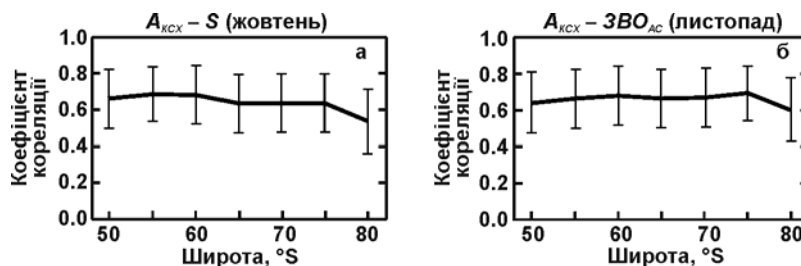


Рис. 5. Широтний розподіл кореляції між амплітудою КСХ у серпні на рівні тиску 10 гПа та площею озонової діри у жовтні (а) і загальним вмістом озону над південним полюсом за вимірюваннями на станції Амундсен-Скотт у листопаді (б). Показано інтервали середньоквадратичного відхилення коефіцієнта кореляції

6. Зональна асиметрія ЗВО та структура антарктичної тропопаузи. Зменшення вмісту озону у весняній антарктичній стратосфері впливає на її тепловий режим, оскільки поглинання тепла молекулами озону визначає температуру стратосфери, особливо на висотах максимуму озону $15\text{--}25$ км [3]. Порівняння розподілу ЗВО, температури у нижній стратосфері (100 гПа, або приблизно 16 км) та висоти тропопаузи показало, що при охолодженні нижньої стратосфери внаслідок весняних втрат озону, „точка холоду” піднімається в нижню стратосферу, піднімаючи і тропопаузу при одночасному зниженні її чіткості [23]. Це свідчить про переважний вплив нижньої стратосфери на тропопаузу, який зменшує роль тропопаузи як бар'єра для обміну повітряних мас між тропосферою і стратосферою та збільшує вертикальну протяжність тропосферного шару, що фактично означає вплив стратосфери на клімат. У зи-

мові місяці відбувається схоже підняття тропопаузи внаслідок охолодження нижньої стратосфери, але воно зумовлене різким сезонним зниженням температури в області стратосферного полярного вихору. Аномальне підняття тропопаузи в районі моря Ведделла відбувається до 13-14 км (порівняно з типовими значеннями 9-10 км, рис. 6). Встановлено також, що на зимову тропопаузу існує асиметричний вплив із тропосфери, де наявний різкий східно-західний контраст температури, і тропопауза найнижча над холодним антарктичним континентом. Перехід до стратосферного впливу на асиметрію тропопаузи відбувається у вересні, коли площа озонної діри найбільша. В наступний літньо-осінній період висота тропопаузи над полярною областю найменша, ~9 км, враховуючи середню висоту антарктичного плато ~3 км, означає існування найтоншого в регіоні шару тропосфери – близько 6 км. Тому, завдяки поєднанню впливу тропосфери і стратосфери, антарктична тропопауза дуже неоднорідна і впродовж року зазнає значних змін висоти (на 4-5 км) переважно над західною Антарктикою (рис. 6). Нижня стратосфера в Арктиці у зимові місяці тепліша приблизно на 10°C, ніж в Антарктиці, через більший вплив планетарних хвиль на полярний вихор. У весняні місяці вона не охолоджується так, як над Антарктидою, через відсутність озонної діри. Тому структура арктичної тропопаузи перебуває під переважним впливом тропосфери [23].

Цікавим є й інший наслідок регіонального підняття антарктичної тропопаузи – виникнення меридіонального градієнту висоти тропопаузи у зимово-весняний період на широтах 50°S-80°S (рис. 6, ліва частина), що створює умови не лише для вертикального, а й горизонтального переносу малих складових атмосфери через тропопаузу. Тропосферні ефекти асиметрії тропопаузи, пов'язані зі зростанням висотної протяжності тропосфери та існуванням меридіонального градієнту тропопаузи можуть бути причетними до регіональних змін клімату, як і розглянута вище асиметрія в озоні.

