

УДК 551.513.11:551.510.534

О. В. Агапітов, А. В. Грицай, Д. А. Салюк

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ВЕЛИКОМАСШТАБНІ ХВИЛІ РОССБІ В АНТАРКТИЧНІЙ СТРАТОСФЕРІ

За даними супутникових спостережень проаналізовано збурення розподілу озону в Антарктиці протягом весни. Відхилення розподілу загального вмісту озону від зонально-симетричного інтерпретуються як наслідок впливу великомасштабних хвиль Россбі, що поширюються на висотах нижньої стратосфери. Розглянуто хвилі із зональними числами 1–3, які грають найбільшу роль у високоширотній стратосфері. Показано, що спостережувана картина відповідає дисперсійному рівнянню для хвиль Россбі з урахуванням швидкості зонального вітру.

ВСТУП

Стратосферна циркуляція у приполярних районах протягом зимово-весняного періоду визначається полярним стратосферним вихором, відмежованим від середньоширотного повітря західним вітром зі швидкістю кілька десятків метрів за секунду — так званим зональним потоком. У південній півкулі полярний вихор існує до кінця листопада — початку грудня (кінець весни — початок літа). Протягом весни його стійкість зменшується, посилюються збурення, обумовлені великомасштабними планетарними хвилями [9]. Вони викликають відхилення форми вихору від симетричної відносно полюса. Найбільшу амплітуду в цей час мають хвилі із зональними числами (відношення довжини паралелі до довжини хвилі) $m = 1$ та $m = 2$ [17]. Теорія інтерпретує такі великомасштабні утворення в атмосфері Землі, як хвилі Россбі, поява яких обумовлена меридіональним градієнтом сили Коріоліса [<http://toms.gsfc.nasa.gov/ftpdata.html>, 14]. Напрямок руху хвиль показаний на рис. 1. Відзначимо, що чітко виражена хвиля із зональним числом 3 в антарктичній стратосфері з'являється значно рідше, а коротші спектральні компоненти не мають суттєвого впливу.

Структура хвиль може розглядатися не тільки з використанням полів тиску чи геопотенціаль-

них висот, а і з допомогою інших параметрів, розподіл яких є неоднорідним. Одним із таких практично важливих параметрів є загальний вміст озону. Озон (O_3) у атмосфері Землі зосереджений переважно у нижньому стратосферному шарі (для приполярних широт це відповідає висотам 10–25 км) [12]. Характеристикою кількості озону над певною точкою поверхні є загальний вміст, який визначається сумарною кількістю молекул у стовпі атмосфери одиничного перерізу. Традиційно загальний вміст озону (ЗВО) виражають в одиницях Добсона (ОД): 1 ОД відповідає шару газу товщиною в 0.01 мм за нормальних атмосферних умов [1]. Розподіл озону є суттєво неоднорідним як у просторі, так і в часі. У середньому ЗВО ≈ 300 ОД. Однак регіональні та сезонні відхилення від цього значення можуть бути дуже суттєвими. Так, протягом останніх десятиліть у весняний період над Антарктикою спостерігається зниження загального вмісту озону до мінімальних величин, менших за 200 ОД, а в окремі роки і до 100 ОД [16]. Це явище було виявлене в середині 1980-х рр. [8] і відоме під назвою озонової діри. Її межа визначається рівнем ЗВО = 220 ОД [13]. Розвиток озонової діри обумовлюється, серед іншого, існуванням полярного вихору, який перешкоджає змішуванню повітряних мас, сприяючи збереженню дуже низького вмісту озону [15].

