

2003—2004 年冬季北半球平流层极涡 在等熵位涡坐标下的动力分析^{*1}

刘毅¹ 陆春晖^{1,2} 管兆勇² 任荣彩³

LIU Yi¹ LU Chunhui^{1,2} GUAN Zhaoyong² REN Rongcai³

1. 中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测重点实验室, 北京, 100029

2. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京, 210044

3. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京, 100029

1. *Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2. *Departments of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

3. *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2008-01-23 收到, 2008-06-16 改回.

Liu Yi, Lu Chunhui, Guan Zhaoyong, Ren Rongcai. 2010. A dynamical diagnosis of the stratospheric polar vortex in 2003—2004 northern winters viewed in an isentropic potential vorticity coordinate. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(3):376-386

Abstract In this paper the Northern Hemisphere stratospheric polar vortex oscillation in a new semi-Lagrangian θ -PVLAT coordinate constructed using the daily ECMWF 60-level data during 2003-2004 winters is diagnosed. From the EOF analysis of the potential vorticity anomalies in this new coordinate, we get the polar vortex oscillation (PVO) index on which the lead/lag regression analyses of the zonal wind and temperature are completed with the characteristics of stratospheric and tropospheric circulations during PVO progress obtained. The main results show that (1) The θ -PVLAT coordinate has nice materiality and does well in describing the variation of mass transport, particularly the variation of atmospheric circulation in the North Hemispheric high latitudes; (2) there are a pair of propagating modes that are pole-ward and down-ward in the stratosphere along which the zonal wind and temperature anomalies with opposite signs propagate and an equator-ward propagating mode in the troposphere; (3) there exists a certain temporal relation between these two propagating modes: the starting time of the equator-ward propagating in the lower atmosphere is nearly the same as the arrival time in the polar zone of the pole-ward and down-ward propagating in the stratosphere; (4) we can explain the variance of polar vortex by a meridional mass circulation driven by both the diabatic heating and baroclinic waves. This mass circulation leads to the exchange between warm air in the low latitude areas and cold air in the polar areas by the process of Stratospheric and Tropospheric Exchange (STE), and thus reconstructs the dynamical and thermal patterns of the whole atmosphere.

Key words θ -PVLAT coordinate, EOF analysis, Lead/lag regression, Mass circulation

摘要 利用欧洲中尺度天气预报中心(ECMWF)逐日的60层模式资料构建了半拉格朗日的二维 θ -PVLAT坐标,在新坐标中对2003—2004年冬季北半球平流层极涡的活动过程进行诊断分析。通过对位涡距平场在新坐标下的EOF分析得到极涡扰动指数,由该指数出发对风场、温度场进行超前/滞后回归分析,得到极涡活动过程中平、对流层大气的环流输送特征。结果表明:(1) θ -PVLAT坐标有很好的物质性,它能够较好地反映出空气物质的输送特征,尤其在北半球冬季的高纬度地区它能更加真实的表达出大气环流风场、温度场的变化;(2)在极涡活动过程中平流层里存在着一对向极、向下的传播模态,不同

* 资助课题:国家自然科学基金重点项目(40633015)。

作者简介:刘毅,主要从事平流层动力与化学及卫星遥感等方面的研究工作。E-mail: liuyi@mail.iap.ac.cn

通讯作者:陆春晖,主要从事平流层大气动力学诊断、模式模拟方面的工作。E-mail: alex61704@163.com

符号的纬向风和温度异常的信号沿着这两个模态传播,而对流层中也有一向赤道的传播模态;(3)平流层中向极、向下的传播模态和对流层中向赤道的传播模态在时间上存在着一定的联系,当纬向风异常在高层传播到达极区时,低层开始向赤道传播;(4)整个极涡活动过程可以用一个非绝热加热作用和斜压波动作用共同驱动的经圈质量环流解释,这一环流造成了中低纬度地区的暖空气和极地区域的冷空气在平流层-对流层之间交换,对整层大气的热力、动力结构进行了重新组合。

关键词 θ -PVLAT 坐标, 经验正交分解, 超前/滞后回归分析, 质量环流

中图法分类号 P43

1 引言

平流层大气作为对流层大气的上边界,它的环流变化对于对流层大气的影 响是不可忽视的。平流层中信号最强、影响最大的是北半球冬季极涡的扰动变化,因为平流层中极涡的变化往往伴随着中高纬度纬向风场和温度场的变化,强的极涡扰动会影响整层大气的温、压分布情况,所以为了提高中长期预报的准确性、推进气候研究的发展,必须加强对平流层大气变化规律的研究,而平流层冬季极涡变化的研究是其中重要的研究课题。

以往的研究已经表明在冬季,北半球大气中主要的分布形式是北半球环状模(NAM),它的特点是:中高纬度地区之间的热力场、动力场分布都呈环状的跷跷板式振荡分布,并且具有日变化、季节内变化和季节变化。而在近地面主要的分布形式是北大西洋涛动(NAO/AO),它的特点是在极区地表气压呈负异常的分布,这与NAM的正位相表现一致,因此,AO可以看作是NAM的地面信号。根据Holton等(1995)提出的波流相互作用理论:当对流层中纬度地区生成的行星波上传到平流层时,向这里的基本气流输送大量的向西的动量,造成了平流层中极涡的减弱和西风急流的减速,有时还会伴随着爆发性增温事件(SSW)的出现,这一过程对应了NAM的负位相;西风急流的减速又会反过来作用于行星波,限制了它的继续上传,随着上传的行星波的减少和局地的辐射冷却作用,极涡和极涡边缘的急流逐渐恢复,形成纬向准对称均匀分布的极涡分布形态,且在高纬度地区会有平流层异常转变为多种形式的响应向下传播,这一过程对应的是NAM的正位相(Kodera, et al, 2000a, 2000b, 2000c)。很多学者又对极涡变换过程中环流变化的输送进行了研究,发现在这一过程中,中高纬地区有纬向风异常的向极输送(Kodera, et al, 2000b);在热带地区,存在为期40—50 d的角动量异常的向极、向下输送(Anderson, 1983)。Baldwin等(1999, 2001)也指出NAM和NAO/AO的联系与赤道外地区(中高

纬地区)的位势高度、纬向风异常的向下输送有关。Cai (2006, 2007)和任荣彩(2006, 2007)利用NCAR的23年等熵面再分析资料研究指出:北半球冬季平流层极涡变化的周期大约是3个半月(107 d),整个过程中,平流层存在着一对位涡及环流异常向极、向下的输送模态。他们利用极涡扰动指数和等压面资料对温度场进行的合成分析表明,在对流层中、下层存在温度场异常的向赤道传播,并且与上层的温度异常输送在时间上有着一定的联系。

