

北半球定常波输送西风动量的气候态及其年变化

王林^{1, 2} 陈文¹ 黄荣辉¹ 黄刚^{1, 3}

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100080

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029

摘要 利用高分辨率的再分析资料 ERA40, 分析了纬向平均状态下北半球不同尺度的定常波对西风动量沿经向输送的气候态及其年变化。结果表明, 对流层中定常波对西风动量输送最强的区域位于中纬度对流层的中上层, 定常波在该区域长年向北输送纬向动量, 且输送中心随季节有南北移动和强弱变化。此外, 在高纬度地区的对流层中上层以及赤道对流层顶附近还有两个相对较弱的输送中心。前者对西风动量的输送长年向南, 其垂直范围从对流层低层一直伸展到平流层下层, 中心位置相对固定, 强度有明显的季节变化。后者位置也相对固定, 但输送方向随季节改变。平流层中定常波对西风动量的输送主要位于中高纬度的平流层中上层, 定常波在该区域长年向北输送西风动量, 中心位置非常稳定, 而强度则随季节变化明显。行星尺度定常波的输送作用与总波动的输送作用非常一致, 并在很大程度上决定了波动对动量输送强度的季节变化。天气尺度定常波和 10 波以上的短波的输送作用主要集中在中纬度对流层的中高层。前者与行星尺度定常波共同决定了该区域内的输送强度, 并主导了输送中心的南北移动; 后者的作用很小, 除夏季外均可以忽略。作者给出的不同尺度定常波对西风动量输送的气候态分布不但可以作为日后研究其年际变化的基础, 而且还可以为大气环流模式对大气环流模拟能力的评估提供重要的参考。

关键词 定常波 动量输送 气候态 年变化

文章编号 1006-9895 (2007) 03-0377-12

中图分类号 P433

文献标识码 A

The Climatology and Annual Cycle of Meridional Transport of Westerly Momentum by Stationary Waves in the Northern Hemisphere

WANG Lin^{1, 2}, CHEN Wen¹, HUANG Rong-Hui¹, and HUANG Gang^{1, 3}

1 Center for Monsoon System Research (CMSR), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for Temperate East Asia, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The climatology and annual cycle of zonally averaged meridional transport of westerly momentum by stationary waves (also called the eddy momentum flux) in the Northern Hemisphere are presented and analyzed using European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis (ERA40) data. Here waves are defined as the departure from zonal means. The Fourier expansion method is adopted to isolate different zonal wave numbers. The climatology of eddy momentum flux by total stationary waves, planetary-scale stationary waves, synoptic-scale stationary waves and short waves is analyzed for four seasons, respectively. The annual cycle of eddy

收稿日期 2005-12-12 收到, 2006-03-06 收到修改稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40375021、40575026, 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418303

作者简介 王林, 男, 1981 年出生, 博士研究生, 目前从事气候动力学方面的研究。E-mail: wanglin@mail.iap.ac.cn

momentum flux is also analyzed in two selected pressure levels (250 hPa and 5 hPa). The result shows that in the troposphere, the most significant flux center, whose transport direction is always towards the North Pole, lies in the upper troposphere at mid-latitudes all the year round, and its intensity and position vary with seasons. Besides this flux center, there are other two flux centers in the troposphere, with one in the mid-troposphere at high latitudes and the other in the tropical tropopause level. In the former center, which extends from the lower troposphere to the lower stratosphere, the transport direction is always towards the south. The position of this center is relatively fixed although its intensity varies obviously with seasons. The position of the latter center also changes little with time; however, the direction of eddy momentum flux in this area varies with time; it is towards the south in winter and towards the north in summer. In the stratosphere there is only one significant flux center in the upper stratosphere at middle and high latitudes. In this center the momentum transport by waves is always towards the north. The position of this center changes little with time; the transport intensity in this area varies with seasons; it is the strongest in winter, weaker in autumn, much weaker in spring and nearly zero in summer. The planetary-scale stationary waves (zonal wave numbers 1 - 3) play a crucial role in the process of eddy momentum transport and dominate the intensity variation of momentum transport. They lead to the intensity variation in the upper troposphere at mid-latitudes and dominate the intensity and position of the rest three flux centers. The synoptic-scale stationary waves (zonal wave numbers 4 - 9) mainly transport westerly momentum in the upper troposphere at mid-latitudes; they dominate the north-south movement of the flux center in this area. Moreover, they, together with the planetary-scale stationary waves, determine the transport intensity in the troposphere at mid-latitudes. Short waves, whose wave number is larger than ten, mainly transport westerly momentum in the upper troposphere at mid-latitudes. The eddy momentum flux produced by short waves is about half of that produced by stationary waves in summer. Hence, the transport effect by short waves should be considered in summer and is negligible in other seasons. The climatology and annual cycle of zonally averaged meridional transport of westerly momentum by stationary waves presented in this paper is not only a basis for further research on their interannual variability, but also an important reference for the GCM simulations.

Key words stationary waves, meridional transport of westerly momentum, climatology, annual cycle

1 引言

定常波又称定常涡旋、定常涡动,通常是指物理量的纬向不对称部分。大气中的定常波对大气环流的维持和变化都有重要作用。郭晓岚^[1]的理论研究证明,定常波的输送特征,尤其是定常波对纬向动量的南北输送对平均经圈环流的维持有重要作用;定常波的输送特征决定的大气内强迫可导致三圈环流产生;如果没有外源作用和定常波动对动量、热量的输送,将不会有经圈环流出现,而且由波动对动量的输送作用产生的经圈环流比由太阳辐射和波动对热量的输送作用之和产生的经圈环流要大两个量级。这一结论已得到 Pfeffer^[2]数值分析结果的支持。

定常波的输送作用对于纬向行星风带的形成也有重要作用。气象学家们最早研究这个问题是为了解释地表风如何克服地表摩擦而维持。Jeffreys^[3]最早指出这必须依赖于跨纬度的角动量输送。

Starr^[4]发现,天气系统南北向轴线的水平倾斜能够实现上述输送。Widger^[5]的计算表明,存在从热带指向中高纬的定常波动量通量,支持了 Starr^[4]的结论。此后的很多研究也表明,热带和高纬度地区是角动量的源区,中纬度地区为角动量的汇区^[6~9],而各个纬度角动量的平衡正是由定常波跨纬度的角动量输送来维持的^[10~12]。

在年际和逐月变化的尺度上,北半球大气存在着纬向对称、中高纬度间反位相的大气质量^[13]和动量^[14]的振荡现象,前者称为北极涛动(Arctic Oscillation, AO),后者称为北半球环状模(Northern Annular Mode, NAM)。许多研究^[14~17]都发现,伴随着 NAM 的变化,在对流层中存在着南北方向的波动对西风动量的输送(波动动量通量),而这种波动动量通量与西风距平间的相互作用正是 NAM 维持的原因。但是这些研究多是从时间滤波的角度,考虑叠加在时间平均流上的扰动与时间平均气流的相互作用。最近,陈文等^[18, 19]从空间滤

