

马骥, 陈文, 兰晓青. 2020. 北半球冬季平流层强、弱极涡事件演变过程的对比分析 [J]. 大气科学, 44(4): 726–747. MA Ji, CHEN Wen, LAN Xiaoqing. 2020. Comparative Analysis of the Evolution Processes of the Strong and Weak Stratosphere Polar Vortex Events in Boreal Winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(4): 726–747. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1906.19110

北半球冬季平流层强、弱极涡事件演变过程的对比分析

马骥^{1,2} 陈文^{1,2} 兰晓青¹

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

2 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

摘 要 利用 1958~2017 年逐日的 NCEP/NCAR 再分析资料对北半球冬季平流层强、弱极涡事件的演变过程进行了对比分析, 同时比较了有平流层爆发性增温 (SSW) 和无 SSW 发生的两类弱极涡事件的环流演变和动力学特征。结果表明, 强极涡的形成存在着缓慢发展和快速增强的过程, 而弱极涡事件的建立非常迅速; 和强极涡事件相比, 弱极涡事件的峰值强度更强, 异常中心的位置更高。此外, 强、弱极涡事件的产生与波流相互作用的正反馈过程密切相关。对于强极涡事件, 发展阶段的太平洋—北美 (PNA) 型异常削弱了行星波一波; 当平流层西风达到一定强度, 上传的行星波受到强烈抑制, 使得极涡迅速增强达到峰值。而对于弱极涡事件, 发展阶段一波型的异常增强了行星波上传, 通过对纬向流的拖曳作用使得平流层很快处于弱西风状态, 更多行星波进入平流层导致极涡急剧减弱甚至崩溃。针对有、无 SSW 发生的两类弱极涡事件的对比分析表明, 有 SSW 发生的弱极涡事件发展阶段, 平流层出现强的向上的一波 Eliassen-Palm (EP) 通量异常, 通过正反馈过程使得一波和二波上传同时增强而导致极涡崩溃; 无 SSW 发生的弱极涡事件发展阶段, 平流层缺乏向上的一波通量, 二波活动起到重要作用, 其总的行星波上传远弱于有 SSW 发生的弱极涡事件。对于无 SSW 发生的弱极涡事件, 其发展和成熟阶段对流层上部出现类似欧亚 (EU) 型的高度异常, 伴随着强的向极的 EP 通量异常, 导致对流层有极强的负北极涛动 (AO) 型异常。而有 SSW 发生的弱极涡事件发展阶段对流层上部主要表现为北太平洋上空来自低纬的波列异常, 其后期的对流层效应更加滞后也不连续, 对流层 AO 异常的强度明显弱于无 SSW 发生的弱极涡事件。

关键词 平流层极涡 平流层爆发性增温 环流演变 行星波活动

文章编号 1006-9895(2020)04-0726-22

中图分类号 P434

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1906.19110

Comparative Analysis of the Evolution Processes of the Strong and Weak Stratosphere Polar Vortex Events in Boreal Winter

MA Ji^{1,2}, CHEN Wen^{1,2}, and LAN Xiaoqing¹

1 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

2 College of Earth Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Based on the NCEP/NCAR daily reanalysis data for the period of 1958–2017, this study comparatively analyzes the stratospheric and tropospheric evolutions during the lifecycle of both strong and weak stratosphere polar vortex events (SPV and WPV events, respectively). Moreover, the atmospheric circulation and dynamical characteristics

收稿日期 2019-01-15; 网络预出版日期 2020-03-25

作者简介 马骥, 男, 1995 年出生, 硕士研究生, 主要从事平流层—对流层相互作用方面的研究。E-mail: maji16@mailsucas.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41721004

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41721004)

of two types of WPV events, namely events with and without stratospheric sudden warming (SSW), were also analyzed. The results show that the formation of SPV events follow a slow development and then a rapid intensification stage, while the WPV events are established dramatically. Compared with the SPV events, the WPV events are stronger and have a higher anomaly center when they reach a peak. Moreover, the occurrence of SPV and WPV events is closely related to the positive feedback of wave-mean flow interaction. For the SPV events, a Pacific-North American teleconnection-like pattern weakens the wave-1 of planetary waves during the growth stage. When the stratospheric westerly winds are strengthened to a certain extent, upward propagating planetary waves are greatly suppressed; thus, the polar vortex is intensified rapidly and reaches the peak stage. For the WPV events, a wave-1 pattern enhances the upward propagating planetary waves in the growth stage, which soon leads to weak westerly winds in the stratosphere by exerting a drag on the zonal flow. More planetary waves then propagate into the stratosphere, and thus, the polar vortex is dramatically weakened and even broken down. In addition, for the WPV events with SSW, enhanced upward wave-1 Eliassen-Palm (EP) flux in the stratosphere occurs in the growth stage. Through the positive feedback of wave-mean flow interaction, both the upward propagating wave-1 and wave-2 EP fluxes are increased, which leads to the breakdown of the polar vortex. For the WPV events without SSW, the upward propagating wave-1 EP flux is weak in the growth stage, while the wave-2 flux plays an important role. Hence, the total upward propagating planetary waves are much smaller than the WPV events with SSW. For the WPV events without SSW, a Eurasian (EU) teleconnection-like pattern in the height field appears in the upper troposphere during the growth and peak stages, accompanied by strong anomalous poleward EP flux, which leads to extreme negative Arctic oscillation (AO) in the troposphere. For the WPV events with SSW, a wave train from the lower latitude over the North Pacific in the height field appears in the upper troposphere mainly during the growth stage. In the later stages, the tropospheric influence of the WPV events with SSW is relatively delayed and not robust, and the magnitude of AO index is much smaller than that for the WPV events without SSW.

Keywords Stratosphere polar vortex, Stratospheric sudden warming, Circulation evolution, Planetary wave activity

1 引言

平流层极涡是位于极区上空的大尺度环流系统, 在平流层与对流层的耦合过程中起着至关重要的作用 (张恒德等, 2008; Li et al., 2011)。在北半球冬季, 对流层的行星波能够垂直上传进入平流层, 引起极地平流层温度急剧升高甚至纬向风的反转, 极涡被破坏, 这种现象称为平流层爆发性增温 (Matsuno, 1971)。平流层爆发性增温 (SSW) 发生时, 温度和纬向风的异常首先出现在平流层上层, 并随着 SSW 的发展逐渐下传 (Kodera et al., 2000; Zhou et al., 2002)。随着这种异常向下传播到达对流层顶, 对流层上层出现异常的动量通量输送, 这对于对流层环流异常的产生和维持具有重要的作用 (Kuroda and Kodera, 1999; Limpasuvan et al., 2004)。Baldwin and Dunkerton (1999, 2001) 的研究指出, 极端的平流层环流异常能够向下传播并影响对流层的天气型。这种耦合过程和北半球环状模 (NAM) 的异常密切相关, 在平流层高度上表现为极涡强度的异常, 在近地面表现为北极涛动 (AO) 的异常 (Thompson and Wallace, 1998; 兰晓青和陈文, 2013)。

平流层环流异常的对流层效应不仅体现在弱极涡事件中, 在极涡增强的过程中也同样显著 (Baldwin and Dunkerton, 2001; Limpasuvan et al., 2005)。Ambaum and Hoskins (2002) 指出增强的冰岛低压能够改变局地对流层顶高度, 使得行星波向赤道地区折射导致极涡增强。平流层正的位势涡度异常又通过静力和地转调整使得极地对流层出现低压异常。Perlwitz and Harnik (2003) 指出当平流层上层纬向风呈现负切变时, 平流层对于上传的行星波一波具有显著的反射作用, 被反射的行星波能够进一步改变对流层的波动结构。这种平流层和对流层之间的波耦合发生于强极涡状态下, 这和弱极涡事件中纬向流异常通过波-平均流相互作用下传存在动力学机制上的差别 (Perlwitz and Harnik, 2004)。平流层强、弱极涡状态对应着平流层基本流的本质差别, 而基本流对于行星波的传播具有重要影响 (Charney and Drazin, 1961; 黄荣辉, 1986; Chen and Robinson, 1992)。因此, 关于强、弱极涡事件中平流层与对流层耦合过程的非对称性仍值得进一步探究。

平流层爆发性增温作为平流层、对流层之间的最剧烈的耦合过程, 伴随着平流层纬向平均纬向风

的反转, 对于对流层的天气和气候具有重要的影响 (邓淑梅等, 2006; Charlton and Polvani, 2007; 陆春辉和丁一汇, 2013)。一些研究采用平流层 NAM 指数来表征平流层极涡的强度 (Baldwin and Dunkerton, 2001; Kolstad et al., 2010; Woo et al., 2015), 并指出大部分的弱极涡事件和 SSW 有关, 少部分事件则没有伴随平流层环流的反转 (Butler et al., 2014)。以往不少研究指出, 只有那些最极端的平流层环流异常 (如 SSW) 才能够下传到对流层 (Baldwin and Dunkerton, 2001; Limpasuvan et al., 2004, 2005)。而 Wang and Chen (2010) 发现一次中等强度的弱极涡事件在对流层造成了非常强的 AO 异常的下传。因此, 探讨有 SSW 发生的极端弱极涡事件和一般强度的弱极涡事件之间的差别对于进一步理解 SSW 的产生以及相应的耦合过程也具有重要的意义。