观测表明2003—2004年冬季出现了一次强度很大的爆发性增温事件(陆春晖,2009),相应的极涡变化也最为强烈,从平流层上层到下层都先后出现了极涡分裂的现象。所以本文选取这一年作为研究重点,采用任荣彩等(2006)的方法,首先对2003—2004年冬季的位涡距平场在 θ -PVLAT坐标中进行经验正交展开,用得到的EOF分析第1模态的时间序列作为极涡扰动的指数对纬向风场和温度场进行回归分析,再利用等压面数据分析对流层近地面高度纬向风场在极涡扰动过程中的变化特点,最后利用一个全球的经圈质量环流概念对这次北半球平流层极涡和环流的变化进行了解释。

2 资料和方法

研究使用的数据来自欧洲中期数值预报中心(ECMWF)的逐日模式数据集,其水平分辨率为 $1.8^{\circ} \times 1.8^{\circ}$,垂直方向有60层,最高层为0.1 hPa到达了平流层顶部,高于NCEP再分析资料的10 hPa和ECMWF再分析资料的1 hPa,这一特点使该资料可以更好地描述平流层中上部的变化过程。

本文利用这一模式资料构建了一个半拉格朗日的二维 θ -PVLAT坐标(Nash, 1996),其中垂直坐标用位温 θ 表示,代表等熵面,经向坐标用PVLAT表示,即根据等熵位涡曲线重新定义的纬度值,这里称之为位涡纬度(后面用PVLAT表示),而原来的纬向取值则用沿PVLAT线的纬向平均表示。做法是先利用等压面数据得到其在等熵面上的取值,从平流层低层到高层共14层(300、315、330、350、400、

450、550、650、750、850、950、1050、1150、1250 K), 形成一个逐日的等熵面数据集, 再根据等熵位涡曲线重新定义纬度, 即 PVLAT。因为等熵位涡在北半球由南向北逐渐递增, 而若某条等熵位涡曲线覆盖的球帽面积与某一纬圈覆盖的球帽面积近似相等, 则该等熵位涡曲线对应的 PVLAT 值就是该纬圈的纬度值, 而 PVLAT 的格点数原则上可以自由设定, 只要大于原始数据中经向格点数即可, 又因为高纬度地区的位涡梯度较大, 等值线较密集, 所以在高纬度地区的 PVLAT 值也相应设置得较为密集。具体的计算方法参考 Ren(2006) 文章的附录。由该方法得到了一个新坐标下的新数据集, 即在二维的 θ -PVLAT 坐标下, 北半球从赤道至极地共 60 格, 垂直方向 14 层的风场、温度场和位势涡度场。从 2003 年 12 月 3 日 650 K 等熵面的位涡场和 PVLAT 场的分布情况(图 1)可以看出北半球环流在高纬度地区呈 2 波型。PVLAT 中的北极圈即最大位涡值(270 PVU)的分布区域大致位于北美大陆的哈得逊湾和西伯利亚西北部, 且在图中呈现出类似“哑铃”的形状, 两个高值中心分别位于北美和欧洲西部, 在两个大值中心之间存在一个位涡的低值舌, 覆盖了北太平洋的大部分地区, 这里的地理纬度为 50° — 60° N, 而 PVLAT 值却只有 30° — 40° N。位涡的另一低值区则出现在北大西洋上。而在低纬度地区, PVLAT 和地理纬度的分布基本一致, 所以基本上 PVLAT 的分布是按照位涡的变化来定位的, 说明这里建立的新坐标是符合原计划要求的。

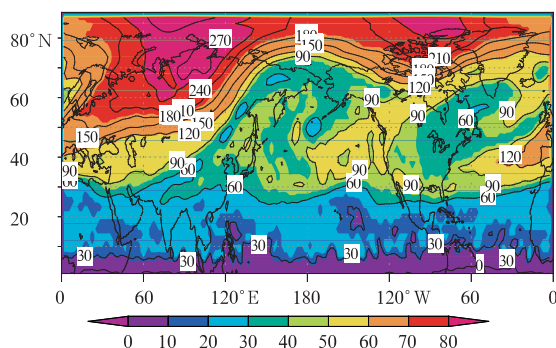


图 1 2003 年 12 月 3 日 650 K 等熵面位涡场 (等值线, 单位: PVU) 和 PVLAT (阴影) 的分布
Fig. 1 Potential vorticity field (contours; unit: PVU) at $\theta = 650$ K and PVLAT (shaded) for 3 December 2003

之所以要建立 θ -PVLAT 坐标, 是因为该坐标有着它特殊的动力学特征。它在垂直方向上取的是

等熵面, 而等熵面可以作为物质面考虑, 在它之上的位温和位涡是守恒的, 物质输送也只能沿它进行, 不会出现穿越等熵面的物质输送, 所以在 θ -PVLAT 坐标中, 普通坐标下的平流输送是不存在的, 这使位涡异常在 θ -PVLAT 坐标中的时间变化尺度属于低频变化, 3—8 d 的天气尺度变化几乎不存在。而坐标中沿 PVLAT 曲线作的纬向平均更接近于拉格朗日平均, 比沿地理纬圈作的纬向平均更好的描述了空气的热力学、动力学特性。式(1)给出了沿 PVLAT 曲线作纬向平均的方法, 其中 φ 指的是地理纬度值, ‘X’表示位涡、纬向风、温度等任一变量。

$$[X]^{\text{PVLAT}} = \oint_{\Omega} X \cos \varphi d\lambda / \oint_{\Omega} \cos \varphi d\lambda \quad (1)$$

根据 2003 年 12 月 3 日 650 K 等熵位涡、纬向风和温度沿 PVLAT 和沿地理纬圈做纬向平均后的分布情况(图 2)可以看出, 在这一天平流层的极涡急流位于 60° N 附近, 而该地区的经向温度梯度也是最大, 纬向平均风速的最大值略低于 30 m/s, 55° — 75° N 的经向温度梯度约为 12 K, 与之对应的, 沿 PVLAT 线的纬向平均风速最大值可以达到近 40 m/s, 从 55° 到 75° N 温度下降了 17 K; 在 θ -PVLAT 坐标下, 60° — 80° N 的纬向平均位涡的经向最大梯度达到了 120 PVU, 是普通地理纬度坐标下的近 2 倍, 而在低纬度地区两种纬向平均则差别较小。以上的结果表明沿 PVLAT 的纬向平均更接近于拉格朗日平均, 可以更加真实地反映出大气物质变化的特点, 尤其是在高纬度地区新坐标中表现出更加明显的大气变化特征, 而本文的研究重点就是北半球冬季平流层极涡的变化过程, 所以新坐标中突出了中高纬度的特征, 更加有利于得到接近真实大气变化的结果。

3 位涡距平场的 EOF 分析和极涡扰动过程中的环流变化

在 θ -PVLAT 坐标中对位势涡度的距平场进行经验正交分解, 得到了 2003—2004 年冬季(11 月—次年 3 月)北半球位势涡度场 EOF 分析的第 1、2 模态的分布状况(图 3), 前两个模态的方差贡献分别是 69% 和 13%。第 1 模态在平流层中从赤道到极地表现为三极型(图 3a), 在极地高纬度地区和赤道热带地区为正值中心, 在中纬度地区为负值中心, 其中位涡异常的最大值区位于平流层中的极圈地区,