波的角度出发, 研究了叠加在纬向平均流上的冬季准定常行星波的活动, 发现北半球对流层中准定常行星波的年际变化可以产生与 NAM 相似的风场, 并且由此产生的风场可以解释全部风场 50% 左右的变化。这些研究都表明, 波动对纬向动量的南北输送对全球特别是北半球大气环流的维持和变化有重要作用。

有关定常波对纬向动量输送的资料分析比较少, 目前还只是基于吴国雄等^[20]的工作, 但当时的资料时间比较短(只有 5 年), 垂直高度也比较低(只到 30 hPa)。近年来资料的质量和时空范围均有长足的发展, 使我们有可能研究定常波对纬向动量输送的气候态分布及其变化。研究与波动对纬向动量输送性质相关的大气现象, 有必要首先搞清楚定常波对纬向动量输送的基本分布特征。同时, 这样的气候态分布也可以为大气环流模式对大气环流模拟能力的评估提供重要的参考。因此, 本文将利用高分辨率的 ERA40 再分析资料来分析北半球不同尺度定常波对西风动量经向输送的气候态及其季节变化。

2 资料及计算方案

本文采用的是德国马普气象研究所(Max-Planck Institute for Meteorology)和欧洲中期天气预报中心(ECMWF)共同提供的 ERA40 全球逐日高分辨率再分析资料。该资料经向方向 320 格点, 分辨率为 1.125°; 纬向是 160 格点的高斯网格, 格距近似为 1.125°; 垂直从 1000 hPa 到 1 hPa 共 23 个气压层; 资料时段从 1957 年 9 月 1 日到 2002 年 8 月 31 日。原始资料为每天四个时次[00 时、06 时、12 时、18 时(国际协调时)], 我们将一天的四个时次做平均, 得到日平均资料。本文的计算只采用了北半球的两个要素: 风的纬向分量 u (m/s) 和经向分量 v (m/s)。

对大气中的任何一个变量 A , 我们可以将它分解为纬向平均以及对纬向平均的偏差^[21] $A = \bar{A} + A'$, 其中,

$$\bar{A} = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} A d\lambda,$$

为 A 的纬向平均, \bar{A} 为纬向偏差, λ 为经度。于是在纬向平均状态下, 速度 v 对物理量 A 的输送可以表示成

$$\overline{vA} = \bar{v}\bar{A} + \overline{vA'},$$

其中, 右边第一项为平均经圈环流的输送, 第二项为定常波动的输送。如果对 v 和 A 做傅里叶分解:

$$\begin{cases} v = \bar{v} + \sum_{k=1}^{\infty} (v_{sk} \sin k\lambda + v_{ck} \cos k\lambda), \\ A = \bar{A} + \sum_{k=1}^{\infty} (A_{sk} \sin k\lambda + A_{ck} \cos k\lambda). \end{cases}$$

那么, 由三角函数的正交性可以得到

$$\overline{vA'} = \frac{1}{2} \sum_{k=1}^3 (v_{sk}A_{sk} + v_{ck}A_{ck}) + \frac{1}{2} \sum_{k=4}^9 (v_{sk}A_{sk} + v_{ck}A_{ck}) + o(\delta) = \overline{vA'}_{13} + \overline{vA'}_{49} + o(\delta).$$

定义纬向 1~3 波为行星尺度波, 4~9 波为天气尺度波, 这样 $\overline{vA'}_{13}$ 和 $\overline{vA'}_{49}$ 就分别表示行星尺度和天气尺度的定常波对物理量 A 的输送。 $o(\delta)$ 为 10 波以上的短波对物理量 A 的输送。用西风动量来代替 A , 我们就得到了定常波对西风动量的经向输送。按照习惯, 我们考虑纬向平均状态下定常波对单位质量气块所携带的西风动量的输送 $\overline{v'u'}$ 。

首先, 用逐日的风场计算得到逐日的波动动量通量, 然后对所得的逐日通量做时间平均, 分别得到月平均和季节平均的波动动量通量。这相当于不作时间滤波而去掉瞬变波的作用, 只保留定常波的动量通量。本文取 1971~2000 年 30 年中各月平均和各季节平均的波动动量通量的平均值作为气候平均态。季节的划分采取 3、4、5 月为春季, 6、7、8 月为夏季, 9、10、11 月为秋季, 12 月和次年 1、2 月为冬季, 并约定某年的冬季指的是该年 12 月至次年 2 月的冬季。

3 不同季节中定常波对西风动量的输送

3.1 春季定常波对动量输送的气候态

图 1 给出了春季不同尺度定常波对西风动量南北输送(以下也简称动量通量、动量输送)的气候平均态。可以看到, 不同尺度定常波向极动量通量的空间分布差异很大。总波动(图 1a)在对流层 15°N~50°N 之间的输送是向北的(即通量大于 0, 下同), 最大中心强度为 57.8 m²/s², 位于 200 hPa、30°N 附近。在中高纬度的平流层中上层, 也存在一个向北动量(动量指西风动量, 下同)输送的极大值, 中心位于 57°N、1 hPa 附近, 最大强度达到 60.7 m²/s²。在高纬度地区(50°N~80°N 之间)从

对流层低层到平流层下层存在向南的动量输送（即通量小于0，下同），中心位于300 hPa、65°N附近，强度为16.5 m²/s²；低纬存在以150 hPa、4°N为中心的微弱的向南输送，强度约为4.3 m²/s²。

行星尺度定常波对动量输送的分布（图1b）与总波动输送的分布非常一致。对流层中，行星尺度波对动量的向北输送主要位于15°N~45°N之间，最大中心强度为24.1 m²/s²，位于200 hPa、29°N附近。在中高纬度平流层的中上层存在着以57°N、1 hPa为中心，强度59.3 m²/s²的向北输送。50°N以北地区，从对流层低层到平流层下层存在向南的

动量输送，中心位于300 hPa、66°N附近，强度为12.2 m²/s²；低纬赤道附近有微弱的向南输送，中心位置和强度与总波动的输送一致。

天气尺度定常波对动量的输送（图1c）主要表现出以中纬对流层上层为中心的向北输送。它主要位于对流层15°N~45°N之间，中心强度为32.4 m²/s²，位于31°N、200 hPa附近。平流层中几乎没有动量的南北输送；高纬和赤道地区存在向南的动量输送，但非常弱。