本文主要拟对比分析强、弱极涡事件的环流演变和动力学特征, 进一步分析有 SSW 发生和无 SSW 发生的两类弱极涡事件的动力学机制及对对流层影响的差别。本文采用的资料和方法的介绍见第 2 节; 第 3 节分析了强、弱极涡事件的演变过程; 第 4 节对比了无 SSW 发生和有 SSW 发生的两类弱极涡事件的环流演变和动力学机制的差异; 第 5 节是结论与讨论。

2 资料和方法

2.1 资料

本文采用的资料为从 1958 年 1 月 1 日到 2017 年 12 月 31 日的 NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) 逐日再分析资料集, 主要包括位势高度场、温度场、风场等。数据的水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 垂直方向从 1000~10 hPa 共 17 层。本文的 1000 hPa 逐日的 AO 指数来自于 <http://www.cpc.ncep.noaa.gov> [2019-03-31]。本文所有物理量的异常值均通过如下方法计算得到, 首先对 1958 年 1 月 1 日至 2017 年 12 月 31 日的物理量进行多年平均得到每日的气候态, 然后取前四个谐波作为平滑的气候态年循环, 最后从原始场减去年循环得到异常值。文章对 1958/59 年至 2016/17 年的 59 个冬季的强、弱极涡事件进行了分析, 其中冬季指的是从 12 月到次年 3 月。

2.2 强、弱极涡事件的定义

本文采用 Kolstad et al. (2010) 定义的极区加

权平均的位势高度异常来表征极涡的强度, 这一指数实际上是 NAM 指数的近似 (Baldwin and Thompson, 2009), 具体计算公式如下:

$$-Z_p \equiv -\sum (Z' \cos \varphi) / \sum \cos \varphi, \quad (1)$$

其中, Z' 为去除年循环的位势高度异常, φ 是纬度, 求和符号表示对 65°N 以北的所有格点求和。 $-Z_p$ 表示极涡强度指数和极区的位势高度异常符号相反, 即正 (负) 指数对应极涡偏强 (弱)。弱极涡事件的起始日期定义为 50 hPa 极涡强度指数 $-Z_p$ 低于所有冬季指数 10% 分位点值的日期, 结束日期定义为 100 hPa 的 $-Z_p$ 指数低于其 -0.5 倍标准差的最后一天 (Woo et al., 2015)。在一次弱极涡事件过程中 (从起始日期到结束日期之间), 如果某天的 50 hPa 极涡强度指数低于所有冬季指数 10% 分位点值, 则算作同一次事件。强极涡事件的定义方法和弱极涡事件类似, 起始日期定义为 50 hPa 极涡强度指数 $-Z_p$ 高于所有冬季指数 90% 分位点值的日期, 结束日期定义为 100 hPa 的 $-Z_p$ 指数高于其 0.5 倍标准差的最后一天。采用上述方法, 本文共挑选出 47 个强极涡事件和 41 个弱极涡事件。

为了进一步将弱极涡事件分为有 SSW 的弱极涡事件和无 SSW 的弱极涡事件, 本文采用 Charlton and Polvani (2007) 的定义, 将 10 hPa 纬向平均纬向风发生反转的平流层过程定义为 SSW 事件, 并将风向发生反转的日期定义为 SSW 的中心日期。弱极涡事件起始日期前后 20 天内如果有 SSW 发生, 则视为有 SSW 发生的弱极涡事件, 否则视为无 SSW 的弱极涡事件。此外, 本文去除了和春季极涡崩溃有关的弱极涡事件和 SSW, 然后对 10 个无 SSW 发生的弱极涡事件和 25 个有 SSW 发生的弱极涡事件进行了合成分析。

2.3 方法

本文采用的主要研究方法包括合成分析、Eliassen-Palm (EP) 通量诊断等。EP 通量是研究波一流相互作用的重要工具, 其辐合 (辐散) 会导致纬向流的减弱 (增强) (Andrews et al., 1987)。准地转近似条件下的 EP 通量及其散度公式如下:

$$\mathbf{F} = (F_{(\varphi)}, F_{(p)}) = (-\rho_0 a \cos \varphi \overline{u'v'}, \rho_0 a \cos \varphi \overline{f v' \theta'} / \theta_p), \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (F_{(\varphi)} \cos \varphi) + \frac{\partial F_{(p)}}{\partial p}, \quad (3)$$

其中, φ 为纬度, p 为气压, ρ_0 为大气密度, a 为地

球半径, f 是科里奥利力参数, “—” 表示纬向平均, “’” 表示相对于纬向平均的偏差。此外, 本文采用双尾 Student t 检验对合成分析的结果进行了显著性检验。

3 强、弱极涡事件的演变过程

3.1 平流层极涡强度的变化特征

图 1a 给出了 1958/59 年到 2016/17 年冬季每日的 $-Z_p$ 指数和强、弱极涡事件的分布。从中可以看出, 北半球冬季平流层极涡强度发生着剧烈的扰动, $-Z_p$ 指数的峰值(谷值)对应极端强(弱)的平流层极涡, 往往伴随着平流层、对流层之间的强的耦合过程 (Baldwin and Dunkerton, 2001)。强、弱极涡事件整体上呈均匀分布, 但在 1990 年代中期, 极涡整体偏强, 相应的强极涡事件显著增加, 弱极涡事件减少。随后在 1990 年代末至 20 世纪初, 弱极涡事件又显著增加, 强极涡事件减少 (图 1a)。这和 Reichler et al. (2012) 指出的 SSW 的年代际变化基本一致。从冬季平均的 $-Z_p$ 指数 (图 1b) 可以看到, 平流层极涡具有较强的年际变化特征。为了进一步比较 1990 年代中期和 20 世纪初平流层极涡的年代际差异, 图 1b 给出了 1989~1997 年和 1998~2010 年两个年代极涡强度的平均值, 其中第一年代为 129.9 m, 第二年代为 -61.7 m, 两个年代的极涡强度的差异通过了 99% 信度的双尾 t 检验。平流层极涡强度的年代际变化可能与北极海冰融化存在着密切联系。北极海冰偏少时, 能够激发出大气行星波从对流层向平流层传播, 并通过波流相互作用减弱平流层极涡 (Jaiser et al., 2013; 武炳义, 2018)。Wu et al. (2012) 发现北极表面风场 CA (central Arctic) 型模态存在着年代际的变化, 在 1997 年之前处于负位相, 之后转为正位相, 与上述平流层极涡强度的年代际变化一致。

从合成的强(弱)极涡事件 50 hPa $-Z_p$ (Z_p) 指数的演变 (图 1c) 可见, 强极涡事件前期极涡存在着一个缓慢发展的过程, 但从 -7 天左右极涡迅速增强达到峰值, 而弱极涡事件的建立过程则较为迅速。从后期平流层异常的维持来看, 弱极涡事件能够维持更长的时间, 而强极涡的恢复过程较快。因此, 本文对于强、弱极涡事件演变的阶段不采用统一的划分方法。考虑到强、弱极涡事件的这种差异, 以及强、弱极涡事件大致在 +3 天左右达到峰值 (图 1c), 我们将强极涡事件的演变过程划分

为形成 (-34~-20 天)、发展 (-19~-5 天)、最强 (-4~+10 天)、衰减 (+11~+25 天)、消退 (+26~+40 天)、消亡 (+41~+55 天) 六个阶段, 分别对应图 1(c) 中 1~6 的阶段。而将弱极涡事件的发展过程划分为发展 (-19~-5 天)、最强 (-4~+10 天)、维持 (+11~+25 天)、衰减 (+26~+40 天)、消退 (+41~+55 天)、消亡 (+56~+70 天) 六个阶段, 对应图 1c 中的 2~7 的阶段。演变过程不同阶段的天数前的正号(负号)表示滞后(领先)于起始日期 (0 天)。此外, 从图 1c 还可看出弱极涡事件的峰值强度要强于强极涡事件。图 1d 进一步给出了强、弱极涡事件演变过程中的峰值强度 [50 hPa $-Z_p$ (Z_p) 指数达到最强时的值] 的概率分布图, 可以看到弱极涡事件能够达到 440 m 以上强度的概率要明显高于强极涡事件。

3.2 强、弱极涡事件纬向平均环流及波活动异常

NAM 指数能够很好地表征平流层—对流层相互作用过程中的纬向平均环流异常。65°N 以北平均的位势高度异常是 NAM 指数的一个很好的近似 (Baldwin and Thompson, 2009), 两者的相关系数达 0.95 以上。对于弱极涡事件 (图 2b), 平流层从 -15 天左右开始出现显著的负的 NAM 异常 (对应正的极区位势高度异常), 在 +3 天左右达到最强, 异常中心处于 10 hPa 左右。平流层 NAM 异常从 10 hPa 向下传播到 150 hPa 大约需要 10 天的时间, 显著的负异常在平流层低层能够维持 50 天以上。NAM 异常在平流层范围内的下传特征与 Baldwin and Dunkerton (2001; 以下称 BD 2001) 得到的结果较为一致。在 BD2001 的图 2a 中, NAM 异常经过 10 天左右下传到对流层顶, 并且负异常能够维持 60 天以上, 但在 BD2001 中未进行显著性检验。对流层在 0 天至 25 天左右出现了显著的负的 NAM 的异常, 另一次稍弱的对流层异常出现在 40 天左右 (图 2b)。在 -10 天左右, 对流层表现为弱的正 NAM 异常 (图 2b), 这点与 BD2001 的结果稍有不同, 在 BD2001 的图中 -10 天左右对流层为弱的负 NAM 异常。