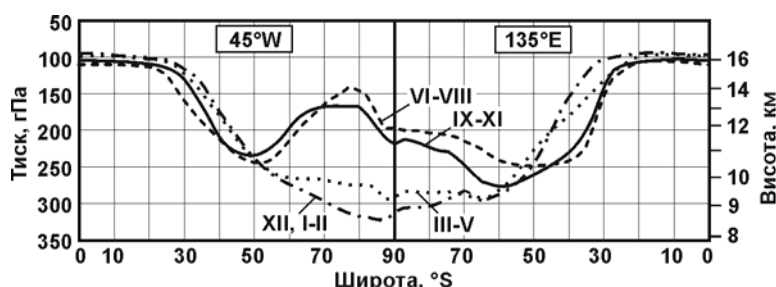


Рис. 6. Меридіональні профілі тропопаузи “екватор – полюс – екватор” у південній півкулі вздовж осі зональної асиметрії 45°W – 135°E для чотирьох сезонів 2005 р. У літньо-осінній період антарктична тропопауза формується під переважним впливом тропосфери (зниження температури в бік полюса, криві XII-II та III-V), а в зимово-весняний період переважає підняття тропопаузи під впливом стратосфери (сезонний мінімум температури в зимові місяці, крива VI-VIII, та охолодження нижньої стратосфери через втрати озону у весняні, крива IX-XI)

7. Висновки. У змінах ЗВО в Антарктиці виявлено нові тенденції, які свідчать про значний вплив планетарних хвиль. Це, зокрема, зміни зональної асиметрії ЗВО, формування передумов для міжрічних варіацій весняного зниження ЗВО та зв'язки ЗВО – тропопауза – тропосфера, причетні до регіональних змін клімату.

Роботи виконувалися в рамках наукових тем Київського національного університету імені Тараса Шевченка 01БФ051-14 і 06БФ051-12 та Міністерства освіти і науки України М/86-2006. Дослідження здійснювалися за участі в програмах ORACLE-O3 та SCAR ICESTAR в рамках проведення Міжнародного полярного року 2007/2008.

1. Farman J.C., Gardiner B.G., Shanklin J.D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction // Nature. – 1985. – Vol. 315. – P. 207–210.
2. Mechoso C.R., Hartmann D.L. An observational study of traveling planetary waves in the Southern Hemisphere // J. Atm. Sci. – 1982. – Vol. 39, No. 9. – P. 1921–1935.
3. Wirth V. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature // J. Geophys. Res. – 1993. – Vol. 98, No. D5. – P. 8873–8882.
4. Quintanar A.I., Mechoso C.R. Quasi-stationary waves in the Southern Hemisphere. Part I: Observational data // J. Climate. – 1995. – Vol. 8, No. 11. – P. 2659–2672.
5. Salby M.L., Callaghan P.F. Fluctuations of total ozone and their relationship to stratospheric air motions // J. Geophys. Res. – 1993. – Vol. 98, No. D2. – P. 2715–2727.
6. Scientific assessment of ozone depletion: 2006. World Meteorological Organization. Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 50. – Geneva, Switzerland, 2007. – 572 pp.
7. Міліневський Г.П., Леонов М.А., Грицай З.І. та ін. Вимірювання озону на антарктичній станції Академік Вернадський у 1996-2000 роках // Вісн. Київ. ун-ту. Астрономія. – 2002. – Вип. 38. – С. 63–69.
8. Grytsai A.V., Grytsai Z.I., Evtushevsky A.M. et al. Traveling planetary waves in ozone layer over Antarctic Peninsula // Ukr. Antarctic J. – 2004. – Vol. 2. – P. 105–110.
9. Грицай А.В., Євтушевський О.М., Міліневський Г.П. Планетарні хвилі в озонному шарі над Антарктичним півостровом у 1999 і 2002 роках // Вісн. Київ. ун-ту. Астрономія. – 2005. – Вип. 41-42. – С. 63-67.
10. Грицай А.В., Євтушевський О.М., Міліневський Г.П. Зміни загального вмісту озону над Антарктичним півостровом // VI Міжнародна наукова конференція “Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища”. – 6-8 жовтня 2005, Київ, Україна. – Матеріали конф. – С. 113–115.
11. Грицай А.В. Планетарні хвилі у розподілі загального вмісту озону над Антарктикою // Дис. ... канд. фіз.-мат. наук: 04.00.22. – Київ, 2007. – 180 с.
12. Грицай З.І., Євтушевський А.М., Кравченко В.А. и др. Сопоставление наземных и спутниковых измерений общего содержания озона по данным антарктической станции Академик Вернадский и обсерватории Лесники // Бюлл. Укр. антаркт. центра. – 1998. – Вип. 2. – С. 44–49.
13. Kullinich B.V., Evtushevsky A.M., Leonov N.A., Millinevsky G.P. Seasonal change of difference between the ground-based and EP-TOMS satellite ozone measurements // Ukr. Antarctic J. – 2005 – Вип. 3. – С. 5–9.