可以看到，春季中纬度地区对流层的向极动量通量主要由天气尺度和行星尺度波动决定，天气尺

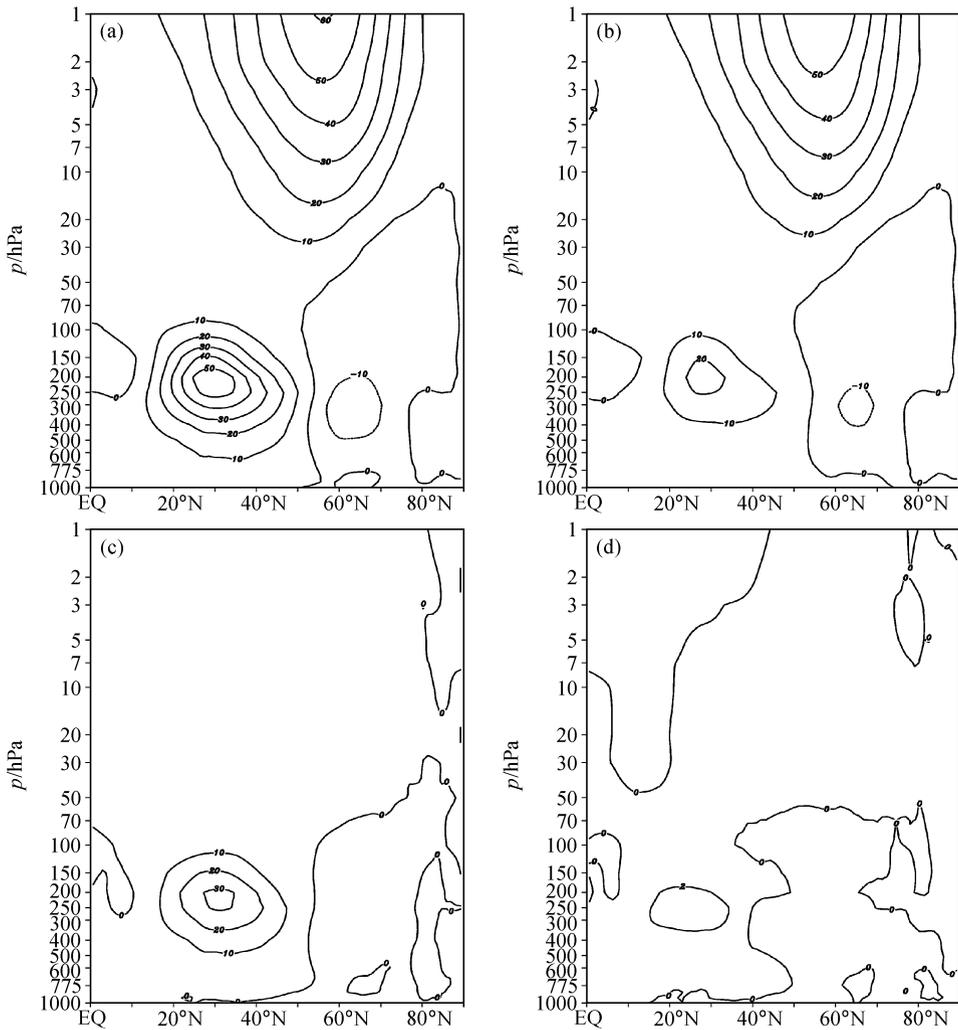


图1 春季纬向平均状态下不同尺度定常波对西风动量输送的纬度-高度剖面图（单位：m²/s²）：(a) 总波动；(b) 行星尺度(1~3)波；(c) 天气尺度(4~9)波；(d) 10波以上的短波。向北通量为正，向南通量为负

Fig. 1 Latitude - altitude profile for zonal-averaged meridional transport of westerly momentum by different scale stationary waves in spring averaged from 1971 to 2000 (units: m²/s²): (a) All stationary waves; (b) planetary-scale stationary waves; (c) synoptic-scale stationary waves; (d) short waves whose wavenumbers are larger than 10. Northward transport is defined as positive and southward transport as negative

度波动的作用更大, 约占 50%, 行星尺度波约占 40%; 而平流层以及高纬度地区的动量输送几乎完全由行星尺度波动决定。10 波以上的短波 (图 1d) 对动量输送的贡献很小, 可以忽略。对总波动和行星尺度波动的输送而言, 对流层中三个输送中心的高度随纬度的升高而逐渐降低, 基本在对流层顶附近。

3.2 夏季定常波对动量输送的气候态

图 2 给出了夏季不同尺度定常波对动量输送的气候平均态。可以看到, 夏季定常波对动量的输送在整个北半球几乎都是向北的, 但只在中低纬度地区对流层的中高层有闭合的输送中心, 高纬度地区和平流层的中心不再存在。总波动对动量输送的最大强度为 $37.3 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 位于 200 hPa、 38°N 附近。与春季相比, 该中心北移了近 10 个纬度, 且中心的南北范围变大, 而垂直尺度变小, 整个输送中心

的垂直高度呈现南高北低的狭长形态。赤道对流层顶附近有一强度为 $26.3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 的向北输送中心, 这与春季赤道地区的动量通量向南有显著的不同。高纬度地区在 30 hPa 以下的动量输送仍然是向南的, 但没有闭合的中心, 最大值强度为 $8.3 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 出现在 66°N 、300 hPa 附近; 平流层不再有明显的动量输送。

夏季行星尺度波对动量的输送很弱, 中心强度只有 $15.3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 左右, 位于 29°N 、150 hPa 附近, 赤道地区 150 hPa 高度上存在一个向北的输送中心, 最大强度为 $22.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。天气尺度波对动量输送的中心强度为 $21.8 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 位于 200 hPa、 42°N 附近。与春季相比, 10 波以上的波动对动量输送的强度有显著的增加, 中心最大值达到 $7.0 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 位于 35°N 、200 hPa 附近。