对于强极涡事件 (图 2a), 从 -45 天左右平流层开始出现显著的负的 NAM 异常, 即极涡处于偏强的状态, 并随时间缓慢增强, 在 0 天附近极涡迅速增强达到峰值。在 BD2001 对于强极涡事件的合成中, 在 -35~-10 天的时间内, 平流层的

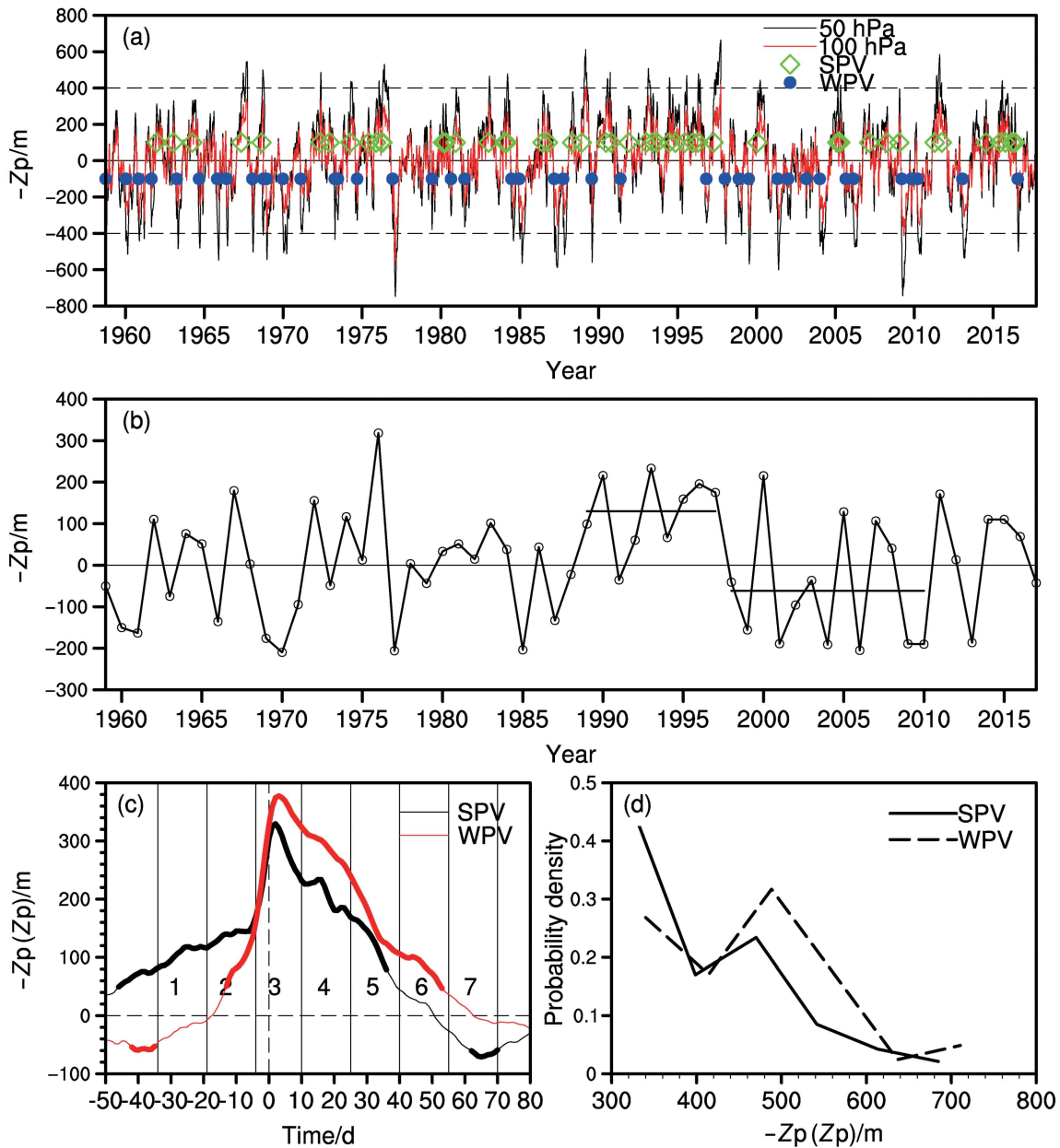


图1 (a) 冬季每日的 $-Z_p$ 指数以及强、弱极涡事件的分布;(b) 50 hPa 冬季平均的 $-Z_p$ 指数, 其中两条加粗的水平线分别表示1989~1997年和1998~2010年两个年代的平均值;(c) 合成的强(弱)极涡事件50 hPa 的 $-Z_p$ (Z_p)指数的演变, 黑色(红色)实线为强(弱)极涡, 其中加粗部分通过信度为95%的双尾 t 检验, 垂直实线及数字表示不同阶段的划分。(d) 强(弱)极涡事件演变过程中50 hPa 极涡 $-Z_p$ (Z_p)峰值强度的概率分布, 其中实线(虚线)为强(弱)极涡

Fig. 1 (a) Daily $-Z_p$ index in winter with the SPV (WPV) events detected in this study. (b) Winter mean $-Z_p$ index at 50 hPa, the two bold horizontal lines indicate the average values for 1989-1997 and 1998-2010. (c) Composite evolution of $-Z_p$ (Z_p) index at 50 hPa for the SPV (WPV) events, the black (red) solid line denotes the SPV (WPV) events, the thick line segments denote $>95\%$ confidence level (based on two-tailed student's t test); the solid vertical lines and the numbers indicate the stages of SPV (WPV) events. (d) The probability distribution of peak $-Z_p$ (Z_p) index at 50 hPa during the life cycle of SPV (WPV) events, the solid (dashed) line denotes the SPV (WPV) events. SPV and WPV events denote the stratospheric and tropospheric evolutions during the lifecycle of both strong and weak stratosphere polar vortex events, respectively