Таким чином, внутрішня частина полярного вихору виявляється суттєво збідненою озоном порівняно з помірними широтами. У зв'язку зі

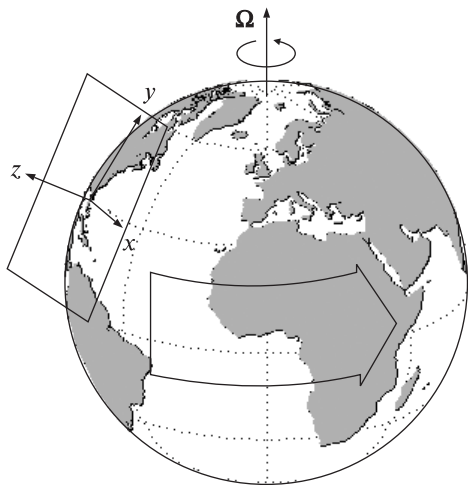


Рис. 1. Система координат в наближенні β -площини

збуреннями полярного вихору планетарними хвилями розподіл озону в його крайовій частині є суттєво неоднорідним не тільки у меридіональному, а й у зональному напрямі (вздовж паралелі) [4]. Дана обставина робить ЗВО зручним індикатором для фіксації хвиль Россбі, визначення їхніх фаз та співвідношень між амплітудами різних спектральних компонентів [11]. Застосування інтегральної характеристики, якою є загальний вміст, виявляється можливим через відсутність суттєвого зсуву фази з висотою для вказаного типу хвиль. Іншою важливою обставиною, що спонукає використовувати ЗВО, є наявність систематичних супутникових вимірювань, які забезпечують картографування переважної частини поверхні Землі.

Поведінка хвиль із зональними числами 1 і 2 в Антарктиці виявляється суттєво різною. Якщо фаза першої, найдовшої, відчутно не змінюється протягом кількох місяців, то друга характеризується вираженим рухом у східному напрямку відносно поверхні [10, 17]. Варто зауважити, що така біжуча хвиля при спостереженні в певній точці проявляється коливаннями ЗВО, тоді як стаціонарна може бути виявлена тільки за допомогою спостережень у рознесених уздовж паралелі точках. Важливо, що теорія лінійних хвиль Россбі без урахування зонального потоку передбачає їхній рух у західному напрямку зі швидкістю, що зменшується при збільшенні зо-

нального числа [3]. Метою даної роботи є аналіз спостережуваної поведінки хвиль із $m = 1$ та $m = 2$ із перевіркою їхньої відповідності дисперсійному рівнянню для хвиль Россбі з урахуванням зонального вітру.

ТЕОРЕТИЧНІ УЯВЛЕННЯ ПРО ХВИЛІ РОССБІ

Система рівнянь, яка описує хвилі в атмосфері планети, що обертається, має вигляд

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\nabla(gH) + f[\mathbf{v}, \zeta], \quad \frac{\partial H}{\partial t} + \text{div}(\mathbf{v}H) = 0, \quad (1)$$

де \mathbf{v} — горизонтальна складова швидкості в атмосфері, ζ — одиничний вектор у вертикальному напрямку, $f = 2\Omega \sin \varphi$ — параметр Коріоліса, φ — географічна широта, Ω — кутова частота обертання планети (див. рис. 1), g — прискорення вільного падіння, H — ефективна глибина атмосфери (у випадку атмосфери, що складається з молекул із ефективною масою M та температурою T , $H_0 = kT / (Mg)$, де k — стала Больцмана. Для Землі $H_0 \approx 8$ км, для Юпітера $H_0 \approx 25$ км).

Рівняння (1) збігаються за формою з рівняннями, які описують рух холодних іонів у плазмі, де електрони мають розподіл Больцмана у полі з потенціалом H , коли роль сили Коріоліса грає сила Лоренца. Дисперсійне рівняння для малих коливань має вигляд

$$\omega \left(1 + k^2 r_R^2 - \frac{\omega^2}{f^2} \right) = -k_\lambda v^*, \quad (2)$$