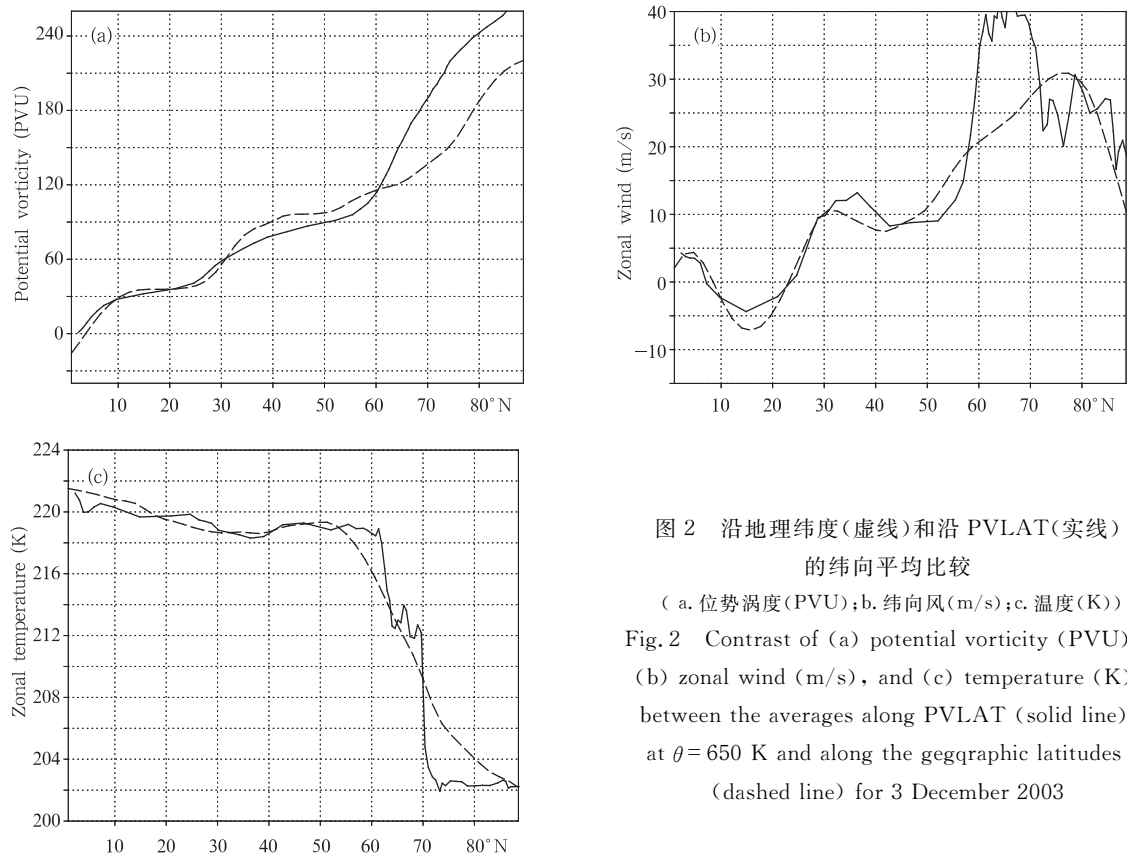


图2 沿地理纬度(虚线)和沿 PVLAT(实线)的纬向平均比较
(a. 位势涡度(PVU);b. 纬向风(m/s);c. 温度(K))
Fig.2 Contrast of (a) potential vorticity (PVU), (b) zonal wind (m/s), and (c) temperature (K) between the averages along PVLAT (solid line) at $\theta = 650$ K and along the geographic latitudes (dashed line) for 3 December 2003

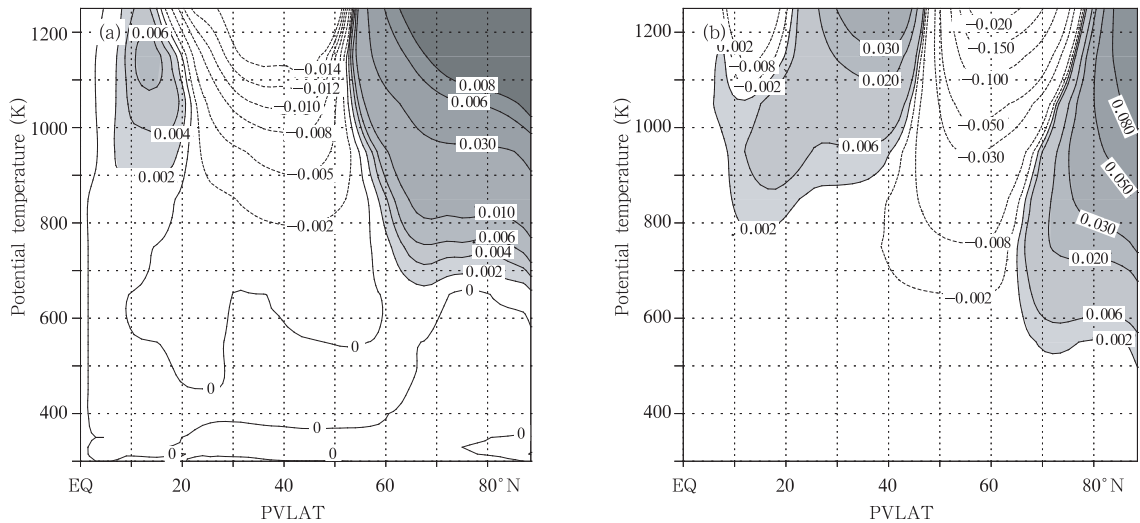


图3 θ -PVLAT 坐标下 2003—2004 年冬季北半球位涡距平场的 EOF 分析第 1(a)、第 2(b)模态分布
(单位:PVU,1 PVU= 10^{-6} m² K/(kg·s);垂直坐标的位温表示等熵面;阴影部分表示正值中心)

Fig.3 The first (a) and second (b) EOF modes of the Northern Hemispheric PV anomalies (unit: PVU) in the θ -PVLAT coordinate for the 2003-2004 winters

(The ordinate is for the potential temperature (unit: K) and the abscissa is the PVLAT, positive anomalies are shaded)

为正值中心。同时,在高纬度地区,位涡异常在上、下层也表现出相反分布状态,上层为较大的正值

分布,而在 600 K 等熵面高度以下为负值分布。在第 2 模态的分布图(图 3b)中,沿经向发展为四极分

布状态,且从极地到赤道正负值中心交替分布,最大值中心位于 70°N 以北极圈区域的正值中心,4 个大值中心在垂直方向上的影响范围也由北向南逐渐减小。在以往的研究中已经知道等熵面上的位势涡度分布可以用来表征极涡的变化特征,而位势涡度梯度最大的区域被看作是极涡的边缘,这里给出了位势涡距平场的 EOF 分析分布状况也可以从一定程度上反映出整个冬季极涡的扰动特点,尤其是第 1 模态的时间序列可以作为极涡扰动的指数(I_{pvo})应用在风场、温度场的回归分析中。