NAM 异常较弱, 而从-10 天左右开始, 平流层的 NAM 异常迅速增强。虽然本文和他们的工作在前期平流层异常的数值上存在差异, 但两者都在一

定程度上反映出强极涡事件前期存在着一个较为缓慢的过渡时期。和弱极涡事件相比, 强极涡事件异常中心的位置更低, 位于 30 hPa 左右。强极涡事

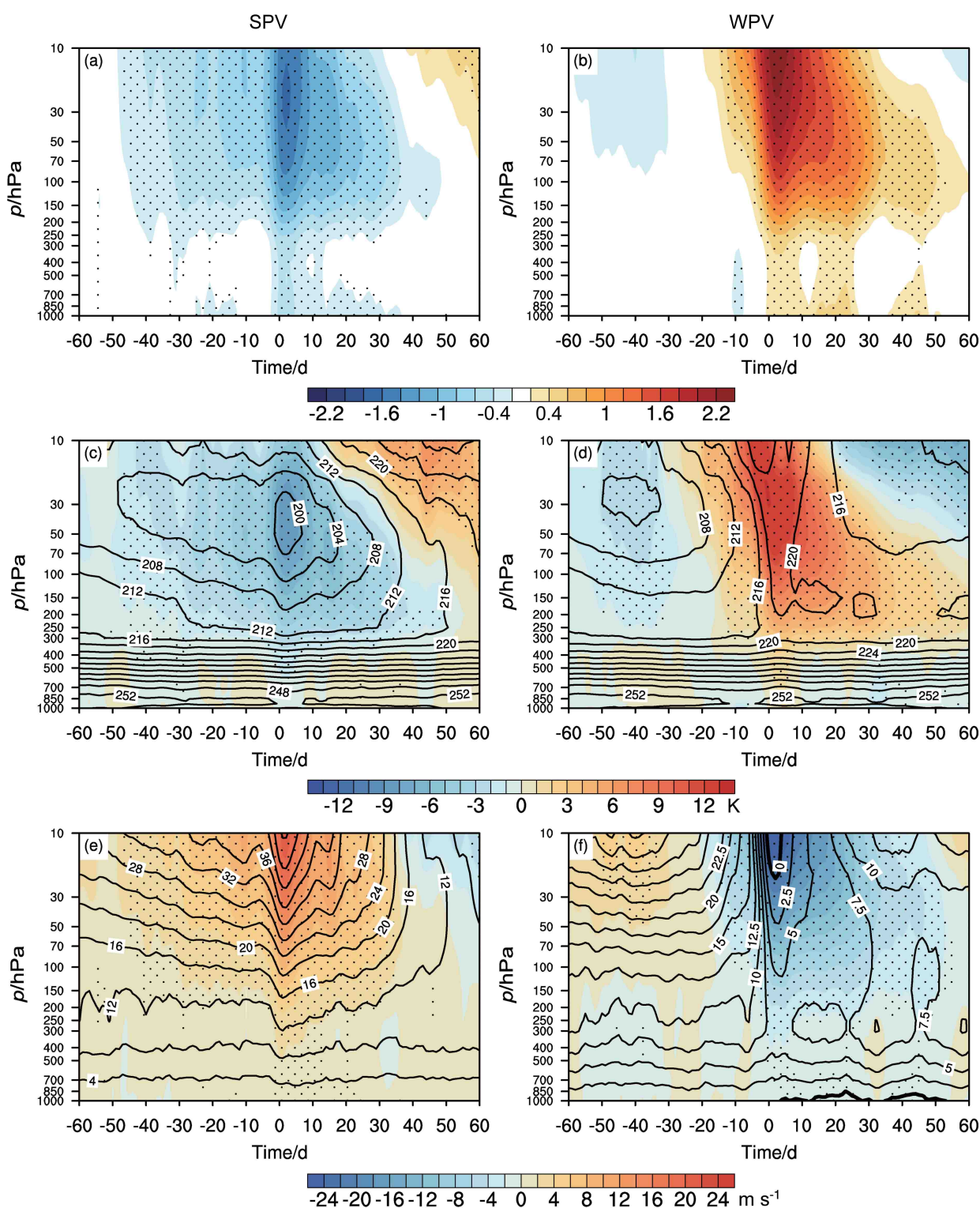


图2 强(左列)、弱(右列)极涡事件(a、b)标准化的 $65^{\circ}N$ 以北平均的位势高度异常、(c、d) $70^{\circ}N-90^{\circ}N$ 纬向平均温度(等值线,单位: K)及其异常(填色,单位: K)、(e、f) $60^{\circ}N-70^{\circ}N$ 纬向平均纬向风(等值线,单位: $m s^{-1}$)及其异常(填色,单位: $m s^{-1}$)。(f)中加粗的等值线为纬向平均纬向风的零线。打点区域通过信度为95%的双尾 t 检验

Fig. 2 (a, b) Standardized Z anomalies averaged northward of $65^{\circ}N$, (c, d) zonal-mean temperature (contours, units: K) and its anomalies (shading, units: K) averaged over $70^{\circ}N-90^{\circ}N$ and (e, f) zonal-mean zonal wind (contours, units: $m s^{-1}$) and its anomalies (shading, units: $m s^{-1}$) averaged over $60^{\circ}N-70^{\circ}N$ for the SPV (left column) and WPV (right column) events. The bold black line in (f) denotes the zero line of zonal-mean zonal wind; the dotted regions denote $>95\%$ confidence level (based on two-tailed Student's t test)

件后期平流层低层 NAM 异常维持时间较短, 在 35 天以后显著的环流异常基本消失 (图 2a)。在近地面, 正的 NAM 异常在 0 天左右最强并且能够维持一个月左右 (图 2a)。BD2001 中合成的强极涡事件后期正的 NAM 异常维持的时间更长, 可能与他们选择了更为极端的强极涡事件有关。

图 2c–f 给出了纬向平均温度和纬向平均纬向风的演变。从图 2c 可见, 强极涡事件平流层冷异常的建立较为缓慢, 达到峰值时其异常中心位于 30~50 hPa。对于弱极涡事件 (图 2d), 在 10 hPa 高度上, 暖异常中心在大约两周的时间内建立起来, 且异常中心存在明显的下传特征。在纬向平均风场上, 弱极涡事件的纬向风异常略滞后于温度异常, 且纬向风异常中心位于温度异常中心上方, 符合热成风原理 (图 2f)。在 0 天附近 10 hPa 高度上纬向风发生反转, 说明弱极涡事件和 SSW 具有密切的联系。和强极涡事件相比, 弱极涡事件平流层纬向风异常的变化更加剧烈, 且对流层环流异常能够

维持更长的时间 (图 2e、f)。

为进一步探讨强、弱极涡事件演变过程中波动异常及其和纬向流之间的相互作用, 本文给出了强、弱极涡事件不同阶段的 EP 通量异常 (图 3、图 5) 和纬向平均纬向风及其异常 (图 4、图 6) 的演变。对于弱极涡事件, 在发展阶段 (图 3a) 平流层出现向上的 EP 通量异常, 造成平流层中上层 EP 通量的辐合, 使得平流层开始出现显著的东风异常, 极夜急流减弱 (图 4a)。这一阶段, 中高纬对流层上部异常波动一方面垂直传播进入平流层, 另一方面在对流层高层有异常的向赤道地区的传播, 即沿极地波导和低纬度波导传播的波动都有所增强 (陈文和黄荣辉, 2005)。由于极夜急流减弱, 平流层很快处于适宜行星波上传的弱西风状态。在最强阶段 (图 3b), 平流层向上的波动异常显著增强, 造成很强的 EP 通量的辐合, 10 hPa 温度迅速增加 (图 2d)。中高纬平流层出现极强的东风异常, 极夜急流被破坏 (图 4b)。EP 通量辐合

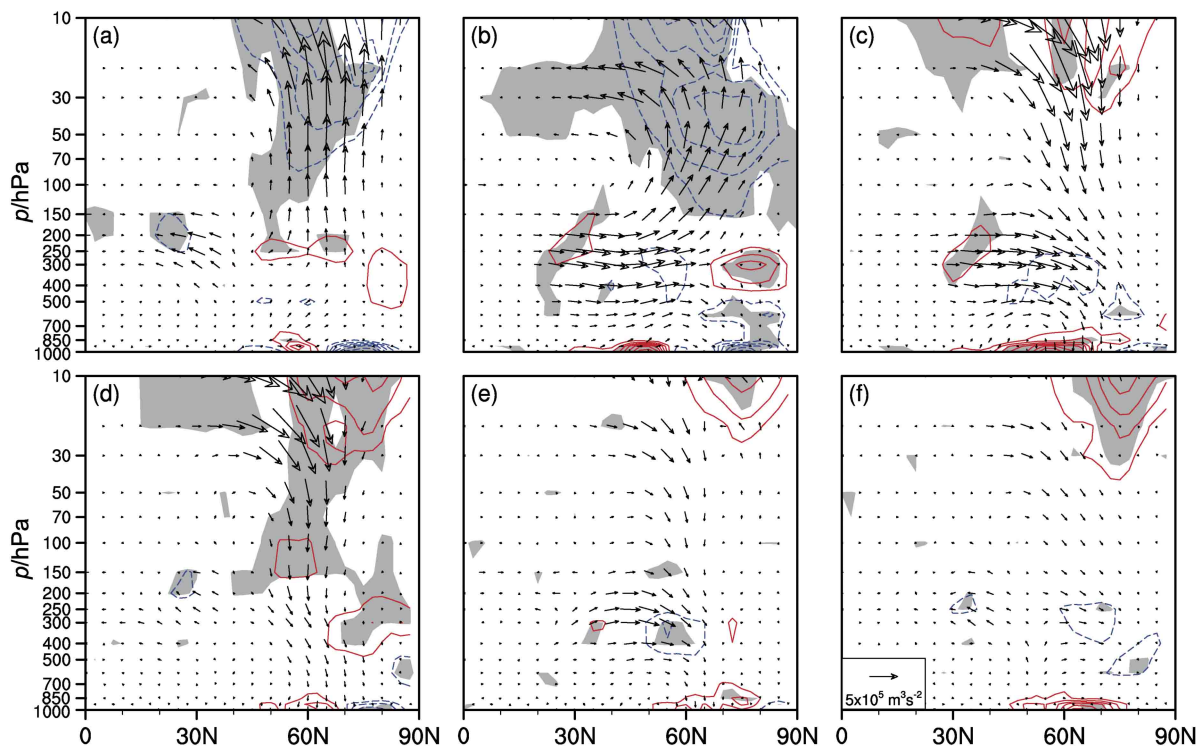


图 3 弱极涡事件 (a) 发展、(b) 最强、(c) 维持、(d) 衰减、(e) 消退、(f) 消亡阶段的 EP 通量 (矢量, 单位: $\text{m}^3 \text{s}^{-2}$) 及其散度的异常 (等值线, 单位: $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$)。EP 通量散度异常的等值线间隔为 $0.5 \text{ m s}^{-1} \text{d}^{-1}$, 红色实线 (蓝色虚线) 表示辐散 (辐合), 零线未显示。灰色阴影表示 EP 通量散度异常通过信度为 95% 的双尾 t 检验

Fig. 3 Anomalies of EP fluxes (vectors; units: $\text{m}^3 \text{s}^{-2}$) and their divergence (contours; units: $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$) during the (a) growth, (b) peak, (c) maturity, (d) decline, (e) decay, and (f) disappearance stages of the WPV events, the anomalies of EP flux divergence are contoured at every $0.5 \text{ m s}^{-1} \text{d}^{-1}$ with the divergence (convergence) in red solid (blue dashed) lines, and the zero line is omitted; the gray shading denotes >95% confidence level for the divergence of EP flux (based on two-tailed Student's t test)