$$v^* = gH_0 \cos \varphi / (2\Omega R \sin^2 \varphi),$$

де $r_R = (gH_0)^{1/2} / f$ — радіус Россбі (для Землі у помірних широтах радіус Россбі складає приблизно 1500—2500 км, для Юпітера — 6000 км), H_0 — глибина однорідної атмосфери, v^* — дрейфова швидкість (швидкість Россбі), R — радіус планети, k_λ — проекція хвильового вектора на паралель [2]. Рівняння (2) описує дві гілки коливань. Гілка, частота якої набагато менша за Ω , відповідає хвилям Россбі з дисперсією

$$\omega = -\frac{k_\lambda v^*}{1 + k^2 r_R^2}$$

та фазовою швидкістю

$$v_{ph} = -\frac{v^*}{1 + k^2 r_R^2}.$$

Знак «мінус» означає, що хвилі розповсюджуються на захід. Швидкість розповсюдження хвиль залежить від їхньої довжини $l = 2\pi/k$. При великих довжинах хвиль фазова швидкість прямує до швидкості Россбі v^* .

При частотах, набагато більших за частоту обертання планети Ω , отримуємо гравітаційні хвилі на мілководді. Коли $\omega \approx \Omega$, з рівняння (2) маємо дисперсійне рівняння інерційних або гіроскопічних хвиль в тонкій атмосфері, що обертається, $\omega = \Omega \cdot (1 + k^2 r_R^2 / 2)$ [3].

Припустимо, що $\Omega \gg \omega$ — частоти лінійних хвиль. Це відповідає вихорам, які повільно обертаються (таке наближення називається геострофічним). Тоді з (1) можна отримати розклад у ряд по степенях відношення ω/Ω :

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_0 + \mathbf{v}_1 + \dots, \quad \mathbf{v}_0 = [\zeta, \nabla(gH)]/f, \quad (3)$$

$$\mathbf{v}_1 = [\zeta, (\partial/\partial t + v_0 \nabla)\mathbf{v}_0]/f, \quad (4)$$

де \mathbf{v}_0 — геострофічна швидкість, \mathbf{v}_1 — інерційна поправка до \mathbf{v}_0 . Підставляючи (4) до (1), опускаючи квадратичні за збуренням доданки та вводячи безрозмірні змінні, отримуємо шукане рівняння відносно $h = (H - H_0)/H_0$:

$$\frac{\partial}{\partial t}(h - r_R^2 \Delta h) - \frac{V^*}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(h + \frac{h^2}{2} \right) = \Omega r_R^4 \{ \nabla h, \nabla \Delta h \}. \quad (5)$$

Теоретичні відомості про хвильові збурення в атмосфері планети, що обертається, викладено в багатьох роботах. В реальній атмосфері при обчисленні фазової швидкості хвиль Россбі необхідно враховувати меридіональний градієнт еквівалентної глибини атмосфери (або атмосферного тиску на рівні моря) та швидкості зонального потоку. Саме швидкість зонального потоку є визначальним фактором для можливості існування хвиль планетарного масштабу, а також для їхніх просторових та часових властивостей. Із дисперсійного рівняння випливає, що фазова швидкість хвиль Россбі направлена на захід. Завдяки взаємодії із зональним потоком напрямок фазової швидкості може змінюватися на протилежний і залежність швидкості від довжини хвилі виглядатиме інакше. Розглядаючи динаміку атмосферних збурень в наближенні β -площини (відповідно параметр Коріоліса $f = 2\Omega \sin \varphi$ буде

представлений у формі $f = f_0 + \beta y$), приходимо до безрозміреного рівняння Чарні — Обухова [5, 6]:

$$\frac{\partial(h - \Delta_{\perp} h)}{\partial t} - \beta \frac{\partial h}{\partial y} = \{h, \Delta_{\perp} h\}, \quad (6)$$

де $\Delta_{\perp} = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ — двовимірний оператор Лапласа, $\{h, \Delta h\} = \frac{\partial h}{\partial x} \frac{\partial \Delta h}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial y} \frac{\partial \Delta h}{\partial x}$ — векторна нелінійність або дужки Пуассона. В цій моделі атмосферу представлено як нестискувану рідину глибини h .