为了描述极涡变化过程中平流层和对流层环流的时空变化特征,用前面得到的位势涡度距平场 EOF 分析的第 1 模态的时间序列作为极涡扰动指数(I_{pov})和式(2)对纬向风场 U 和温度场 T 做超前/滞后回归分析,其中 Y 表示变量的纬向平均场(在 θ -PVLAT 坐标中沿 PVLAT 线的纬向平均), $\overline{(\quad)}$ 表示 2003 年 12 月至 2004 年 3 月整个冬季的时间平均,由 Cai (2007) 文章可知整个极涡扰动过程的时间尺度约为 110 d,所以在做超前/滞后回归分析的时候滞后时间系数 τ 取 $-60 \sim 60$ d,这样可以表达出一个完整的极涡扰动过程中纬向风和温度的变化发展特点。

$$Y_{\text{reg}}(y, \theta, \tau) = \frac{I_{\text{pvo}}(t) \times Y(y, \theta, t + \tau)}{\sqrt{I_{\text{pvo}}(t) \times I_{\text{pvo}}(t)}} \quad (2)$$

从不同纬度纬向风超前/滞后回归分析后在坐标中的分布状况(图 4)可以明显看出,正、负异常的最大值中心首先出现在高层,然后逐渐向下传播,并且是正负信号交替进行,在各个纬度上都十分明显,而向下传播的时间尺度在高纬度地区大约是 10 d,与 Baldwin (1999) 和 Kodera (2000a) 等得到的结论一致,在中纬度地区纬向风异常场的向下传播速度比高纬度慢,大约需要 25 d,而在低纬度地区纬向风异常从高层传播到低层大约需要 40 d 的时间,比高纬度和中纬度地区的传播都慢。从图 4 中还可以看出纬向风异常场的向下传播最早出现在低纬度地区,然后在中纬度地区发展,最后在晚些时候才在高纬度地区开始。以 1100 K 等熵面高度上的正值中心为例,在低纬度地区它首次出现的时间是 -60 天,到了中纬度区域正值中心第 1 次出现的时间在 -10 天附近,而到了高纬度极区在整个极涡扰动过程的第 10 天才第 1 次出现了正值中心的向下传播。由此推测,在极涡扰动过程中,平流层中除了有垂直方向的纬向风异常场的传播,还同时包括了从低纬向高纬的经向传播模式,正、负纬向风异常的信号从

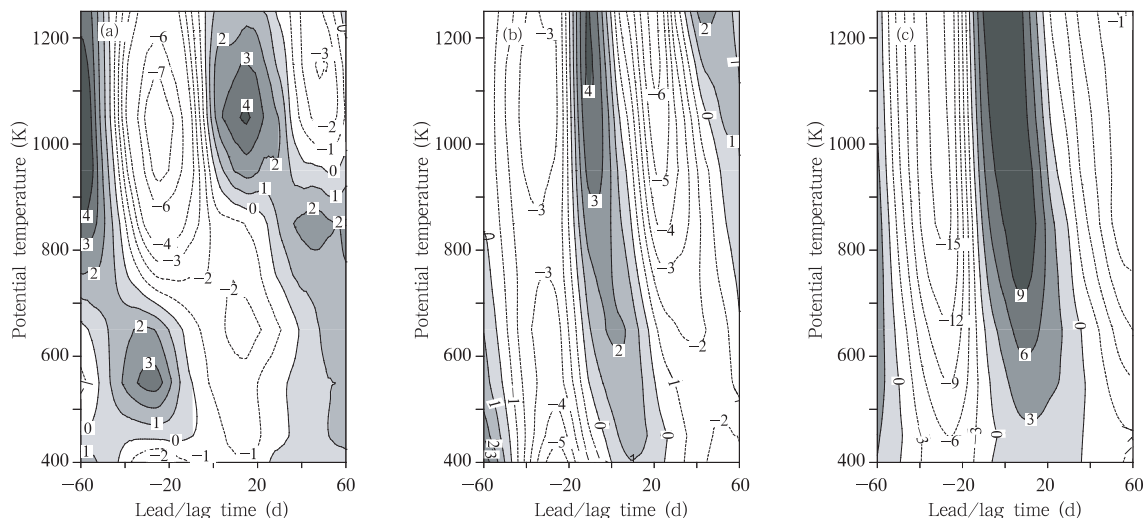


图 4 由 PVO 指数对纬向风 $\bar{U}$ 做回归分析在不同纬度的分布
(a. $5^{\circ} \sim 25^{\circ}\text{N}$, b. $30^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{N}$, c. $60^{\circ} \sim 85^{\circ}\text{N}$; 纵坐标的位温表示等熵面,阴影部分为正值中心)

Fig. 4 Regressed zonal wind anomalies (m/s) averaged along the PVLAT as a function of potential temperature for the various lead/lag times from the PVO index for the different latitudes

(a. $5^{\circ} \sim 25^{\circ}\text{N}$, b. $30^{\circ} \sim 60^{\circ}\text{N}$, c. $60^{\circ} \sim 85^{\circ}\text{N}$; positive anomalies are shaded)

平流层向对流层传播的同时也从赤道向极地传播。

纬向风异常场在不同高度的纬度-时间分布(图 5)也可以看出,在平流层高层(1150 K 等熵面)有明显的纬向风异常场由低纬向高纬的传播,且这一向极传播在中高纬、极圈地区速度较快,而在中低纬 30°—50°N 区域则速度有所减慢,平均来看,纬向风异常场大约需要 70 天可以从低纬传播到极区;在平

流层中层(550 K 等熵面)纬向风异常的经向传播没有高层明显,且在中纬度(30°N)区域出现了中断;而到了平流层低层(300 K 等熵面)纬向风在经向上的分布不再连续,很难看出是否存在经向上的传播。而在类似的温度异常的分布图上可以看出与纬向风异常相近的特点,但向下、向极传播的温度异常场领先于纬向风场。这与热成风关系相符合,在后面将