14. Grytsai Z.I., Evtushevsky A.M., Leonov N.A., Milinevsky G.P. Comparison of ground-based and TOMS-EP total ozone data for Antarctica and northern midlatitude stations (1996-1999) // *Phys. Chem. Earth (B)*. – Vol. 25 – 2000. – P. 459–461.
15. Кравченко В.О. Зіставлення наземних та супутникових вимірювань загального вмісту озону над антарктичними станціями // *Укр. антаркт. журнал*. – 2007/2008. – № 6–7. – С. 135–142.
16. Evtushevsky O., Milinevsky G., Grytsai A. et al. Comparison of ground-based Dobson and satellite EP-TOMS total ozone measurements over Vernadsky station, Antarctica, 1996–2005 // *Int. J. Remote Sensing*. – 2008. – Vol. 29, No. 9. – P. 2675–2683.
17. McPeters R., Taylor S., Jaross G. et al. Empirically corrected TOMS Earth Probe dataset. – <http://toms.gsfc.nasa.gov>. – December 20, 2007. – 13 p.
18. Grytsai A., Grytsai Z., Evtushevsky A., Milinevsky G. Interannual variability of planetary waves in the ozone layer at 65°S // *Int. J. Remote Sensing*. – 2005. – Vol. 26, No. 16. – P. 3377–3387.
19. Grytsai A.V., Evtushevsky O.M., Agapitov O.V. et al. Structure and long-term change in the zonal asymmetry in Antarctic total ozone during spring // *Ann. Geophys.* – 2007. – Vol. 25, No. 2. – P. 361–374.
20. Crook J.A., Gillett N.P., Keeley S.P.E. Sensitivity of Southern Hemisphere climate to zonal asymmetry in ozone // *Geophys. Res. Lett.* – 2008. – Vol. 35. – L07806, doi:10.1029/2007GL032698.
21. Neff W., Perlwitz J., Hoerling M. Observational evidence for asymmetric changes in tropospheric heights over Antarctica on decadal time scales // *Geophys. Res. Lett.* – 2008. – Vol. 35. – L18703, doi:10.1029/2008GL035074.
22. Weare B.C. Dynamical modes associated with the Antarctic ozone hole // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* – 2009. – Vol. 9. – P. 5055–5086.
23. Evtushevsky O.M., Grytsai A.V., Klekociuk A.R., Milinevsky G.P. Total ozone and tropopause zonal asymmetry during the Antarctic spring // *J. Geophys. Res.* – 2008. – Vol. 113, D00B06, doi:10.1029/2008JD009881.

Надійшла до редколегії 28.05.09