Беручи до уваги меридіональну неоднорідність еквівалентної глибини атмосфери та наявність зонального вітру з неоднорідним меридіональним профілем, для фазової швидкості хвиль Россбі отримуємо вираз

$$V_{ph} = u + \frac{\omega}{k_{\lambda}} = u - \frac{\beta r_R^2}{1 + k^2 r_R^2}, \quad (7)$$

де β набуває форми (беручи до уваги меридіональні збурення еквівалентної глибини атмосфери)

$$\beta = \frac{\partial f}{\partial y} = \frac{f}{H} \frac{\partial H}{\partial y}. \quad (8)$$

Таким чином, якщо швидкість зонального потоку перевищує фазову швидкість хвилі, лінійні хвилі Россбі можуть рухатись у східному напрямку, що зазвичай і спостерігається.

ХВИЛІ РОССБІ В ЗАГАЛЬНОМУ ВМІСТІ ОЗОНУ У ПОЛЯРНІЙ АТМОСФЕРІ

Для аналізу активності хвиль планетарного масштабу у південному приполярному регіоні були використані глобальні дані вимірювань загального вмісту озону з допомогою супутникового спектрометра TOMS з розділенням 1.25° по довготі та 1° по широті, наведені в одиницях Добсона [<http://toms.gsfc.nasa.gov/ftpdata.html>]. Також були використані дані реаналізу NCEP/NCAR із просторовим розділенням 2.5° по широті та довготі для зонального вітру та геопотенціальних висот [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/>]. Характер розподілу озону під впливом хвилі із зональним числом 1 проілюстровано на рис. 2.

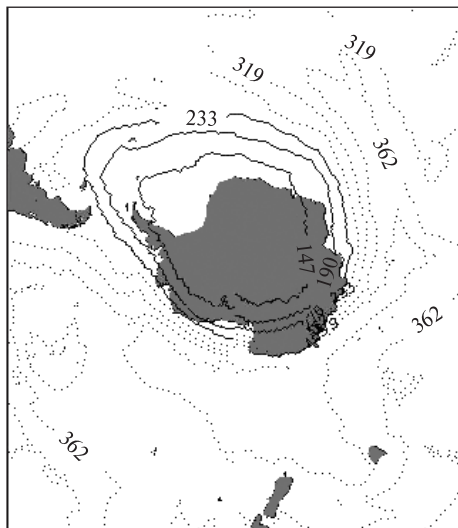


Рис. 2. Збурення антарктичної озонної діри хвилею із зональним числом $m = 1$ (10 жовтня 2003 р.)

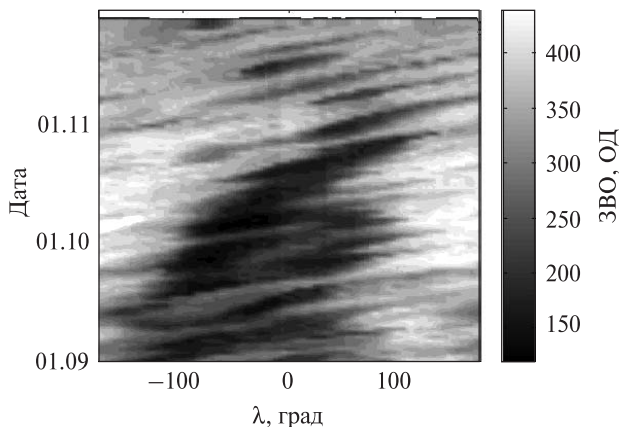


Рис. 3. Загальний вміст озону вздовж паралелі 60°S у вересні — листопаді 2003 р.