区域相较于发展阶段进一步向下扩展, 通过对纬向流的拖曳作用使得 10 hPa 的 NAM 异常向上传播到平流层低层 (图 2b)。此时, 由于对流层波动主要沿极地波导上传至平流层, 沿低纬度波导传播减弱 (图 3b), 导致副热带急流有所增强 (图 4b)。对流层顶部向极的波活动异常对于平流层负的 NAM 异常下传到对流层具有重要的作用 (图 2b)。在维持阶段 (图 3c), 平流层 10~30 hPa 开始出现向下的 EP 通量异常和 EP 通量的辐散, 10 hPa 环流异常有所减弱, 即弱极涡首先从平流层上层开始恢复。50 hPa NAM 异常的恢复滞后于 10 hPa, 因此在这一阶段 50 hPa 仍然维持较强的弱极涡状态 (图 2b)。纬向风异常场上 (图 4c), 中高纬度为东风异常, 副热带为西风异常, 表现为从平流层到对流层深厚的负的 NAM 型。在衰减阶段 (图 3d), 平流层向下的 EP 通量异常进一步增强, EP 通量辐散区域向下扩展, 导致平流层中低层西

风加速, 50 hPa 弱极涡进一步恢复。在消退和消亡阶段 (图 3e、f), 平流层维持着较弱的向下的 EP 通量异常, EP 通量的辐散区域主要位于 50 hPa 以上, 因此尽管平流层上层已经出现显著的正的 NAM 异常, 但平流层低层弱的负 NAM 异常能够维持较长的时间 (图 2b)。此外, 对流层上层向极的 EP 通量在维持阶段仍然较强, 在衰减阶段基本消失, 之后在消退阶段再次增强 (图 3c、d、e)。对比图 4c、d、e 可见, 对流层上层的向极的 EP 通量异常增强的阶段也是平流层 NAM 异常能够下传到对流层的阶段。并且, 从图 4d、e、f 可见, 平流层负 NAM 型的纬向风异常能够维持到消退阶段, 在消亡阶段中高纬的东风异常消失, 并且极夜急流后期的重建是比较缓慢的。

对于强极涡事件 (图 5、图 6), 其演变过程中的 EP 通量异常和极夜急流的变化与弱极涡事件大致相反, 但仍存在非对称性。在形成阶段

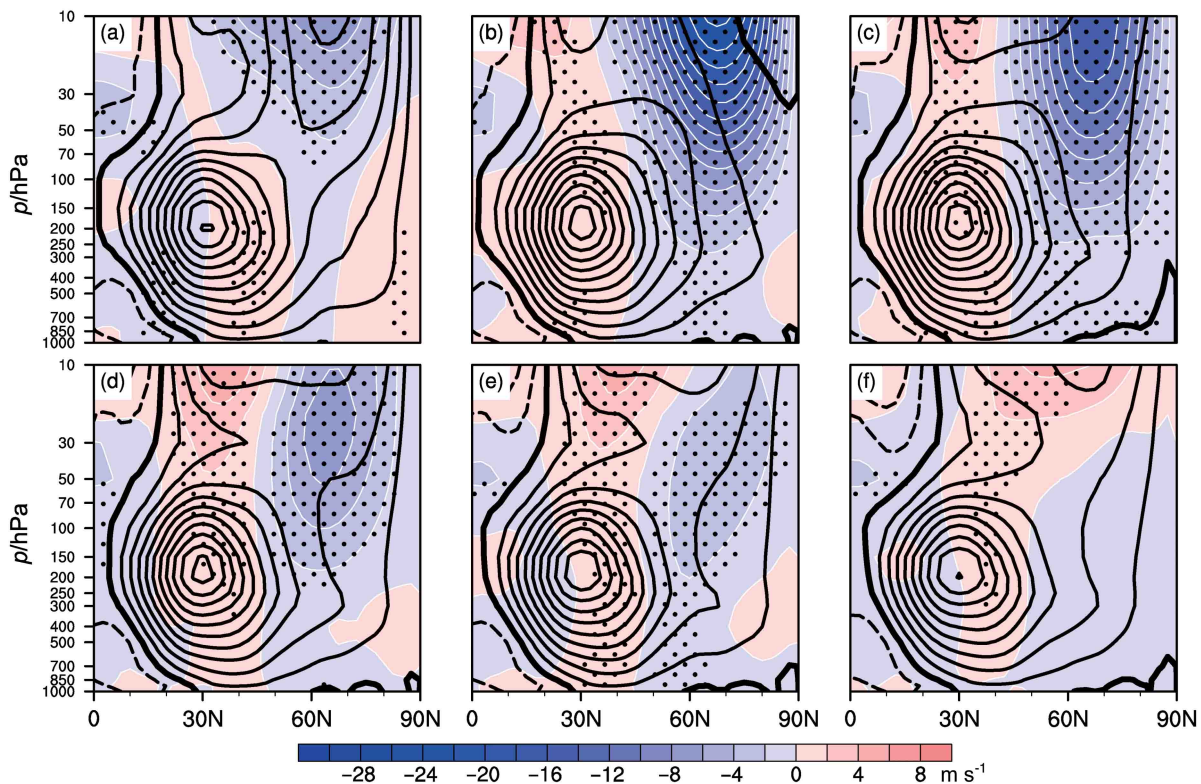


图 4 弱极涡事件 (a) 发展、(b) 最强、(c) 维持、(d) 衰减、(e) 消退、(f) 消亡阶段的纬向平均纬向风 (等值线, 单位: m s^{-1}) 及其异常 (填色, 单位: m s^{-1})。纬向平均纬向风等值线间隔为 4 m s^{-1} , 其中零线已加粗, 异常等值线间隔为 2 m s^{-1} 。打点区域表示纬向平均纬向风异常通过信度为 95% 的双尾 t 检验

Fig. 4 Zonal-mean zonal wind (contour; units: m s^{-1}) and its anomalies (shading; units: m s^{-1}) during the (a) growth, (b) peak, (c) maturity, (d) decline, (e) decay, and (f) disappearance stages of the WPV events, the contour interval is 4 m s^{-1} for the zonal-mean zonal wind and 2 m s^{-1} for its anomalies; zero contours are given as bold lines for the zonal-mean zonal wind; the dotted areas denote $>95\%$ confidence level for anomalous wind (based on two-tailed Student's t test)

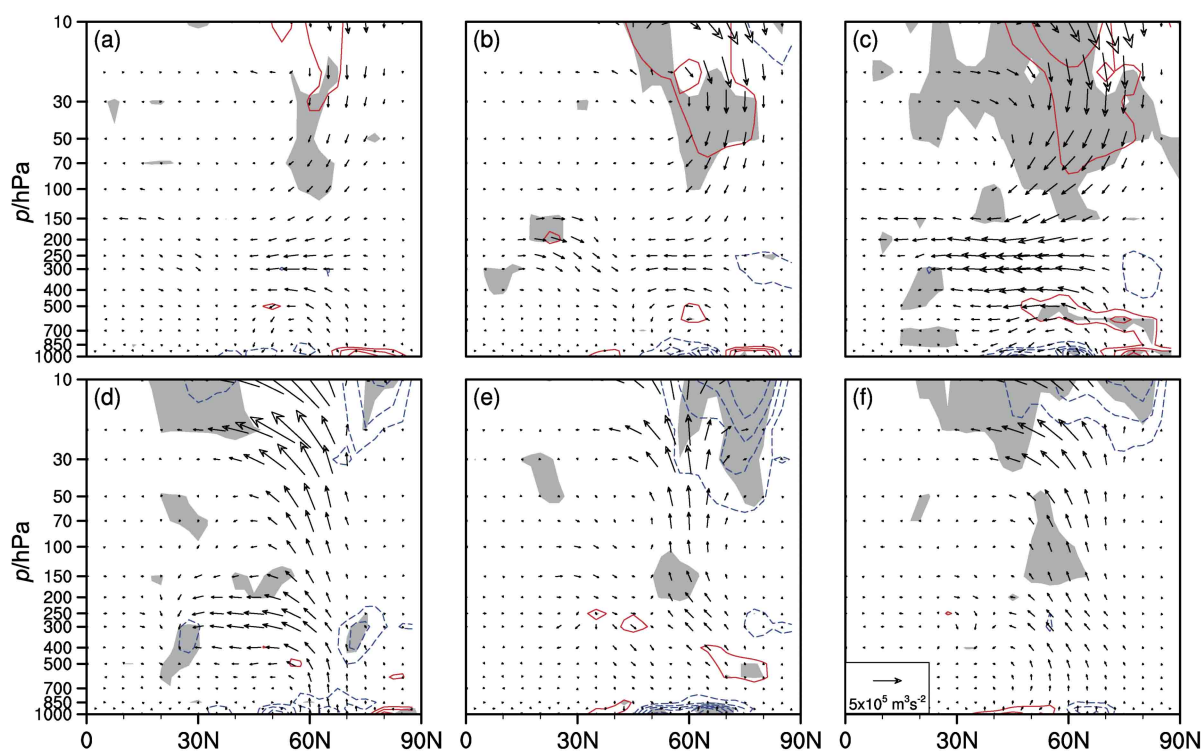


图5 同图3, 但为强极涡事件的 (a) 形成、(b) 发展、(c) 最强、(d) 衰减、(e) 消退、(f) 消亡阶段

Fig. 5 Same as Fig. 3, but for the (a) onset, (b) growth, (c) peak, (d) decline, (e) decay, and (f) disappearance stages of the SPV events