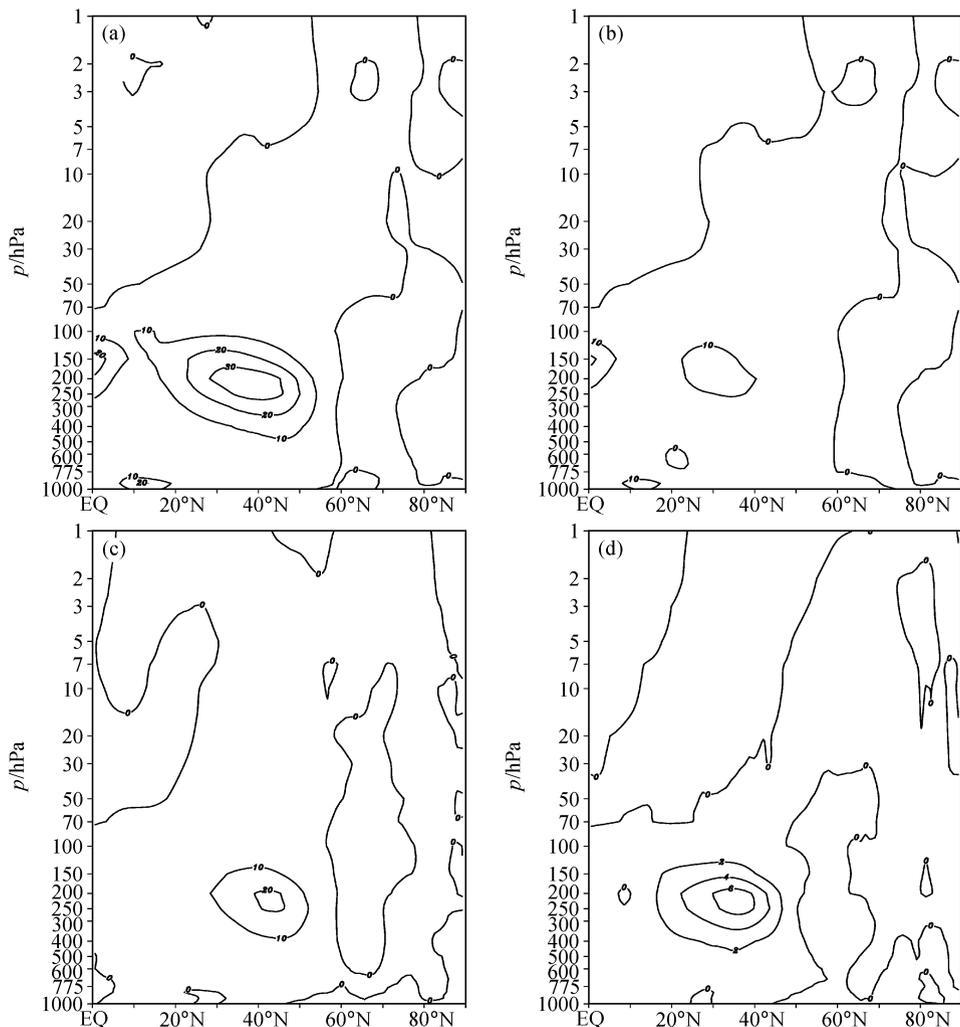


图 2 同图 1, 但为夏季

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for summer

以上分析表明,与春季相比,夏季波动对动量的输送除 10 波以上的短波输送加强外,其余各个尺度波动的输送都有明显的减弱。输送中心主要位于中纬度对流层高层,平流层中定常波对纬向动量几乎没有输送作用。中纬度地区对西风动量向极输送起主要作用的波是波数为 4~9 的天气尺度波,强度约占总波动输送的 60%;行星尺度波的输送强度大大减弱,但仍占到总波动输送强度的 40% 左右;10 波以上的短波的输送作用大大加强,与春季相比增加了 200%。需要指出的是,夏季定常波对纬向动量输送的中心位置有明显的北移,而这种北移主要是由 4 波以上的波动造成的;行星尺度波的输送中心位置仅北移了约 2 个纬度,而天气尺度波和 10 波以上短波的输送中心位置分别北移了 11 个纬度和 8 个纬度。

3.3 秋季定常波对动量输送的气候态

图 3 是秋季不同尺度定常波对西风动量输送的气候平均态。可以看到,秋季定常波对西风动量的输送比夏季有了较明显的加强,强度和形态与春季比较相似。各个尺度的波对纬向动量的输送主要存在于赤道外地区,赤道地区的输送中心不再存在。

具体来看,总波动对动量的输送(图 3a)在对流层 55°N 以南都是向北的,主要位于 20°N~55°N 之间;最大强度为 $58.3 \text{ m}^2/\text{s}^2$,位于 200 hPa、34°N 附近。中高纬度地区的平流层中上层也存在着很大的向北动量输送,其最大值达到 $107.8 \text{ m}^2/\text{s}^2$,中心位于 58°N、1 hPa 附近。在高纬地区的对流层以及平流层下层均存在向南的动量输送,中心位于 300 hPa、66°N 附近,强度为 $15.6 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。

行星尺度定常波对动量的输送(图 3b)在对流

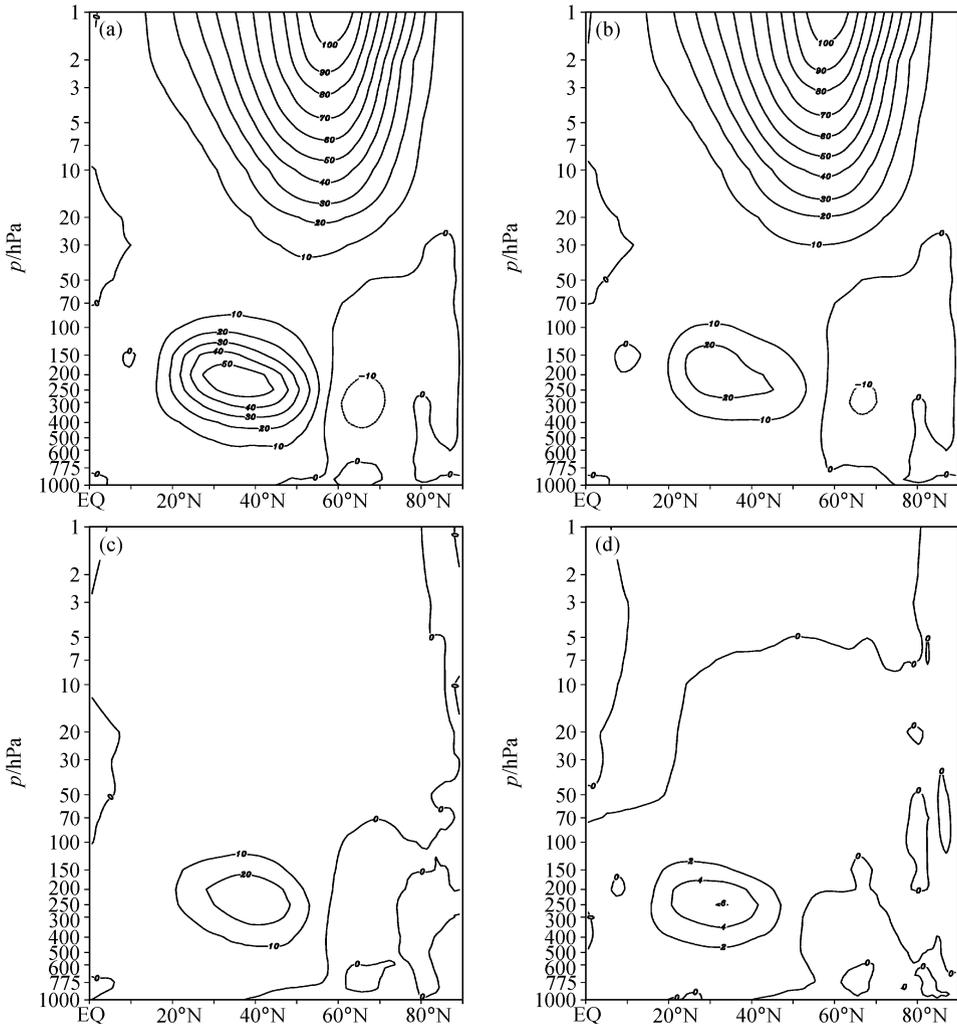


图 3 同图 1, 但为秋季

Fig. 3 Same as Fig. 1, but for autumn

层中主要位于 20°N~50°N 之间, 最大中心位于 200 hPa、31°N 附近, 中心强度为 28.5 m²/s²; 平流层中输送中心主要位于中高纬地区的平流层中上层, 其强度和位置与总波动在平流层的输送几乎一致。50°N 以北的对流层和平流层下层的动量输送都是向南的, 中心位于 300 hPa、67°N 附近, 强度为 11.8 m²/s²。