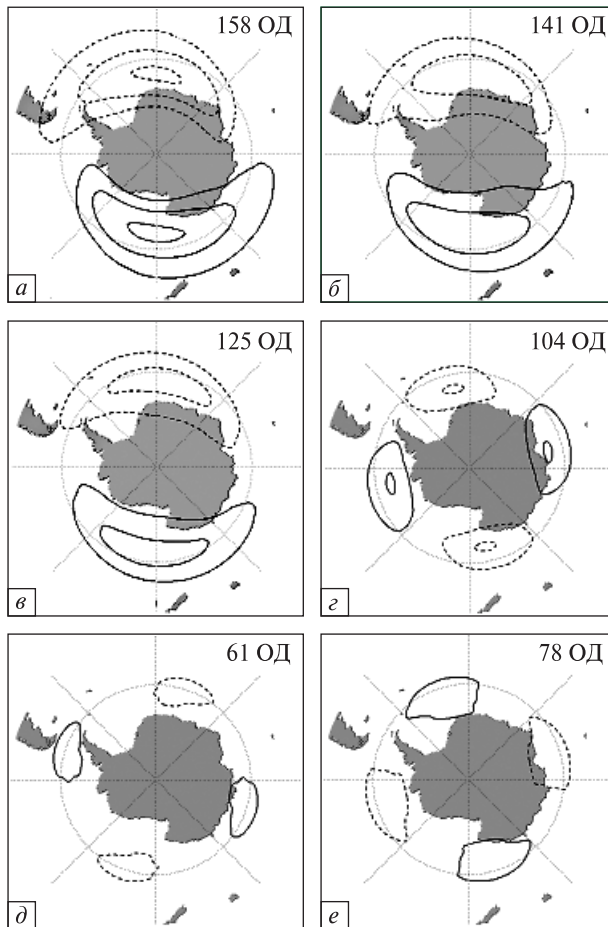


Рис. 4. Структура хвилі з $m = 1$ для 10, 12 і 14 жовтня 2003 р. (а—в) та хвилі з $m = 2$ для 7, 9 та 11 жовтня 1990 р. (г—е). Обчислення виконано за розподілом ЗВО із даних TOMS. Відстань між контурами становить 50 ОД; суцільні лінії відповідають додатним значенням, пунктирні — від'ємним, нульова лінія не показана; вгору — значення максимальної амплітуди

На рис. 3 показано варіації довготного розподілу ЗВО для широтного кола 60°S протягом антарктичної весни 2003 р. Часовий інтервал для аналізу вибрано з урахуванням тривалості життя озонної діри — це переважно вересень — листопад. Саме протягом цього періоду спостерігається максимальна активність хвиль у крайовій області полярного вихору.

Детально був проаналізований рух хвиль із зональними числами 1—3 у жовтні 1990 та 2003 рр., оскільки ці місяці дають зразки високої актив-

ності всіх вказаних компонентів. Динаміка хвилі 1 у жовтні 2003 р. та хвилі 2 у жовтні 1990 р. демонструється на рис. 4, а—в та рис. 4, г—е відповідно. У таблиці наведено фазові швидкості трьох зональних гармонік — як теоретично обчислені для однорідної атмосфери, так і отримані експериментально для географічної широти 60°S. Для реальних планетарних хвиль у південній приполярній області характерним є рух у східному напрямку. При цьому що менша довжина хвилі, то швидше вона рухається. Ці влас-

Швидкості першої, другої та третьої гармонік на широті 60 °S, визначені для однорідної атмосфери та з урахуванням швидкості зонального вітру

Зональне хвильове число	1	2	3
Фазова швидкість хвилі в однорідній атмосфері, м/с	-37.6	-19.2	-10.6
Швидкість хвилі 10–20 жовтня 2003 р., м/с	2±1	10±1	14±1

тивості протилежні до дисперсійних властивостей класичних хвиль Россбі в атмосферах планет при постійній еквівалентній глибині атмосфери. Спостережені особливості можуть бути пояснені, якщо врахувати градієнт тиску та пов'язаний із ним зональний вітер. Врахувавши швидкість зонального вітру, можна відтворити дисперсійну криву для спостережуваних хвиль.