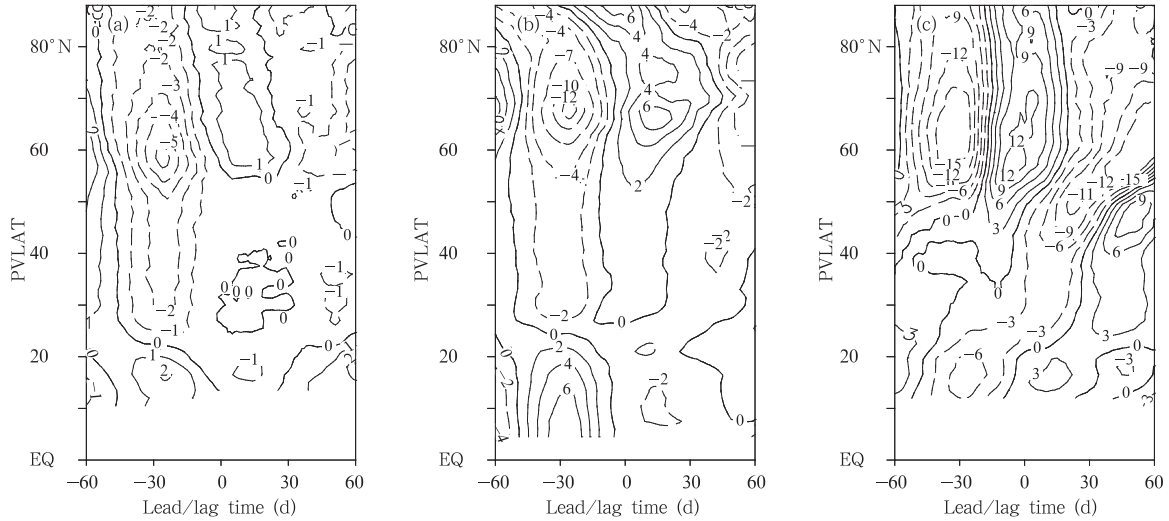


图 5 由 PVO 指数对纬向平均风 $\bar{U}$ 做回归分析在不同等熵面的分布情况

(a. 300 K, b. 550 K, c. 1150 K; 虚线表示负值,实线表示正值)

Fig. 5 As in Fig. 4 but for a function of latitude and for different isentropic surfaces

(a. 300 K, b. 550 K, c. 1150 K; dashed: negative value; solid: positive value)

会进一步解释讨论。

环流异常在平流层中高层(600—1250 K)沿着等熵面向下、向极传播,而在平流层低层(300 K)在经向上沿着等熵面的运动就不太清晰。这是因为等熵面在平流层低层、对流层中可能会与地形相交,使其不能在赤道到极地的整个区域上完整分布,而作为物质面,所有的物质输送都被限制在等熵面上,所以在赤道外地区沿低层等熵面很难清晰地反映出连续的经向传播的环流异常信号。于是这里再使用等压面数据,检验对流层中是否同平流层一样存在着经向传播的环流异常,结果表明对流层中确实存在着向赤道传播的环流异常信号,并且这一方向传播的环流异常在时间尺度上与平流层中传播的环流异常有着紧密的联系,而上、下层的经向传播的环流异常场信号符号相反。

这里使用与上面一致的极涡扰动指数作为时间序列来对纬向风场做超前/滞后回归分析,类似于处

理等熵面资料的做法使用式(2),取滞后时间系数为 -60—60 天,得到一个完整极涡变化过程中的纬向风、温度在等压面坐标中的变化发展特点。

从纬向平均风异常在不同高度的超前/滞后回归分析的时间-纬度分布(图 6)可以明显地看出,在平流层大气(图 6a、b、c)纬向风异常(不论信号正、负)在全球范围内的向极传播,这一向极的输送在热带低纬度地区和极地高纬度地区相对较快、中纬度地区较慢。在整个极区,向极输送的不同信号的纬向风异常引起了极涡强度的扰动。以 10 hPa 高度为例(图 6b),负的纬向风异常信号大约需要 90 天可以从赤道地区传播到极区,而另 70 天则是正温度异常信号从赤道地区传播到达极区,并且正、负信号在传播的时候在时间上有重叠的现象出现,所以一次完整的极涡扰动过程大约是 120 天。而图 6 中另一个值得注意的特征是:向极传播的纬向风异常信号在高层领先于低层,例如,10 hPa 高度上纬向风

异常传播到极区的时间比 0.1 hPa 高度晚了大约 25 天。随着等压面高度的下降,各纬度带上的向极传播的纬向风异常信号开始减弱,在低纬度地区还出现了向赤道传播的纬向风异常信号,逐渐代替了向极传播的信号。例如,在 150 hPa 高度(图 6c),向极输送的信号充满了整个赤道外地区,但是到了 20°N 以南地区 150 hPa 等压面与对流层顶相交,这里向极传播的信号被向赤道传播的信号冲淡,而到

了 300 hPa 高度(图略),向极传播的信号被限制在更北的区域里,在中低纬地区已经被向赤道传播的信号完全占据。随着等压面高度的下降,向赤道传播的纬向风异常信号的范围逐渐扩大,最后在 500 hPa 等压面高度以下区域这一趋势占据了整个北半球大气(图 6d、6e、6f)。这一传播特征表明对流层顶可能是一层天然的分界面,可以将纬向风异常的向极传播和向赤道传播在垂直方向上分割开来,而这一传