天气尺度波对动量的输送 (图 3c) 主要表现为对流层高层 20~50°N 之间的向北输送, 中心最大值为 28.7 m²/s², 位于 250 hPa、40°N 附近; 而在其他地方的输送都非常弱。10 波以上的短波对动量的输送主要位于对流层 15°N~45°N 之间, 中心强度为 6 m²/s², 位于 250 hPa、33°N 附近。

与夏季相比, 中纬度地区对流层上层总波动和行星尺度波动的动量通量显著增强, 分别增加了约

60%和 100%, 天气尺度波动的通量也有一定的增加; 秋季行星尺度波和天气尺度波在中纬度对流层的输送作用各占 50%左右。高纬度地区对流层中的向南动量输送和平流层中上层中向北的动量输送仍然由行星尺度的定常波决定, 它们都比夏季有显著的增强, 与春季的输送强度相近。10 波以上的短波对动量的输送强度变化不大。各尺度波动动量输送中心的位置比春季偏北, 比夏季略偏南。

3.4 冬季定常波对动量输送的气候态

图 4 给出了冬季不同尺度定常波对动量输送的气候平均态。可以看到, 冬季定常波对西风动量的输送较秋季有显著的加强, 是四季中最强的。总波动 (图 4a) 自对流层中低层至平流层下层 70 hPa 以下呈现出南北“一十一”的三极分布。在 15°N 以南的低纬对流层顶附近, 存在着以 150 hPa 为中

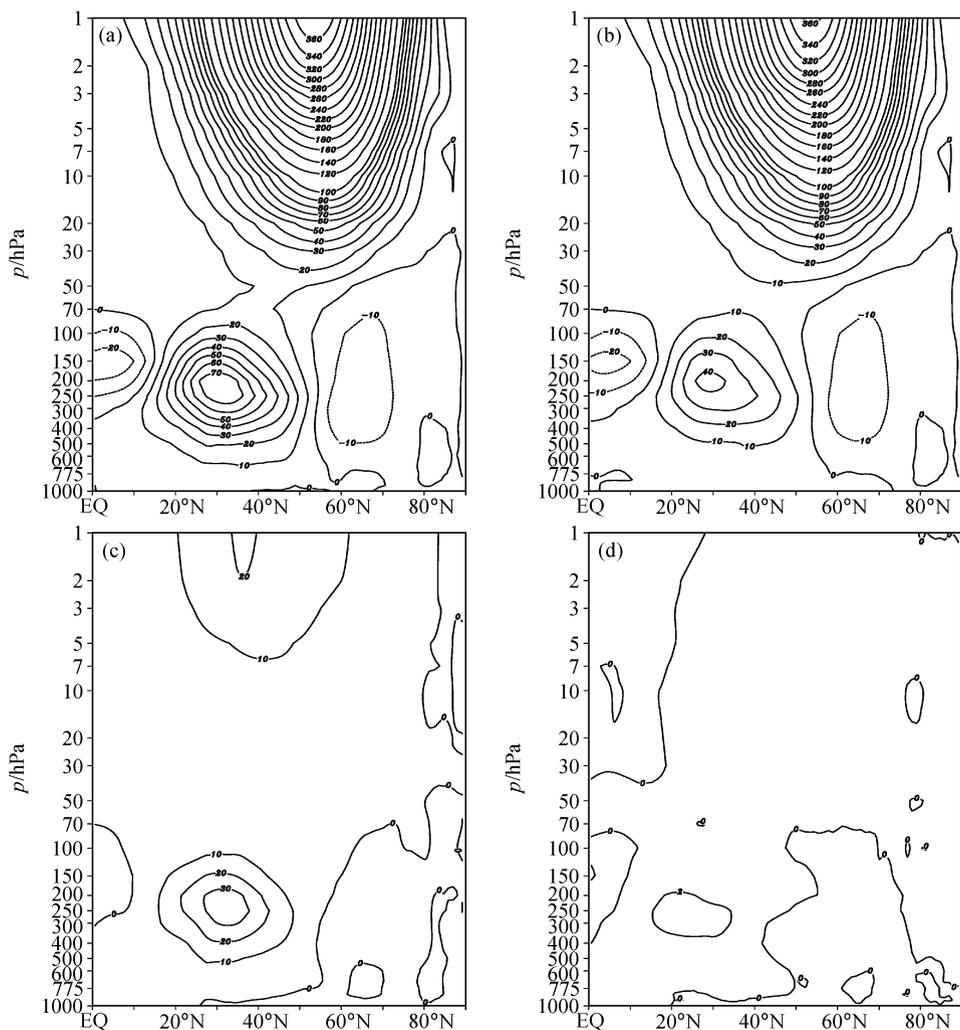


图 4 同图 1, 但为冬季

Fig. 4 Same as Fig. 1, but for winter

心,最大强度为 $28.6 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 的向南输送中心; 55°N 以北的高纬地区,存在着一个从对流层下部一直到平流层中下层的最大强度为 $19.9 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 的向南通量中心,该中心位于 $60^\circ\text{N}\sim 70^\circ\text{N}$ 之间;在 $15^\circ\text{N}\sim 55^\circ\text{N}$ 之间是相对比较大的向北动量输送,中心最大强度达到 $78.7 \text{ m}^2/\text{s}^2$,位于 200 hPa 、 30°N 附近。平流层中上层则有很大的向北的动量通量,主要位于 50 hPa 以上;平流层动量通量的最大值出现在资料的顶层 1 hPa ,位于 53°N 附近,最大强度达到 $378.7 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。

行星尺度定常波的动量输送分布(图 4b)与总波动的输送非常一致。在对流层中,行星尺度波向北的动量输送主要位于 $15^\circ\text{N}\sim 55^\circ\text{N}$ 之间,中心最大强度达到 $43.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$,位于 29°N 、 200 hPa 附近。 50 hPa 以上的平流层也存在很大的向北输送,其最大值出现在资料的顶层,位于 53°N 左右,最大强度达到 $364.2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。在 15°N 以南的低纬对流层顶附近,存在着以 4°N 、 150 hPa 为中心,最大强度为 $25.7 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 的向南通量中心; 55°N 以北的高纬地区,从对流层到平流层下层存在着向南的输送中心,主要位于 $60^\circ\text{N}\sim 70^\circ\text{N}$ 之间,最大强度达到 $17.2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。

天气尺度波对动量的向极输送(图 4c)主要位于对流层中上层 $15^\circ\text{N}\sim 50^\circ\text{N}$ 之间,最大强度达到 $36.7 \text{ m}^2/\text{s}^2$,位于 32°N 、 250 hPa 附近。 7 hPa 以上的平流层存在以 36°N 为中心的最大强度为 $20.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 的向极输送。高纬度和赤道地区有非常弱的向南动量输送。 10 波以上的短波(图 4d)对动量的输送几乎可以忽略,中心强度只有 $2.8 \text{ m}^2/\text{s}^2$,位于 23°N 、 250 hPa 附近。