Залежність швидкості руху хвилі від номера гармоніки на широті 60° з урахуванням геострофічного вітру показана на рис. 5. Відповідно до формули (7) рух на схід є тим повільнішим, що менше зональне число. При цьому найменшою є швидкість першої гармоніки. Вона може бути навіть стаціонарною, що часто і спостерігається у південній полярній області. Застосовуючи вираз (7) до хвиль 1, 2 та 3, отримуємо систему рівнянь відносно невідомих швидкості геострофічного вітру, швидкості та радіуса Россбі:

$$\begin{cases} v_{ph1} = u - \frac{v^*}{1 + \Delta}, \\ v_{ph2} = u - \frac{v^*}{1 + 4\Delta}, \\ v_{ph3} = u - \frac{v^*}{1 + 9\Delta}, \end{cases} \quad (9)$$

де $\Delta = \left(\frac{r_R}{R \cos \varphi}\right)^2$; v_{ph1} , v_{ph2} , v_{ph3} — фазові швидкості хвиль із $m = 1 \dots 3$.

Розв'язуючи наведену систему рівнянь (9) відносно радіуса Россбі r_R (параметра Δ), швидкості зонального вітру u та швидкості Россбі v^* , отримуємо:

$$\Delta = \frac{8v_{ph2} - 5v_{ph1} - 3v_{ph3}}{27v_{ph3} + 5v_{ph1} - 32v_{ph2}}, \quad r_R = R \cos \varphi \sqrt{\Delta},$$

$$u = \frac{(1 + 4\Delta)v_{ph2} - (1 + \Delta)v_{ph1}}{3\Delta},$$

$$v^* = (1 + \Delta)(u - v_{ph1}). \quad (10)$$

Підставляючи значення фазових швидкостей та приймаючи радіус Землі $R = 6.37 \cdot 10^6$ м, маємо для широти $\varphi = 60^\circ$: $\Delta = 0.338$, $r_R = 1.85 \cdot 10^6$ м, $u = 19.9$ м/с, $v^* = 24.3$ м/с. Отримані з (10) параметри в межах похибки збігаються з теоретичними значеннями швидкості та радіуса Россбі, обчисленими для даної широти, та даними NCEP/NCAR (див. таблицю). Характер руху хвиль 1–3 протягом 10–30 жовтня 2003 р. відображений на рис. 6.

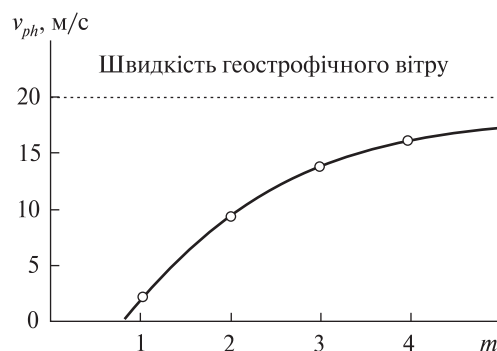


Рис. 5. Залежність швидкості v_{ph} руху хвилі від номера m гармоніки на широті 60° з урахуванням геострофічного вітру