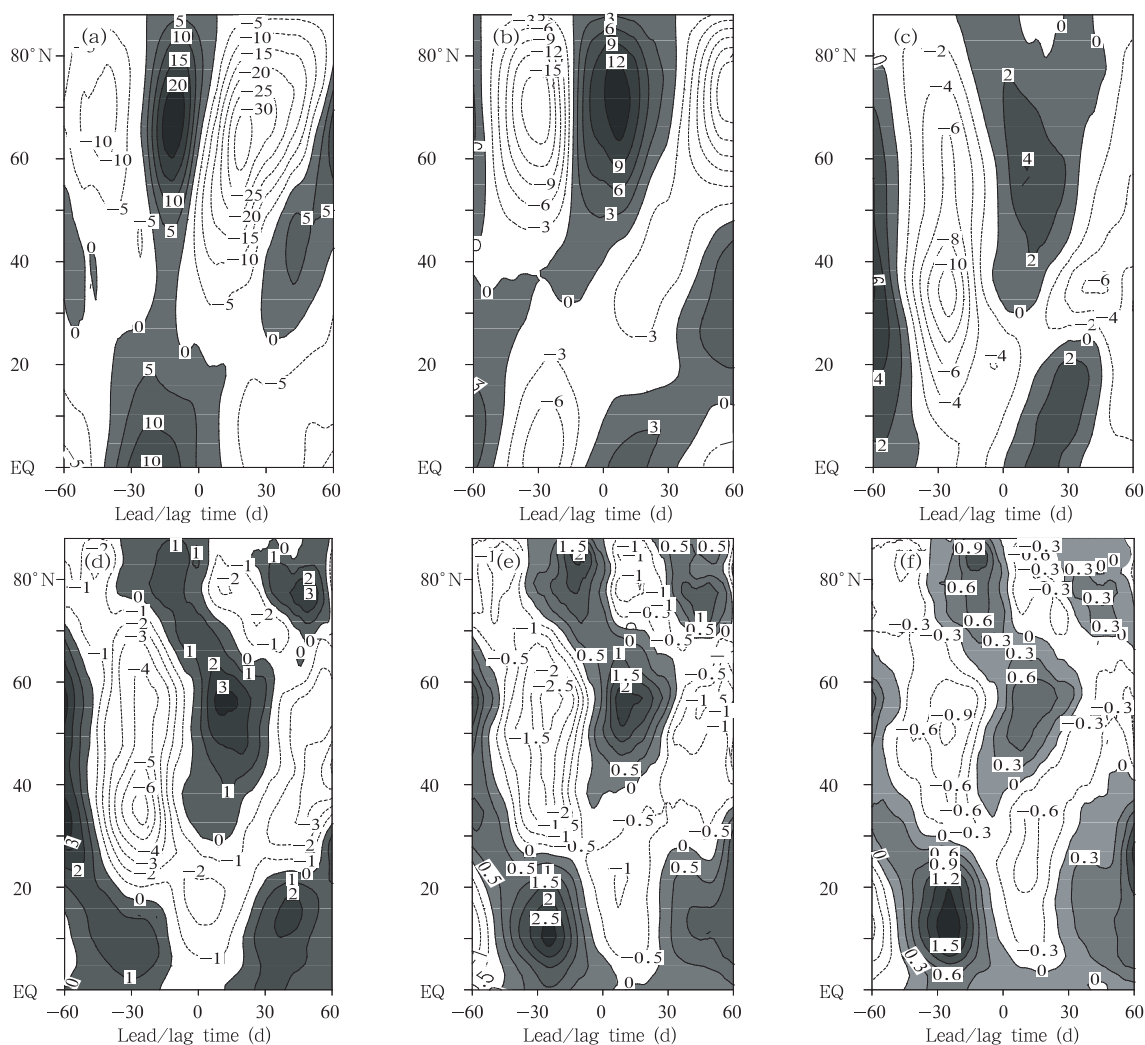


图 6 由 PVO 指数对纬向平均风 $\bar{U}$ 做回归分析在不同等压面的分布情况

(a. 0.1 hPa, b. 10 hPa, c. 150 hPa, d. 500 hPa, e. 850 hPa, f. 1000 hPa; 阴影部分表示正值中心)

Fig. 6 Latitude-time cross-sections of the zonal averaged wind anomalies

(m/s) regressed against the daily PVO index in the winters at the constant pressure layers

(a. 0.1 hPa, b. 10 hPa, c. 150 hPa, d. 500 hPa, e. 850 hPa, and f. 1000 hPa; positive anomalies are shaded)

播特点在等熵坐标中就很难清楚地反映出来。

尽管对流层中的纬向风异常传播比平流层中的小,但是对流层和平流层纬向风异常的传播在时间

上存在着一定的联系,例如,在 500 hPa 高度向赤道传播的负(正)纬向风异常大约是在第 -25(20)天开始,这和 300 hPa 高度上向极传播的正(负)纬向风

异常到达极圈的时间是基本一致的。而 150 hPa 高度上向极传播的正(负)纬向风异常到达极圈的时间比 10 hPa 高度要晚了约 25 天。此外,在热带低纬度地区,对流层中向赤道传播的纬向风异常到达的时间也比平流层低层向极地传播的开始时间晚几天。平流层向极传播的纬向风异常和对流层向赤道传播的纬向风异常存在的这一时间上的延续性造成了极区平流层、对流层之间纬向风异常的分布特性。这同另一观测事实也是一致的,即强极涡扰动事件发生后容易在近地面造成寒潮的爆发。图 7 给出的是在不同纬度上回归分析得到的纬向风异常场的高

度-时间分布图,在中高纬度地区正、负纬向风异常最早都出现在最高层的 10 hPa,然后逐渐向下传播,传播的大值区域主要集中在 200 hPa 高度以上,而在 200 hPa 高度以下区域负的纬向风异常的传播随着纬度的升高逐渐消失,正的纬向风异常相对于高层也小了很多;在赤道低纬度区域纬向风的垂直传播分为两层,在 5° — 25° N 的图中可以看出在 100 hPa 高度纬向风异常的下传出现了折叠,以 100 hPa 为界,上层的正、负值中心出现的时间更早、高度更高,而下层纬向风的分布与上层符号相反、强度稍弱,但传播的速度、方向与上层基本一致,

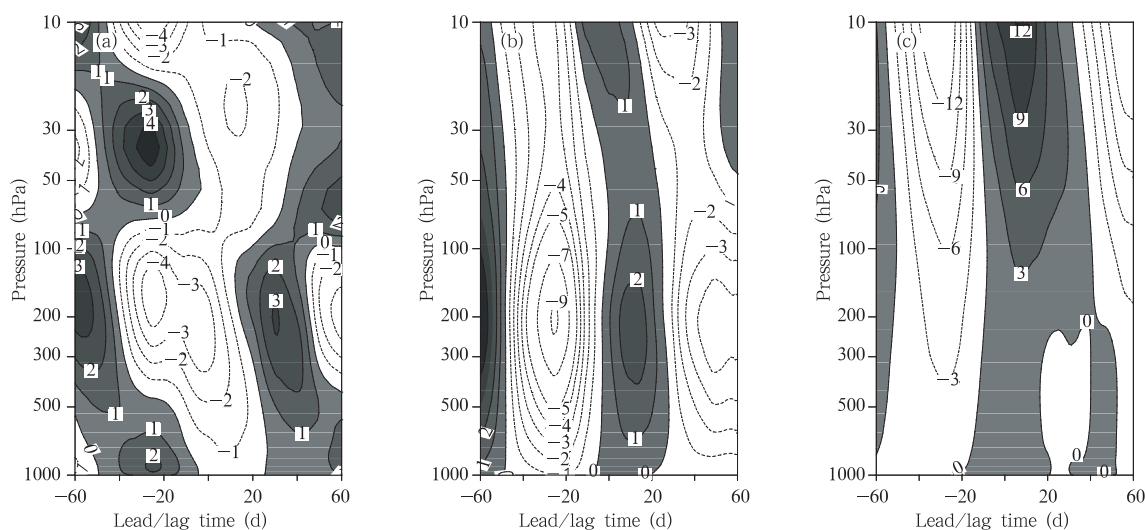


图 7 由 PVO 指数对纬向风做回归分析在不同纬度的分布
(a. 5° — 25° N, b. 30° — 60° N, c. 60° — 85° N; 阴影部分表示正值中心)

Fig. 7 As in Fig. 4 but as a function of pressure

这一特点与对流层顶随着纬度的升高而下降有关。

以上部分由极涡活动指数作超前/滞后回归分析得到了极涡扰动过程中平流层、对流层环流的变化特点。通过对等熵坐标下纬向风异常的分析描述了平流层中在整个冬季极涡扰动过程里有一对向极、向下的传播模态,并且其传播速度受到纬度和高度的影响;而由等压面坐标出发,发现在极涡扰动过程中在对流层里存在一个向赤道传播的模态,且这一经向的传播模态与平流层中的一对模态在时间上存在着一定的联系,当纬向风异常在高层传播到达极区时,低层传播开始,前后相差的天数十分有限。