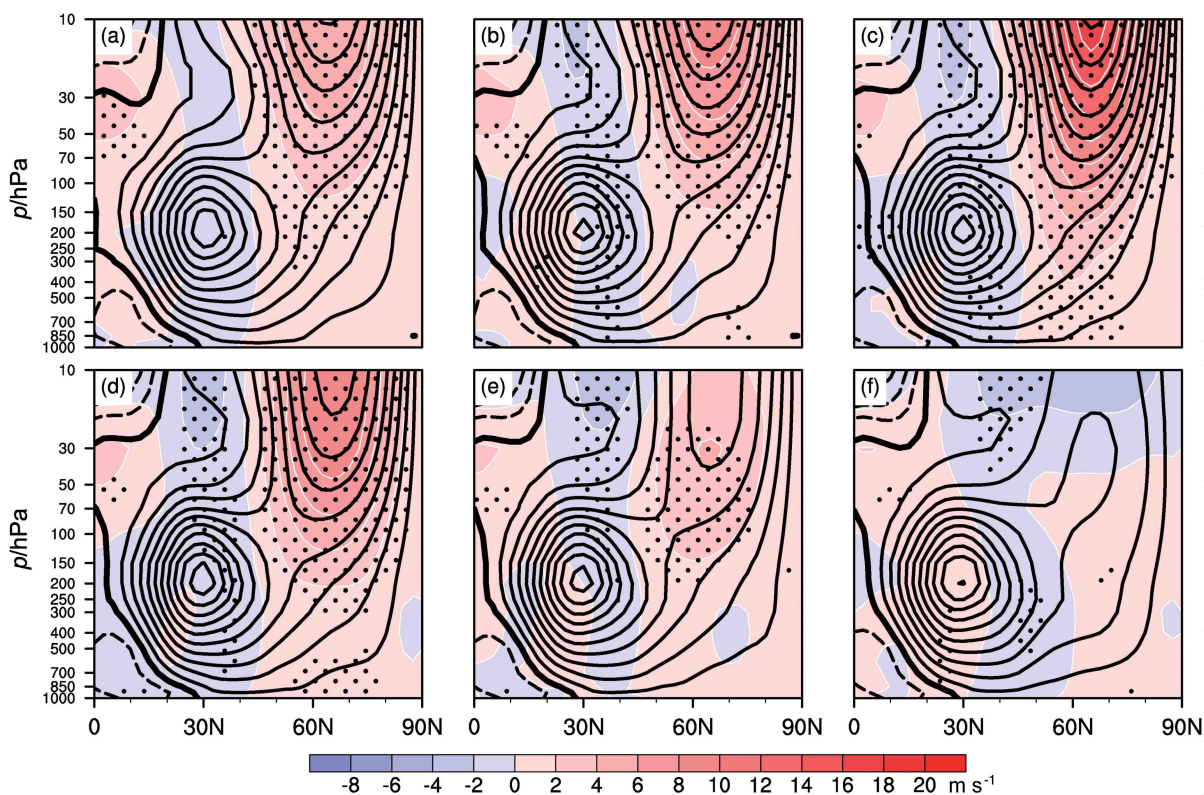


图6 同图4, 但为强极涡事件的 (a) 形成、(b) 发展、(c) 最强、(d) 衰减、(e) 消退、(f) 消亡阶段

Fig. 6 Same as Fig. 4, but for the (a) onset, (b) growth, (c) peak, (d) decline, (e) decay, and (f) disappearance stages of the SPV events

(图 5a), 平流层有较弱的向下的 EP 通量异常, 表明平流层处于波活动缺乏的状态, 显著的 EP 通量辐散区域能够向下扩展到平流层低层, 中高纬度平流层为西风异常占据, 极夜急流增强 (图 6a)。与弱极涡事件不同, 在发展阶段 (图 5b), 强极涡事件平流层向下的 EP 通量异常远弱于弱极涡事件向上的 EP 通量异常 (图 3a), 此时极夜急流的增强也较为缓慢 (图 6a、b)。随着极夜急流增强, 平流层强的西风会进一步阻碍行星波的上传, 从而形成一个正反馈导致强极涡事件的发生。这一点与最强阶段的特征相符合, 此时平流层向下的 EP 通量异常大大加强 (图 5c), 中高纬度的西风异常也有较为显著的增强 (图 6c)。在衰减阶段 (图 5d), 向上的 EP 通量异常进入平流层, 使得极涡被削弱。平流层增强的波活动能够维持到消亡阶段 (图 5e、f), 这种持续的东风强迫使得强极涡相较于弱极涡能够更快地恢复。和弱极涡事件相对应, 在强极涡事件的最强阶段 (图 5c), 对流层上层出现了向赤道的 EP 通量异常, 但这种异常仅能够维持到衰减阶段 (图 5d)。

从以上分析可见, 波流相互作用在平流层强、弱极涡事件的演变过程中起着至关重要的作用。对于弱极涡事件, 强的行星波上传使得极夜急流减弱, 更多的行星波得以进入平流层, 平流层波振幅的增长产生了波的破碎导致极区增温。随后波破碎导致的平流层波活动的缺乏以及对流层波源的消失为极涡的恢复提供了条件。对于强极涡事件, 在衰减阶段 (图 5d、图 6d), 上传的行星波受到向极区收缩、增强的平流层极涡的影响在平流层上层更加偏向赤道方向, 此时平流层极区的 EP 通量辐合还较弱。而在消退阶段 (图 5e), 极区的 EP 通量辐合显著增强, 这反映出强极涡状态下平流层波流相互作用的一些特点。

3.3 强、弱极涡事件的纬向非对称特征

图 7 给出了弱极涡事件不同阶段 50 hPa、300 hPa 和 1000 hPa 的位势高度异常。在发展阶段 (图 7a、g、m), 50 hPa 上正的位势高度异常位于北美北部, 负的位势高度异常位于欧洲北部, 且正异常延伸到极区, 使得极涡减弱。在对流层, 位势高度异常形态表现为随高度向西倾斜的一波型的异常, 有利于行星波一波的上传。在 300 hPa 高度上, 白令海峡地区有强的负位势高度异常, 与同一

高度上气候态行星波一波处于相同位相, 根据线性叠加原理 (Garfinkel et al., 2010; Butler et al., 2014), 使得行星波活动显著增强 (图 3a)。对于弱极涡事件, 发展阶段 (图 7g) 对流层的位势高度异常可以视为一种正反馈的触发机制, 即对流层位势高度异常增强了气候态的行星波, 强的行星波改变了平流层的基本流场使其更加适合行星波上传, 这种正反馈最终导致极涡的崩溃。和最强阶段相比, 在最强阶段 (图 7b、h、n), 50 hPa 高度上极区已经完全被强的正异常占据, 表明弱极涡的建立是一个较为快速的过程。在 300 hPa 上, 极区出现正的位势高度异常, 对应着平流层 NAM 异常的下传 (图 2b)。在最强和维持阶段 (图 7n、o), 可以看到 1000 hPa 上环流场的纬向对称性是增强的, 此时极区为正的位势高度异常所占据, 负的位势高度异常主要位于欧洲、北非地区。1000 hPa 的位势高度异常在衰减阶段有所减弱 (图 7p), 但在消退阶段进一步增强 (图 7q), 负位势高度异常中心移动至北大西洋, 表现为负北大西洋涛动 (NAO) 型的异常。在消亡阶段 (图 7f、r), 尽管 50 hPa 高度上极区异常已基本消失, 但对流层 1000 hPa 仍然有负的 NAO 型的异常维持。

对于强极涡事件, 在形成阶段 (图 8a、g、m), 50 hPa 极区已经为弱的负位势高度异常占据, 即平流层极涡处于偏弱状态。在发展阶段 (图 8b、h、n), 50 hPa 极区的负位势高度异常有所增强但增幅较小。与弱极涡事件发展阶段相对应 (图 7g), 此时对流层 300 hPa 出现显著的太平洋—北美 (PNA) 型的异常, 其中白令海峡附近的正的位势高度异常和北美北部的负的位势高度异常和同一高度的气候态行星波一波处于相反位相, 削弱了上传的行星波。在平流层缺乏波活动的情况下, 西风缓慢增强, 使得平流层处于一种更加不利于行星波上传的条件, 这种正反馈过程可能导致从 -7 天左右开始极涡快速增强达到峰值 (图 1c)。因此, 强极涡事件发展阶段的 PNA 型的异常可能是波流相互作用正反馈过程的一个触发机制 (图 8h)。在最强阶段 (图 8i、o), 对流层位势高度异常的纬向对称性显著增强, 且表现出良好的正压性。与弱极涡事件相对应, 在强极涡事件的衰减和消退阶段 (图 8p、q), 对流层 1000 hPa 出现正 NAO 型的异常, 但异常的持续时间短于弱极涡事件。