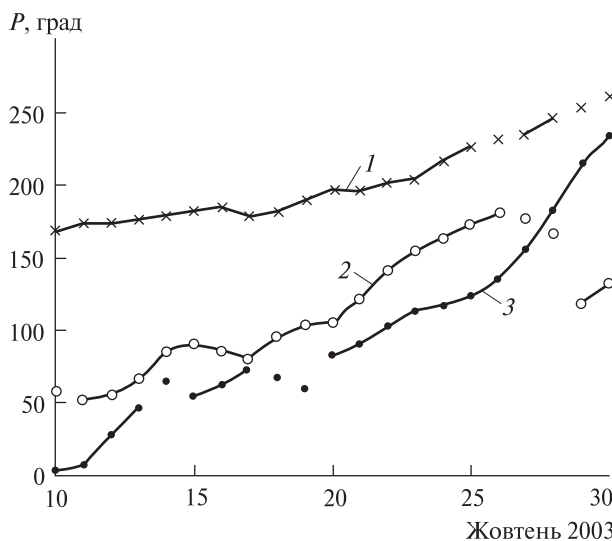


Рис. 6. Фази P хвиль із зональними числами 1–3 (числа біля кривих) протягом 10–30 жовтня 2003 р. на широті 60 °S. Точки, не сполучені лініями з сусідніми, відповідають незначним амплітудам, які відрізняються від середньомісячних більш ніж на одне середнє квадратичне відхилення

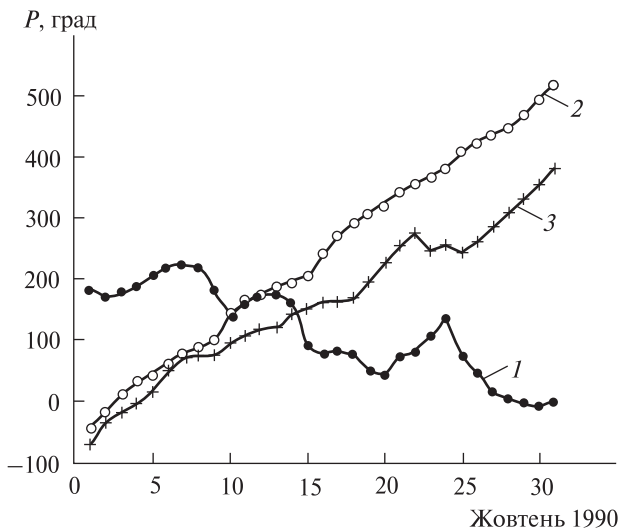


Рис. 7. Фази P хвиль із зональними числами 1—3 (числа біля кривих) у жовтні 1990 р. на широті 65°S за супутниковими даними про розподіл озону

Найбільш виразно систематичний рух реалізується для хвилі із зональним числом 2. Зокрема, у жовтні 1990 р. ця хвиля рухалася зі швидкістю близько 20° за добу на широті 65°S , що відповідає 13 м/с (рис. 7). Натомість для фази хвилі із зональним числом 1 протягом вказаного місяця спостерігалися відрізки руху як у східному, так і у західному напрямку, що є природним у квазістаціонарному випадку. У підсумку дана хвиля зазнала повільного зміщення на захід.

ВИСНОВКИ

На основі супутникових вимірювань загального вмісту озону проведено дослідження динаміки квазіперіодичних великомасштабних збурень у стратосфері південного полярного регіону. У зв'язку зі збуреннями полярного вихору планетарними хвилями розподіл озону в його крайовій частині є суттєво неоднорідним у зональному напрямі (вздовж паралелі). Відсутність суттєвого зсуву фази з висотою для вказаного типу хвиль робить можливим використання ЗВО для визначення фаз хвиль та співвідношень між амплітудами компонентів із різними довжинами. Показано, що квазіперіодичні зональні збурення ЗВО на краї антарктичного вихору є проявом

хвиль Россбі та пояснено особливості їхніх дисперсійних властивостей. Головні результати роботи є такими:

- для атмосфери планети, що обертається, визначена залежність фазової швидкості хвиль 1, 2 та 3 від широти з урахуванням неоднорідного зонального потоку;
- на основі просторового спектрального розкладу збурень ЗВО показано, що зміни зонального розподілу можна описати в рамках динаміки лінійних хвиль Россбі;
- показано, що особливості характеристик квазіперіодичних збурень ЗВО пов'язані з наявністю приполярного зонального потоку. Саме знесення хвиль Россбі зональним потоком призводить до нехарактерних фазових параметрів планетарних хвиль.