4 极涡活动过程中的质量环流变化

从 θ -PVLAT 坐标中温度和纬向风在不同纬度

上随时间、高度变化的分布情况(图 8)可以看出,不论在极区还是中纬度区域在 12 月中旬左右都出现了平流层温度的升高,且增温出现后除了在平流层中维持了一个多月的时间,还逐渐向低层传播,可以一直作用到 300 K 高度。这一特点与普通坐标下得到的结论基本一致,但在新坐标中温度的向下传播可以一直作用到平流层低层,且温度异常沿等熵面传播反映了拉格朗日变化特点更接近于真实大气的变化情况。当进入 2 月后,极地平流层温度开始恢复,最大的低值中心在 1100 K 高度出现后逐渐向下发展占据了整层大气,而在中纬度地区在平流层高层温度仍旧维持一定的强度,低温的最大值中心出现在 600—900 K 高度。在低纬地区温度、纬向风的分布图上也有类似的特点(图略),这说明 12 月中下

旬在极地出现的爆发性增温事件不仅引起了极区温度的迅速上升,对平流层中、低纬度的温度分布也带来冲击,在增温结束后平流层从上往下逐渐恢复增温前状态,中、低纬地区高层较高的温度分布反映了非绝热加热作用在经向上的分布特点,即随着纬度的升高非绝热的加热作用逐渐变为在极地高纬地区的冷却作用。而纬向风的分布和温度分布有着一定

的联系,根据热成风关系:在大气高层,纬向风异常(ΔU)随着异号的温度异常(ΔT)出现;在大气低层,纬向风异常则是跟随着同号的温度异常出现。图8中基本反映了这一特点,在极地区域的高层,纬向风的低值中心分布在温度的高值中心后,其中在1月1—20日平流层高层中出现了东风带,而在中、低纬度区域纬向西风则占据了整层大气。

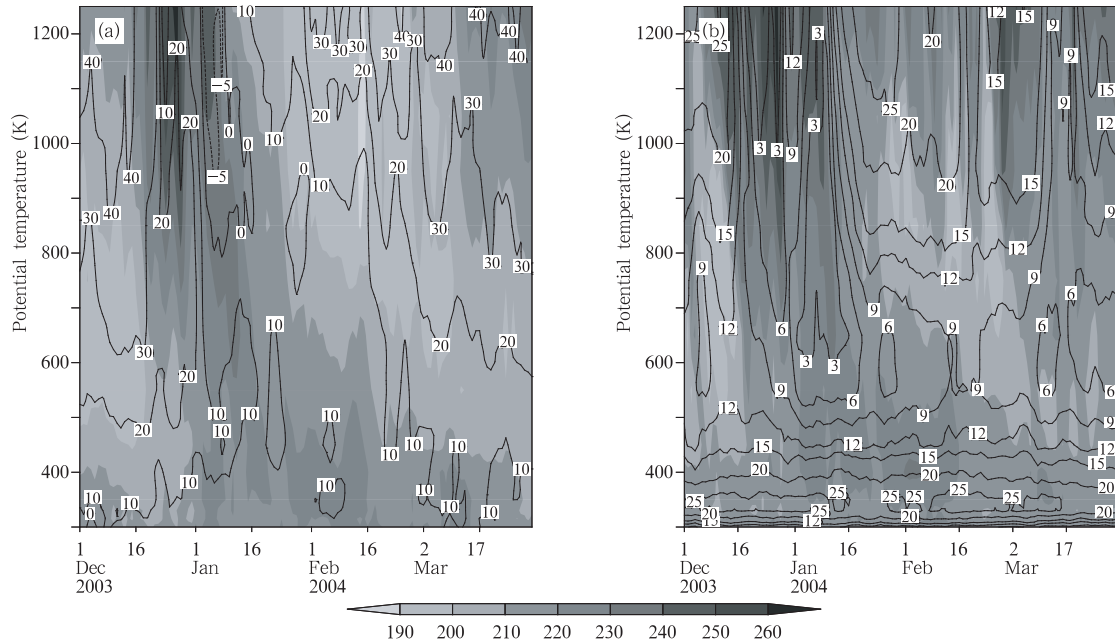


图8 在 θ -PV/LAT坐标下北半球冬季纬向平均温度(阴影,单位:K)和纬向风(等值线,单位:m/s)在不同纬度随时间-高度和分布(a. 65° — 85° N, b. 30° — 60° N)

Fig. 8 Distributions of zonally averaged temperature (shaded, unit: K) and wind (contours, unit: m/s) in the θ -PV/LAT coordinate during the Northern Hemisphere winters for the different latitudes (a. 65° — 85° N, b. 30° — 60° N)

以往的研究表明由于热力学和动力学加热作用在长时间尺度的平均下处于平衡状态,所以在对流层至平流层下层,从赤道到极地存在着一个单圈的经向质量环流。这里的热力学作用主要指的是太阳辐射引起的非绝热加热、冷却作用,而动力学加热作用指的是热带地区的哈得来环流和中高纬地区的斜压波动作用而引起的动力驱动的热量经向输送。在这里主要考虑的是产生于中纬度近地面对流层中的行星波,行星波向上、向极的传播会引起中纬度地区能量的向上输送,因为西风急流会阻碍质量环流的经向输送,所以向上输送的低层空气的能量要到了西风急流以上才会随行星波向极输送,而太阳辐射作用引起的非绝热作用也有利于中纬地区的空气上

升和在极地区域的空气下沉。将等熵面斜率最大的区域看作“锋面”(实际为一斜压区),在以上描述的动力学、热力学作用的共同影响下形成了一个“穿锋环流”,在高层西风急流上方将中纬度的暖空气向极输送,在下层西风急流下方将极区的冷空气向赤道输送。由热成风关系可知负的温度异常($\Delta T < 0$)会引起等熵面的上升,正的温度异常($\Delta T > 0$)会引起等熵面的下降。所以“锋面”会出现向北的倾斜,根据 Hoskins (1982, 1985, 1997)的半地转锋生理论,会在上层暖空气一侧形成锋消,冷空气一侧形成锋生,下层暖空气中形成锋生。而原来处于中纬度上层锋区中的西风急流会随着锋消作用逐渐减小,甚至转向为东风;在高纬度地区的高层会随着锋生

作用形成新的西风急流,在中纬度地区的低层随着暖空气一侧的锋生作用西风会进一步加强。因此,“穿锋环流”带来的向极(高层)、向赤道(低层)输送加深了斜压锋区向冷空气一侧的倾斜,进一步促进了斜压区上方暖空气的向极输送和下方冷空气的向赤道输送,而只要整个系统的非绝热加热作用和动力学加热作用持续,一系列的“穿锋环流”就会发展壮大,造成极涡活动过程中同时存在的平流层向极、向下传播和对流层向赤道传播模态。

下面从数学上对极涡活动过程中的质量环流进行讨论,式(3)(Cai, 2007)给出了空气质量的局地变化表达式

$$\frac{\partial M_\theta}{\partial t} = -\nabla_\theta \cdot (\nabla M_\theta) - \frac{\partial Q M_\theta}{\partial \theta} \quad (3)$$