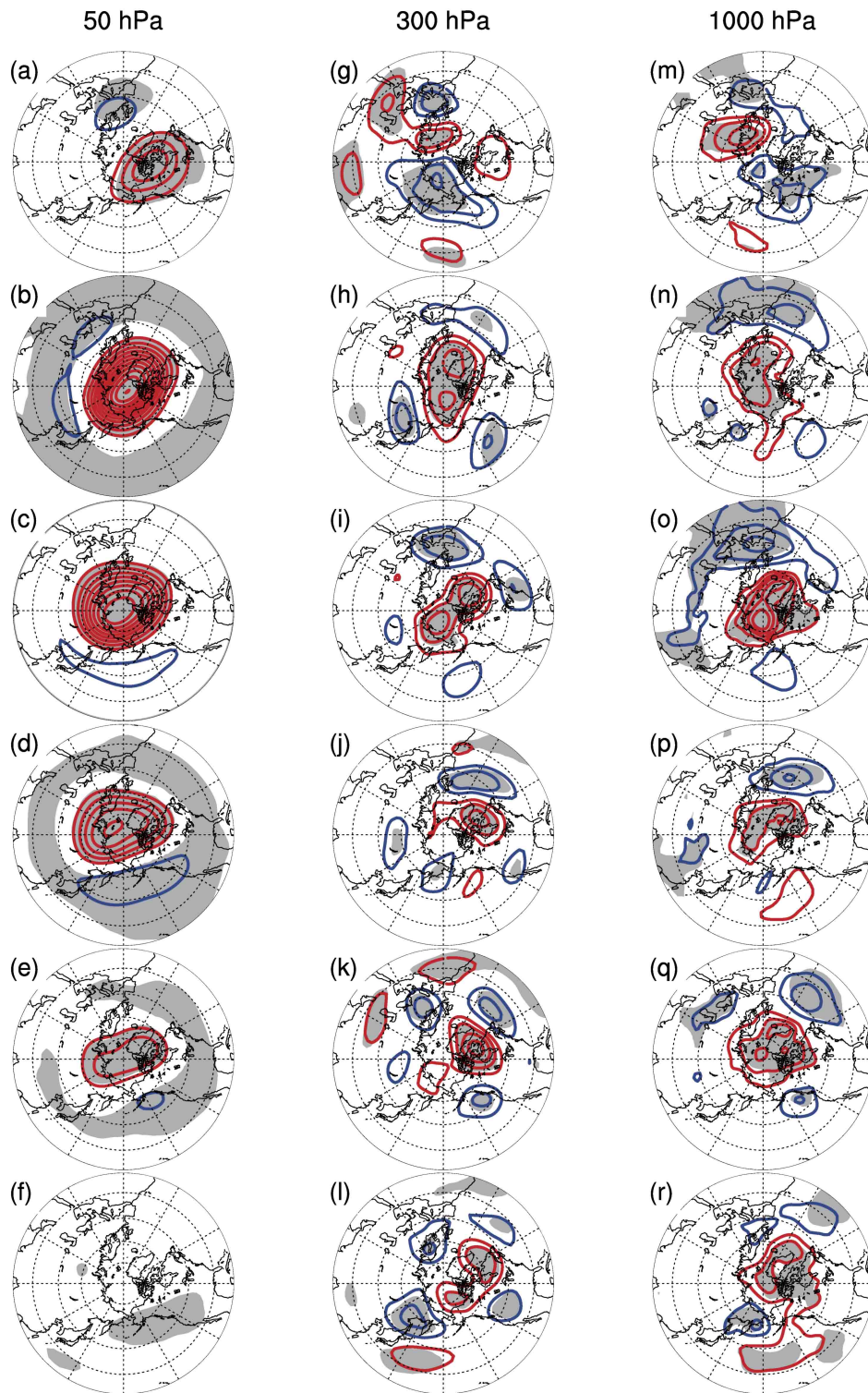


图 7 弱极涡事件发展、最强、维持、衰减、消退和消亡（第一至第六行）阶段 50 hPa（左列）、300 hPa（中间列）和 1000 hPa（右列）的位势高度异常（等值线，单位：m）。50 hPa、300 hPa 和 1000 hPa 的等值线间隔分别为 50 m、20 m 和 10 m。红色（蓝色）实线表示正（负）异常，零线未显示。灰色阴影区域通过信度为 95% 的双尾 t 检验

Fig. 7 Geopotential height anomalies (contours; units: m) at 50 hPa (left column), 300 hPa (middle column) and 1000 hPa (right column) during the growth, peak, maturity, decline, decay, and disappearance (the first to the sixth row) stages of the WPV events, the contour intervals are 50 m, 20 m, and 10 m for 50 hPa, 300 hPa, and 1000 hPa, respectively; the red (blue) solid lines denote positive (negative) anomalies with the zero line omitted; the gray shading denotes >95% confidence level (based on two-tailed Student's t test).

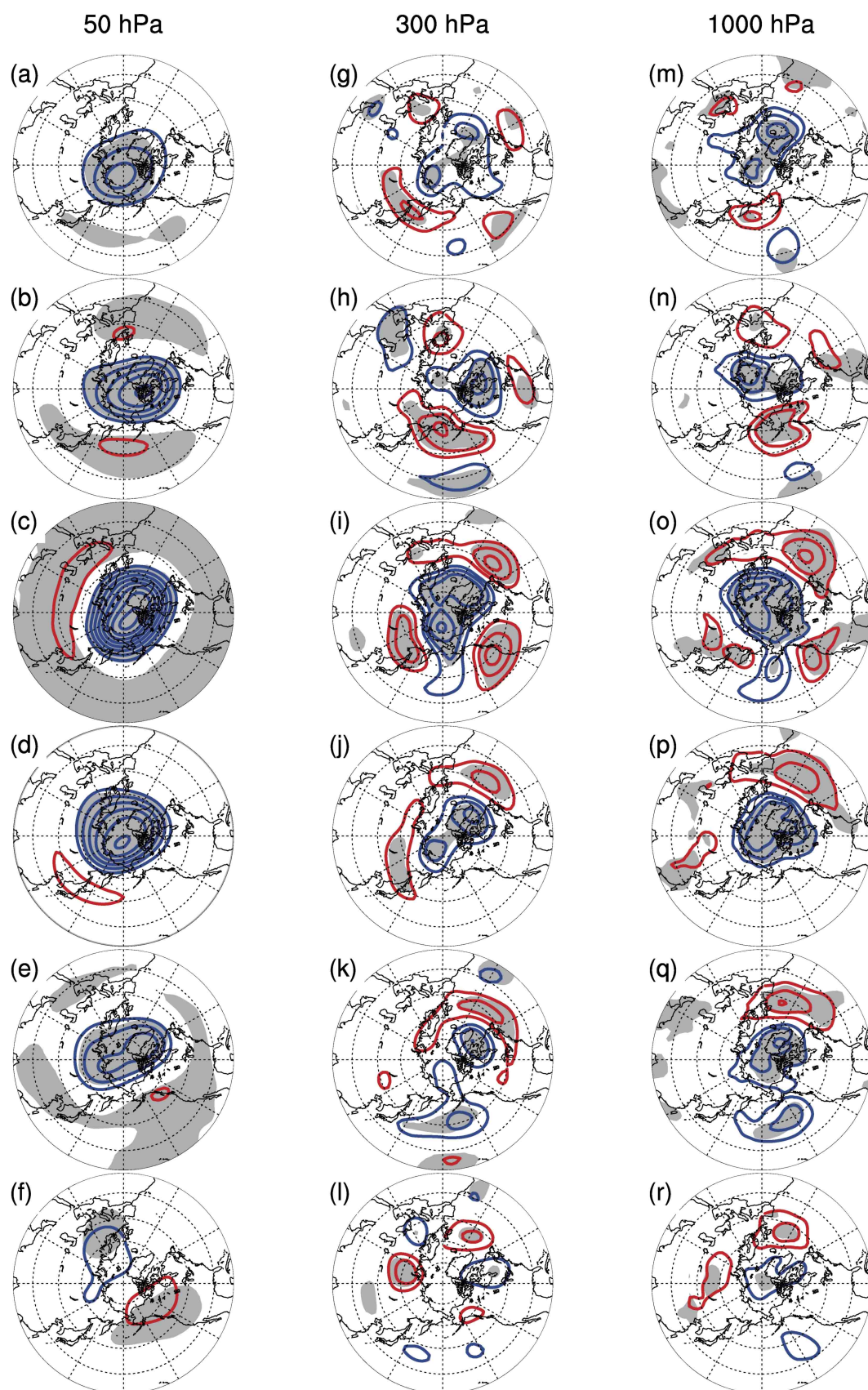


图 8 同图 7，但为强极涡事件的形成、发展、最强、衰减、消退、消亡（第一至第六行）阶段

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for the onset, growth, peak, decline, decay, and disappearance (the first to the sixth row) stages of the SPV events

4 两类弱极涡事件的演变过程

4.1 两类弱极涡事件纬向平均环流及波活动异常

从上文的结果可知,平流层弱极涡事件和 SSW 现象密切相关(图 2f),但仍有一些弱极涡事件并没有伴随着极涡的崩溃,那么两种弱极涡事件的影响是否存在差异?它们的动力学机制有何不同?本文进一步研究了有 SSW 发生的弱极涡事件和无 SSW 增温的弱极涡事件的演变过程。