由此可见,冬季平流层中向北的动量输送以及高纬度和赤道地区向南的动量输送基本都是由行星尺度波决定的,而中纬度对流层的向北输送中心则由行星尺度波和天气尺度波共同决定,二者分别占总输送的 55% 和 45% 左右。

3.5 小结

由本节的分析可以看到,对流层中定常波对动量输送最明显的区域位于中纬度地区对流层的中上层,该中心常年存在,且输送方向一直向北;其强度和位置都有明显的季节变化:冬季最强,位置偏南,夏季最弱(不到冬季的一半),位置偏北(约 8 个纬度)。此外,在高纬度地区对流层中上层以及赤道地区的对流层顶附近还存在两个相对较弱的输送中心。前者对动量的输送一直是向南的,其垂直

尺度可以从对流层底层一直伸展到平流层下层,中心位置相对固定,强度存在明显的季节变化:冬季最强,春秋稍弱,夏季几乎为零。后者也是位置相对固定,但输送的方向随季节改变,夏季为较强的向北输送,冬季则为较强的向南输送,春秋季输送较弱,方向向南。平流层中最明显的动量输送位于中高纬度地区的平流层中上层,其输送方向一直向北,且中心位置非常稳定,但强度随季节变化很明显:冬季最强,秋季次之,春季再次之,夏季几乎为零。总体来说,行星尺度的定常波决定了波动对纬向动量南北输送的强度和季节变化。具体来看,对中纬度对流层中上层的输送中心而言,其强度变化主要由行星尺度波决定,而位置变化则主要由天气尺度波决定;其余的三个输送中心,其强度、位置的变化均由行星尺度波决定。 10 波以上的短波对夏季中纬度地区对流层的动量输送有一定作用,其余季节作用均可以忽略。

4 定常波对西风动量输送的年变化

从上面的分析可以看到,无论是强度还是中心位置,波动对西风动量的经向输送都存在显著的季节变化。为了更加清楚地看到这种变化,我们在对流层和平流层中分别选取了 250 hPa 和 5 hPa 两个等压面,对气候平均的逐月资料作时间-纬度剖面。画图时我们将气候平均状态下 12 个月的数据人为拓展为 24 个月(后 12 个月是前 12 个月的重复),以便更清楚地看到波动对动量输送的年循环。

4.1 对流层 (250 hPa) 中定常波对西风动量输送的年变化

由图 5a 可以看到,在赤道外地区,总波动对动量的输送(图 5a)在中纬度地区一直是向北的,在高纬地区则一直向南。总体来说,强度上是冬半年强、夏半年弱。从 6 月份开始,中纬度地区的向北输送中心有明显的北移和减弱,到 7 月份最大中心移至 42°N 附近,并达到全年最弱的 $32.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$; 8 月份向北输送的零线到达最北端的 60°N 附近, 10 月份最大输送中心到达最北端,此后一直到 12 月,中心逐渐南移并加强, 12 月时已经移到 32.5°N 附近,强度也达到全年最强的 $80 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 以上; 12 月到 5 月,中心继续南移到 30°N 附近,强度也逐步减弱到 $65 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 左右;如此完成一个年循环。 50°N 以北的向南动量输送位置相对固定,基本以

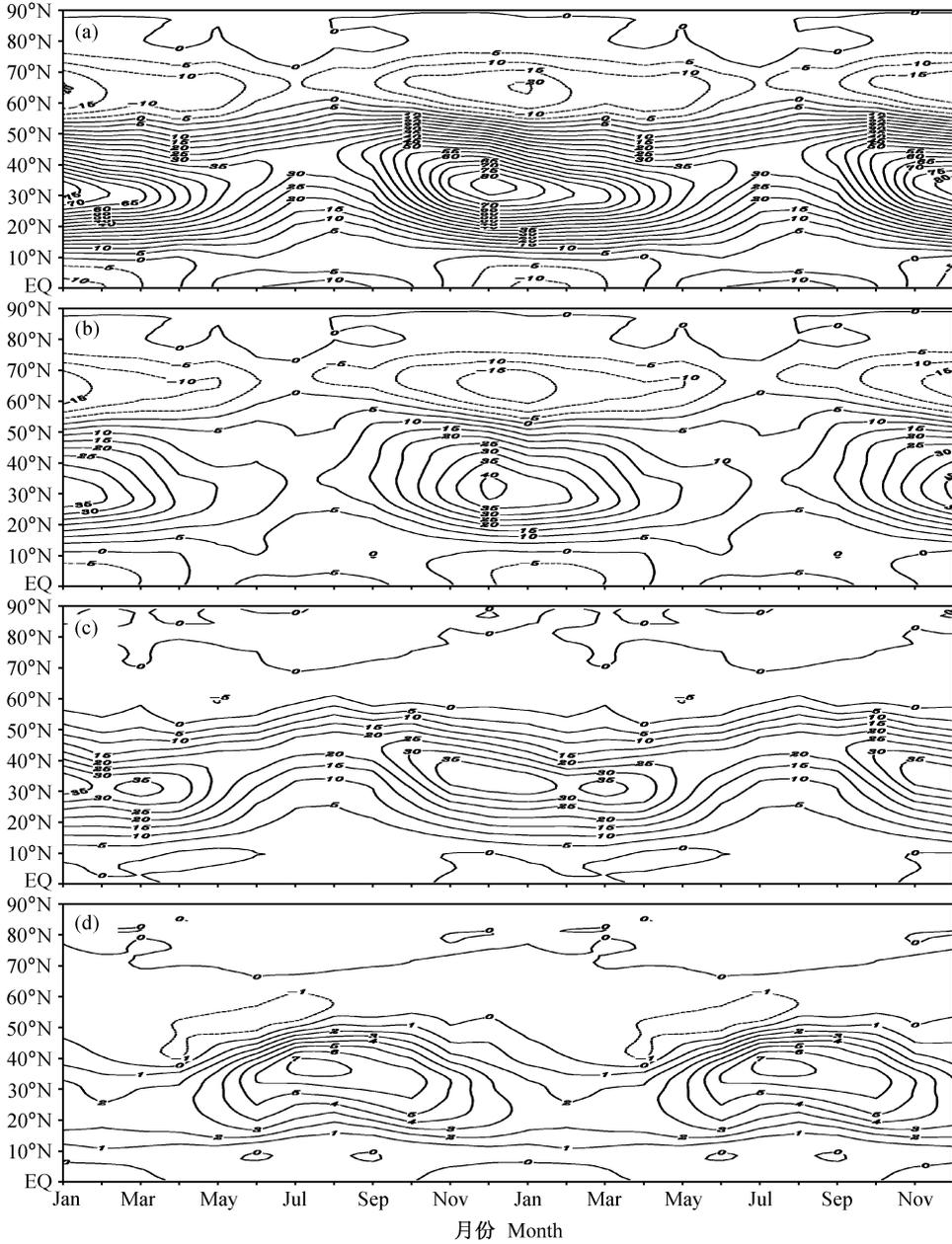


图 5 250 hPa 等压面上气候平均的不同尺度定常波对动量输送的逐月变化 (单位: m^2/s^2): (a) 总波动; (b) 行星尺度 (1~3) 波; (c) 天气尺度 (4~9) 波; (d) 10 波以上短波