其中 $M_\theta = -1/g(\partial P/\partial \theta)$ 表示两层等熵面之间的空气质量, $\nabla_\theta \cdot (\nabla M_\theta)$ 表示质量通量的水平散度, ∇M_θ 表示沿等熵面的质量通量, $\partial Q M_\theta/\partial \theta$ 表示质量通量的垂直输送, Q 表示非绝热加热作用。由式(3)可知,空气质量的局地变化与质量通量的水平散度(简称为水平输送作用)和质量通量的垂直输送有关。

以平流层中的暖空气分支为例,由于动力学的加热作用和平流层中的暖空气增加,使对流层顶下降,造成了平流层中的质量通量向下输送 ($-\partial Q M_\theta/\partial \theta > 0$),同时不同纬度非绝热加热的差别也使高纬度地区暖空气的向极输送更为迅速,以上两者的共同作用在中低纬和高纬度地区形成了一对辐合、辐散中心。在中低纬区域暖空气向极输送形成一个辐散中心 ($-\nabla_\theta \cdot (\nabla M_\theta) < 0$),与垂直方向的向下输送作用相平衡;而高纬度地区由于暖空气的输入形成了一个辐合中心 ($-\nabla_\theta \cdot (\nabla M_\theta) > 0$),与质量通量的 ($-\partial Q M_\theta/\partial \theta > 0$) 向下输送共同使平流层极区的空气质量大幅上升(式(3)右边两项都大于0),证明了极地区域是暖空气分支经向输送的终点,有大量的暖空气在这里堆积。而极地平流层中正的质量环流异常意味着这一层空气中的等熵面相对于同一高度赤道外地区的等熵面有所下降。同理考虑对流层中的冷空气分支,动力学的冷却作用和强冷空气的向赤道输送会使近地面的等熵面随着纬度的减小而上升,造成对流层中的质量通量向上输送 ($-\partial Q M_\theta/\partial \theta < 0$),中低纬地区由于冷空气的输入形成辐合中心 ($-\nabla_\theta \cdot (\nabla M_\theta) > 0$);而极区的等熵面相对于低纬地区为下降,有质量通量的向下输送

($-\partial Q M_\theta/\partial \theta > 0$),配合着这里近地面大气中的辐散中心 ($-\nabla_\theta \cdot (\nabla M_\theta) < 0$),可以看出在对流层中不论是高纬或低纬地区局地的空气质量变化都不大(式(3)右边的两项为异号),水平方向和垂直方向的输送作用基本平衡。这也解释了对流层中环流异常的输送信号不如平流层中的强烈。

以上的分析表明,在极涡的活动过程中,整层大气的热力学、动力学配置进行了重新组合,在非绝热加热和斜压波动的共同作用下,产生了一个经圈质量环流将低层低纬地区的暖空气从高层输送到极地高纬地区,暖空气进入极圈后作用于极涡,造成极涡减弱、偏移甚至分裂,而极地低层的冷空气又在低层被输送到中低纬地区,引起中低纬地区温度、风场的变化。只要非绝热加热作用和斜压波动作用维持一定的强度,这样的经圈质量环流就会一直持续。

5 结 论

本文由欧洲中心 60 层模式资料出发,通过建立半拉格朗日的 θ -PVLAT 坐标,分析了 2003—2004 年冬季北半球极涡强扰动事件过程中的环流变化特点,结果表明:(1) θ -PVLAT 坐标有很好的物质性,它能够较好地反映出空气物质的输送特征,尤其在北半球冬季的高纬度地区它能更加真实的表达出大气环流风、温的变化;(2)在极涡活动过程中平流层里存在着一对向极、向下的传播模态,不同符号的纬向风和温度异常的信号沿着这两个模态传播,而近地面对流层中也有一向赤道的传播模态;(3)平流层中向极、向下的传播模态和对流层中向赤道的传播模态在时间上存在着一定的联系,当纬向风异常在高层传播到达极区时,低层开始向赤道传播;(4)整个极涡活动过程可以用一个非绝热加热作用和斜压波动作用共同驱动的经圈质量环流解释,这一环流造成了中低纬地区的暖空气和极地区域的冷空气在平流层—对流层的交换,对整层大气的热力学、动力学配置进行了重新组合。文中的分析已经表明从 θ -PVLAT 坐标出发进行的北半球冬季极涡活动的分析能够从不同的角度反映出大气环流变化的特点,但这里受到了资料的限制无法更加具体地得出极涡活动过程中经圈质量环流的量化发展特点,在今后的研究中可以通过模式模拟得到更加精确的等熵面资料,进一步量化经圈质量环流在整个极涡活动中的作用和平流层极涡变化后对对流层大气环流的影响。

致谢: 感谢美国 NCAR/ACD Guy P Brasseur 给予的指导, 感谢欧洲气象中心提供了 60 层模式资料。

参考文献

- 陆春晖, 刘毅, 陈月娟等. 2009. 2003–2004 年冬季平流层爆发性增温动力诊断分析. 大气科学, 33(4): 726–736
- Anderson J R. 1983. The latitude-height structure of 40–50 day variations in the atmospheric angular momentum. J Atmos Sci, 40: 1877–1883
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. J Geophys Res, 104(D24): 30937–30946
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. 2 stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science, 94: 581–584
- Cai Ming, Ren R-C. 2006. 40–70 day meridional propagation of global circulation anomalies. Geophys Res Let, 33: L06818
- Cai Ming, Ren R-C. 2007. Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part 1: Northern hemisphere cold season variability. J Atmos Sci, 64: 1880–1901
- Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E. 1995. Stratosphere-troposphere exchange. Rev Geophys, 33(4): 403–439
- Hoskins B J. 1982. The mathematical theory of frontogenesis. Annu Rev Fluid Mech, 14: 131–151
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart J Roy Meteor Soc, 111: 877–946
- Hoskins B J. 1997. A potential vorticity view of synoptic development. Meteor Appl, 4: 325–334
- Kodera Kunihiko, Yuhji Kuroda, 2000a. Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies. J Geophys Res, 105(D10): 12351–12359
- Kodera Kunihiko, Yuhji Kuroda. 2000b. A mechanistic model study of slowly propagating coupled stratosphere troposphere variability. J Geophys Res, 105(D10): 12361–12370
- Kodera Kunihiko, Yuhji Kuroda. 2000c. Tropospheric and stratospheric aspects of the Arctic Oscillation. Geophys Res Let, 27(20): 3349–3352
- Nash E R. 1996. An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity. J Geophys Res, 101(D5): 9471–9478
- Ren R-C, Cai Ming. 2006. Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate. Adv Atmos Sci, 23(6): 884–900
- Ren R-C, Cai Ming. 2007. Meridional and vertical out-of-phase relationships of temperature anomalies associated with the northern annular mode variability. Geophys Res Let, 34: L07704