Дані реаналізу NCEP/NCAR отримано з сайту NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado [http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/]. Щодобові дані вимірювань загального вмісту озону з допомогою спектрометрів TOMS отримано із сайту NASA [http://toms.gsfc.nasa.gov/ftpdata.html].

1. Александров Э. Л., Израэль Ю. А., Кароль И. Л., Хргиан А. Х. Озонный щит Земли и его изменения. — Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992. — 288 с.
2. Монин А. С., Жихарев Г. М. Океанские вихри // Успехи физ. наук. — 1990. — **160**, вып. 5. — С. 1—47.
3. Незлин М. В. Солитоны Россби // Успехи физ. наук. — 1986. — **150**, № 1. — С. 3—60.
4. Нерушев А. Ф. Воздействие интенсивных атмосферных вихрей на озоновый слой Земли. — Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2003. — 221 с.
5. Петвиашвили В. И., Похотелов О. А. Уединенные волны в плазме и атмосфере. — М.: Энергоатомиздат, 1989. — 200 с.
6. Петвиашвили В. И., Похотелов О. А. Уединенные вихри в плазме // Физика плазмы. — 1986. — **12**. — С. 1127—1144.
7. Engelen R. J. The effect of planetary waves on the total ozone zonal deviations in the presence of a persistent blocking anticyclone system // J. Geophys. Res. — 1996. — **101 D**, N. 22. — P. 28775—28784.
8. Farman J. C., Gardiner B. G., Shanklin J. D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction // Nature. — 1985. — **315**. — P. 207—210.
9. Hio Y., Hirota I. Interannual variations of planetary waves in the Southern Hemisphere stratosphere // J. Met. Soc. Jap. — 2002. — **80**, N 4B. — P. 1013—1027.

10. Hio Y., Yoden S. Quasi-periodic variations of the polar vortex in the Southern Hemisphere stratosphere due to wave-wave interaction // J. Atmos. Sci. — 2004. — **61**, N 21. — P. 2510—2527.
11. Randel W. J. Global normal-mode Rossby waves observed in stratospheric ozone data // J. Atmos. Sci. — 1993. — **50**, N 3. — P. 406—420.
12. Salby M. L., Callaghan P. F. Fluctuations of total ozone and their relationship to stratospheric air motions // J. Geophys. Res. — 1993. — **98** D, N 2. — P. 2715—2727.
13. *Scientific assessment of ozone depletion: 2006.* — Geneva: World Meteorological Organization, 2007. — Report N 50.
14. Scott P. K., Dritschel D. G., Polvani L. M., Waugh D. W. Enhancement of Rossby wave breaking by steep potential vorticity gradients in the winter stratosphere // J. Atmos. Sci. — 2004. — **61**, N 8. — P. 904—918.
15. Shepherd T. G. Large-scale atmospheric dynamics for atmospheric chemists // Chem. Rev. — 2003. — **103**, N 12. — P. 4509—4531.
16. Stolarski R. S., McPeters R. D., Newman P. A. The ozone hole of 2002 as measured by TOMS // J. Atmos. Sci. — 2005. — **62**, N 3. — P. 716—720.
17. Wirth V. Quasi-stationary planetary waves in total ozone and their correlation with lower stratospheric temperature // J. Geophys. Res. — 1993. — **98** D, N 5. — P. 8873—8882.

Надійшла до редакції 07.07.10

O. V. Agapitov, A. V. Grytsai, D. A. Salyuk

LARGE-SCALE ROSSBY WAVES IN THE ANTARCTIC STRATOSPHERE

Spring variations in the Antarctic total ozone content are analysed basing on satellite observation data. Deviations of the total ozone content distribution from zonally-symmetrical one are explained as the impact of large-scale Rossby waves propagating at the lower stratosphere heights. We consider the waves with zonal numbers 1—3 which play a leading part in the high-latitude stratosphere. It is shown that the observed pattern corresponds to the Rossby wave dispersion relation with allowance made for zonal wind velocity.