Fig. 5 Annual cycle of meridional transport of westerly momentum by different scale stationary waves at 250 hPa averaged from 1971 to 2000 (units: m^2/s^2): (a) All stationary waves; (b) planetary-scale stationary waves; (c) synoptic-scale stationary waves; (d) short waves whose wavenumbers are larger than 10

65°N 为中心; 强度上从 7 月到 1 月逐渐增强, 在 1 月份达到最大值 $20 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 此后一直到 6 月, 强度逐渐减弱。在中纬度向北动量通量较弱的月份 (5~10 月), 赤道地区波动对动量的输送是向极的, 最大强度可达 $12.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 左右; 而在中纬度向北动量通量较强的月份 (11~4 月), 赤道地区的动量

输送为向南的, 最大强度可以达到 $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。

行星尺度波对动量输送 (图 5b) 强度的年变化与总波动是一致的。在赤道外地区, 它对动量的输送也是冬强夏弱。从 5 月份开始, 中纬的向北通量中心从 30°N 附近开始北移, 9 月份到达 40°N 左右; 这个过程波动对动量的输送均比较弱, 强度在

$10 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 左右。10 月份通量中心开始加强南移, 12 月到达 30°N 附近, 并达到全年的最强值 $40 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。12 月到 5 月, 通量中心基本维持在 30°N 附近, 并逐渐减弱。 55°N 以北的向南通量中心位置基本不变, 强度在 12 月和 1 月最强, 可以达到 $17.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。赤道附近的动量通量 5 至 10 月向北, 其余月份向南, 最大强度在 $7.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 左右。

天气尺度波对动量输送 (图 5c) 强度变化的贡献明显比行星尺度波要小, 但其输送中心的南北移动比行星尺度波要明显。5 月份中纬度地区的输送中心从 30°N 附近开始减弱北移, 8 月份移至 45°N 附近, 此段时间波动对动量的输送较弱, 基本在 $20 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 左右; 此后一直到 9 月, 输送中心基本维持在 45°N 附近; 从 10 月开始到 3 月, 输送中心逐渐南移到 30°N 左右并一直维持到 4 月份。期间输送中心的强度在 11 月至 1 月达到最大值 $37.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 2 月份略有减弱后在 3 月份再次达到极大值 $35 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。高低纬地区和赤道地区的通量全年都非常弱, 强度在 $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 以下。

10 波以上的短波对动量的输送 (图 5d) 也存在南北移动和强弱变化, 总体来说是夏强冬弱。1 到 4 月份短波动量通量非常弱, 只有 $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 左右, 中心位于 20°N 附近; 5 月到 7 月, 通量逐渐北移加强, 到 7~8 月已经北移到 35°N ~ 40°N 之间, 强度达到 $7 \text{ m}^2/\text{s}^2$; 此后, 通量中心开始减弱南移, 到 1 月份再次回到 20°N 附近。短波对西风动量的输送强度在夏季相对较强, 约为行星尺度波输送强度的 40%, 而在其他季节都可以忽略。

上面的分析表明, 对流层中总波动对动量输送的年变化表现为强度变化和中心位置的南北移动, 这些变化主要由行星尺度波和天气尺度波决定的。行星尺度波对输送强度的变化贡献最大, 它决定了中纬度向北输送中心约 65% 的强度变化, 并几乎完全决定了高纬度地区和赤道地区动量输送的变化。天气尺度波在较大程度上决定了中纬度地区输送中心的南北移动, 也决定了该中心约 35% 的强度变化。10 波以上的短波对动量的输送在夏季与行星尺度波的输送强度处于同一量级, 而在其他季节均可忽略。因此研究夏季波动对动量的输送时, 必须考虑 10 波以上的短波的作用。

4.2 平流层 (5 hPa) 中定常波对西风动量输送的年变化

与对流层相比, 平流层中定常波对动量输送的

年变化更加明显和简单。在 5 hPa 高度上, 总波动对西风动量输送 (图 6a) 最明显的信号就是冬半年 55°N 附近的向北输送中心。从 4 月到 9 月总波动对纬向动量的南北输送都近乎为零, 10 月份开始出现明显的向北动量输送, 此后输送强度一直加大, 在 12 月和 1 月达到最大, 中心强度达到 $205 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 左右; 从 2 月到 4 月, 输送强度又逐渐减弱至零左右。整个过程中, 输送中心的位置几乎都在 55°N 附近, 没有南北移动, 只有强度的改变。行星尺度波对动量的输送 (图 6b) 与总波动的输送几乎完全一致。天气尺度波对动量的输送 (图 6c) 相对行星尺度波要小很多, 它也是在 10 月到 4 月间存在, 中心位于 40°N 附近, 在 12 月和 1 月达到最大值 $12.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$; 而 10 波以上的短波在平流层中对动量的输送 (图 6d) 可以认为是零。由此可见, 平

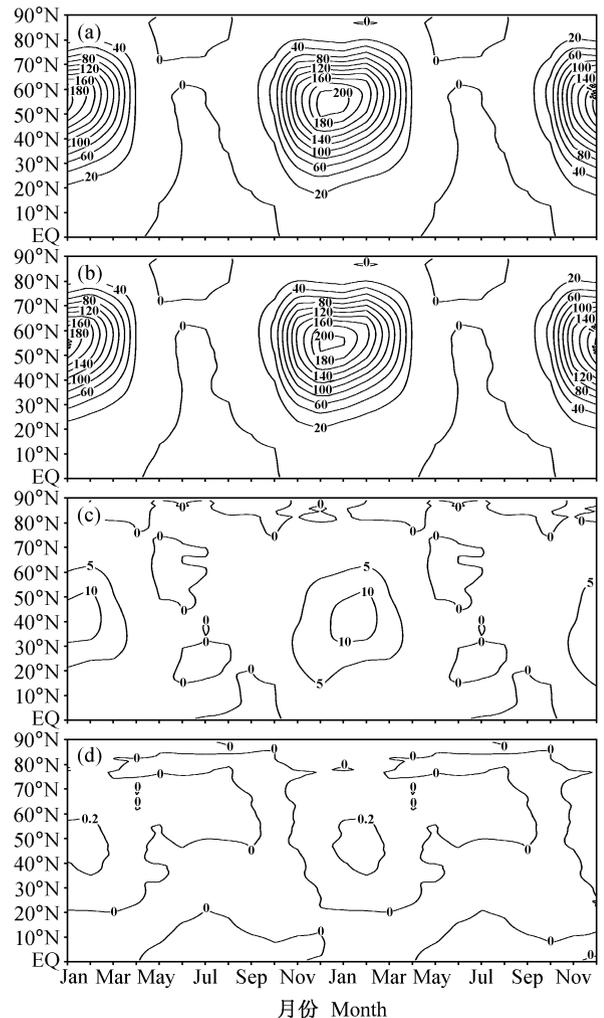


图 6 同图 5, 但为 5 hPa 等压面

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for 5 hPa

流层中波动对动量的输送完全由大尺度行星波决定, 而且只有当冬半年有大尺度波动传播到平流层时, 平流层中才存在波动对动量的输送。因此若研究平流层与对流层的动力耦合作用也只需考虑有行星波上传的月份。

5 结论

本文主要利用高分辨率的 ERA40 再分析资料, 对北半球不同尺度的定常波对西风动量经向输送的气候态及其年变化进行了分析。诊断结果表明, 对流层中定常波沿经圈方向输送西风动量最明显的区域位于中纬度对流层的中上层, 该区域常年存在向北的波动动量通量; 其强度和位置都有明显的季节变化: 冬季最强, 位置偏南, 夏季最弱(不到冬季的一半), 位置偏北(约 8 个纬度)。此外, 在高纬度地区的对流层中上层以及赤道对流层顶附近还存在两个相对较弱的输送中心。前者对动量的输送一直是向南的, 其垂直尺度可以从对流层底层一直伸展到平流层下层, 中心位置相对固定, 而强度存在明显的季节变化: 冬季最强, 春秋稍弱, 夏季几乎为零。后者也是位置相对固定, 但输送的方向随季节改变: 夏季为较强的向北输送, 冬季则为较强的向南输送, 春秋季波动的输送作用较弱, 方向向南。平流层中最明显的动量输送位于中高纬度地区的平流层中上层, 波动在该区域一直向北输送纬向动量, 且输送中心的位置非常稳定, 而强度随季节变化很明显: 冬季最强, 秋季次之, 春季再次之, 夏季几乎为零。

总的来说, 行星尺度定常波对动量的输送与总波动对动量的输送非常一致, 并在很大程度上决定了波动对动量输送强度的季节变化。具体而言, 行星波对中纬度对流层输送中心的强度及其变化起决定性作用。它对该中心强度的贡献, 冬季可以占 55% 左右, 春夏两季约占 40%, 秋季约占 50%。而该中心不同季节间强度的变化约有 70% 是由于行星尺度定常波对动量的输送强度发生了改变。此外, 其余的三个输送中心, 其强度、位置的变化均由行星尺度定常波决定。

天气尺度定常波对西风动量的输送主要集中在中纬度地区对流层的中高层, 且常年都是向北极的, 它与行星尺度定常波共同决定了该区域的输送强度。在季节转换中, 天气尺度波的强度变化相对

比较小, 只有 30% 左右的强度变化来自天气尺度的定常波, 但天气尺度波输送中心的南北移动比行星尺度波明显, 它对总波动输送中心的南北移动贡献最大。

10 波以上的短波对动量的输送也主要集中在中纬度对流层的中高层, 常年强度都较小, 夏秋略强, 位置偏北; 冬春很弱, 位置偏南。夏季 10 波以上的定常波对动量的输送强度相对较大, 约为同期行星波输送强度的一半, 其余季节短波的输送作用均可以忽略。

本文给出的不同尺度定常波对西风动量输送的气候态分布不但可以作为日后研究其年际变化的基础, 还可以为大气环流模式对大气环流模拟能力的评估提供重要的参考。同时, 从本文的分析也可以看到, 夏季对西风动量的南北输送起作用的主要是天气尺度的定常波, 而准定常行星波的输送作用变得很弱, 甚至与 10 波以上的短波作用相近。因此, 在研究夏季与波动的输送性质相关的问题时, 应主要考虑天气尺度波动的作用, 必要时应考虑各个波段定常波的作用, 而不能忽略短波的影响; 而其余季节则须考虑行星尺度波和天气尺度波的作用。

参考文献 (References)

- [1] Kuo H-L. Forced and free meridional circulation in the atmosphere. *J. Meteor.*, 1956, **13**: 561~568
- [2] Pfeffer R L. Wave-mean flow interactions in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 1981, **38**: 1340~1350
- [3] Jeffreys H. On the dynamics of geostrophic winds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1926, **52**: 85~104
- [4] Starr V P. An essay on the general circulation of the earth's atmosphere. *J. Meteor.*, 1948, **5**: 39~43
- [5] Widger W K. A study of the flow of angular momentum in the atmosphere. *J. Meteor.*, 1949, **6**: 291~299
- [6] White R M. The role of mountains in the angular momentum balance of the atmosphere. *J. Meteor.*, 1949, **6**: 353~355
- [7] 叶笃正, 朱抱真. 大气环流的若干基本问题. 北京: 科学出版社, 1958. 159pp
Yeh Tu-Cheng, Chu Pao-Chen. *Some Fundamental Problems on General Circulation of Atmosphere* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1958. 159pp
- [8] Kung E C. On the momentum exchange between the atmosphere and earth over the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 1968, **96**: 337~341
- [9] Newton C W. Mountain torques in the global angular momentum balance. *J. Atmos. Sci.*, 1971, **28**: 623~628

- [10] Kidson J W, Vincent D G, Newell R E. Observational studies of the general circulation of the tropics: Long term mean values. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1969, **95**: 258~287
- [11] Newton C W. Global angular momentum balance: Earth torques and atmospheric fluxes. *J. Atmos. Sci.*, 1971, **28**: 1329~1341
- [12] Oort A H, Bowman H D. A study of the mountain torque and its interannual variations in the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 1974, **31**: 1974~1982
- [13] Thompson D W J, Wallace J M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25**: 1297~1300
- [14] Limpasuvan V, Hartmann D L. Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**: 3133~3136
- [15] DeWeaver E, Nigam S. Do stationary waves drive the zonal-mean jet anomalies of the northern winter? *J. Climate*, 2000, **13**: 2160~2176
- [16] DeWeaver E, Nigam S. Zonal-eddy dynamics of the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 2000, **13**: 3893~3914
- [17] Limpasuvan V, Hartmann D L. Wave-maintained annular modes of climate variability. *J. Climate*, 2000, **13**: 4414~4429
- [18] Chen W, Takahashi M, Graf H-F. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the Northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108** (D24): 4797, doi:10.1029/2003JD003834
- [19] 陈文, 黄荣辉. 北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年际变化. *大气科学*, 2005, **29**: 137~146
Chen Wen, Huang Ronghui. The three-dimensional propagation of quasi-stationary planetary waves in the Northern Hemisphere winter and its interannual variations. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2005, **29**: 137~146
- [20] 吴国雄, 刘环珠. 全球大气环流时间平均统计图集. 北京: 气象出版社, 1987. 212pp
Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. *Atlas of Time-mean Global General Circulation Statistics* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1987. 212pp
- [21] 叶笃正, 曾庆存, 郭裕福. 当代气候研究. 北京: 气象出版社, 1991. 353pp
Ye Duzheng, Zeng Qingcun, Guo Yufu. *Current Research on Climatology* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1991. 353pp