图 9 给出了无 SSW 发生和有 SSW 发生的弱极涡事件的标准化的极区位势高度异常、纬向平均温度、纬向风的演变。对于无 SSW 发生的弱极涡事件(图 9a),10 hPa 高度上从-20 天左右开始出现显著的 NAM 异常,并且伴随着一次最低到达 150 hPa 的下传过程。在 0 天附近弱极涡发展成熟,平流层出现了深厚的 NAM 异常的中心,并且进一步扩展到整个对流层。随后平流层的 NAM 异常逐渐减弱,但在 20 天附近又出现一次强的 NAM 异常下传至对流层的过程。与之相比,有 SSW 发生的弱极涡事件(图 9b),平流层 10 hPa 高度的 NAM 异常出现于-10 天左右,但达到峰值的速度较快,表现出“爆发性”的特征。10 hPa 的 NAM 异常随时间向下传播,在 0 天左右传播至对流层顶,但此时对流层中低层并没有出现显著的 NAM 异常,较为显著的 NAM 异常出现在+20 天、+40 天左右,在+70 天左右仍有弱的 NAM 异常下传。以上结果表现出两类弱极涡事件的平流层异常和对流层影响存在显著差异,无 SSW 发生的弱极涡事件平流层异常的维持时间较短,但其造成的对流层 NAM 异常强度更强(图 9a)。有 SSW 发生的弱极涡事件对流层影响的持续时间较长,但对流层 NAM 异常的强度较弱且不连续(图 9b)。

在温度异常场上,无 SSW 发生的弱极涡事件在 10 hPa 高度上从-40 天开始出现显著的暖异常,并且伴随着不连续的下传过程(图 9c)。在-10 天 10 hPa 出现一次较强的增温,其异常中心能够向下传播到平流层中层。与之相比,有 SSW 发生的弱极涡事件平流层的增温幅度更大,且暖异常在平流层低层维持的时间更长(图 9d)。在纬向风场上,无 SSW 发生的弱极涡事件平流层纬向风在 0 天附近迅速减弱但仍维持西风(图 9e)。有 SSW 发生的弱极涡事件,其平流层纬向风发生剧烈变化,风向反转,符合 SSW 的特征,10 hPa 的东风能够

维持 10 天左右(图 9f)。

为进一步诊断两类弱极涡事件的动力学特征,我们将两类事件的演变过程划分为不同的阶段。由于无 SSW 发生的弱极涡事件的时间尺度短于有 SSW 发生的弱极涡事件(图 9a、b),我们取每个阶段的时间长度为 11 天,将无 SSW 发生的弱极涡事件的演变过程划分为形成(-27~-17 天)、发展(-16~-6 天)、最强(-5~+5 天)、衰减(+6~+16 天)、消退(+17~+27 天)、消亡(+28~+38 天)六个阶段(图 10)。对于有 SSW 发生的弱极涡事件则采用和图 3 中弱极涡事件相同的划分方法(图 11)。

图 10、图 11 给出了两类弱极涡事件的演变过程中 EP 通量及其辐合辐散的异常。对于有 SSW 发生的弱极涡事件,在发展阶段(图 11a),沿极地波导和低纬度波导的波活动都有所增强。从发展阶段到最强阶段(图 11a、b),平流层向上的 EP 通量异常急剧增强,这表明可能存在着波流相互作用的正反馈过程。而对于无 SSW 发生的弱极涡事件,在形成和发展阶段(图 10a、b),沿极地波导上传的行星波增强,但对流层上层的经向 EP 通量异常非常弱。并且从发展阶段到最强阶段(图 10b、c),平流层向上的 EP 通量异常的增幅要远弱于有 SSW 发生的弱极涡事件(图 11a、b)。对于无 SSW 发生的弱极涡事件,在最强阶段(图 10c),平流层的 EP 通量辐合的中心位于平流层的中低层,且在对流层存在非常强的向极的 EP 通量的异常,导致了强的向赤道地区的动量输送,有利于对流层强的 NAM 异常的产生和维持(图 9a)。从图 10d、e 可见,对流层强的向极的 EP 通量异常能够维持到消退阶段(约一个月)。与之相比,对于有 SSW 发生的弱极涡事件,在最强阶段(图 11b),平流层向上的 EP 通量异常更强,EP 通量辐合异常的最大值位于 10 hPa 以上。在对流层,向极的 EP 通量异常在最强阶段较弱(图 11b),在维持阶段和消退阶段有所增强(图 11c、e),但强度仍弱于无 SSW 发生的弱极涡事件,其对应的对流层 NAM 异常也较弱(图 9a、b)。

4.2 两类弱极涡事件的纬向非对称特征

根据上文的分析可知,两类弱极涡事件演变过程中可能存在着不同的动力过程。为了进一步研究这种差异的来源,我们给出了两类弱极涡事件不同阶段的 50 hPa、300 hPa 和 1000 hPa 的位势高度异

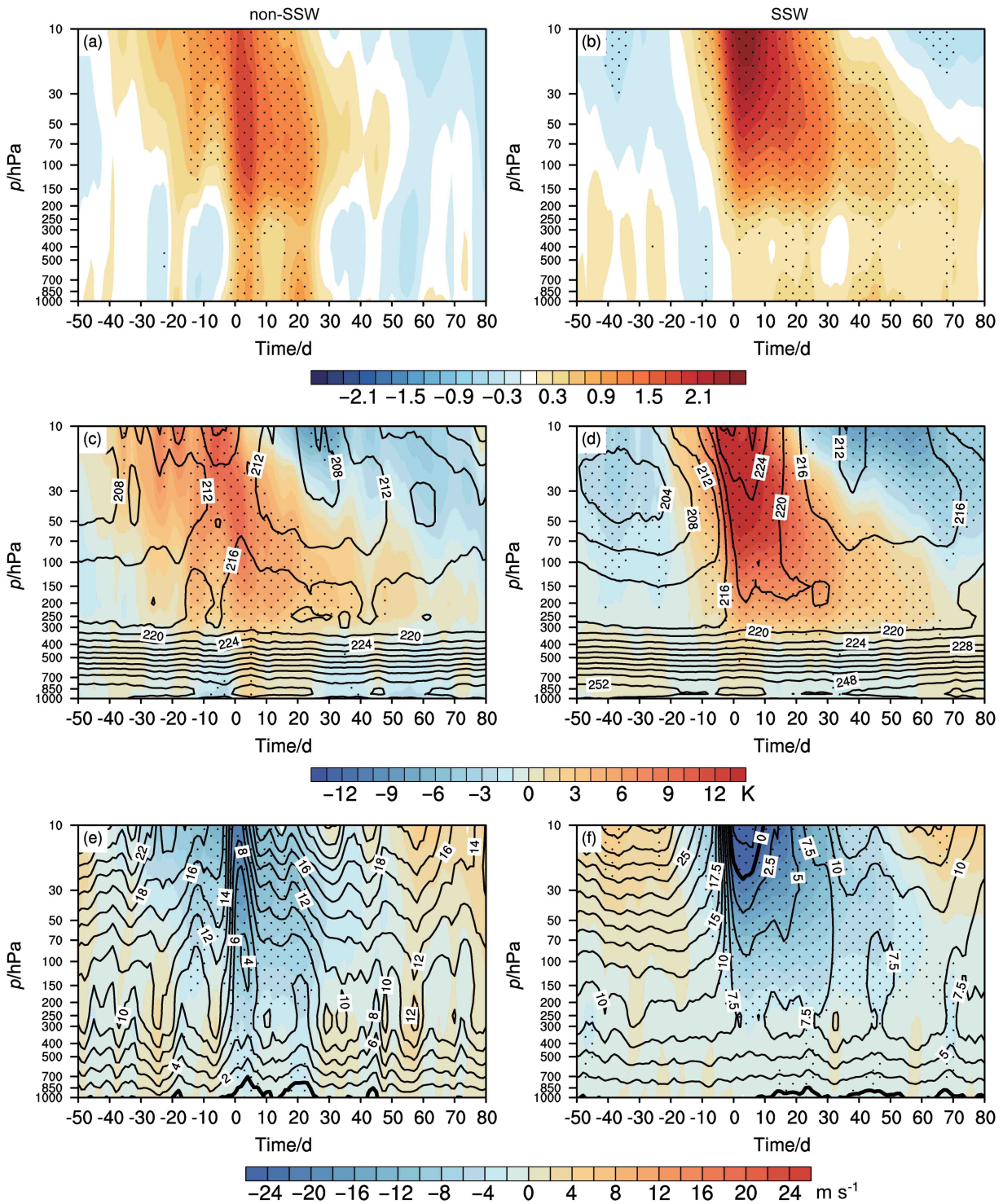


图9 同图2，但为无SSW（平流层爆发性增温）发生的弱极涡事件（a, c, e）和有SSW发生的弱极涡事件（b, d, f）

Fig. 9 Same as Fig. 2, but for the WPV events without SSW (Stratospheric Sudden Warming; left column) and the WPV events with SSW (right column)

常（图12、13）。对于有SSW发生的弱极涡事件，在发展阶段（图13a、g、m），300 hPa上主要表现为北太平洋上来自副热带的波列型异常，这种异常类似PNA型遥相关，其中白令海峡附近的负异

常中心和北美北部的正异常中心增强了该高度层上的一波异常。在50 hPa上也表现出显著的一波型的异常，通过与气候态线性叠加使得平流层向上的EP通量显著增强（图11a）。对于无SSW发生

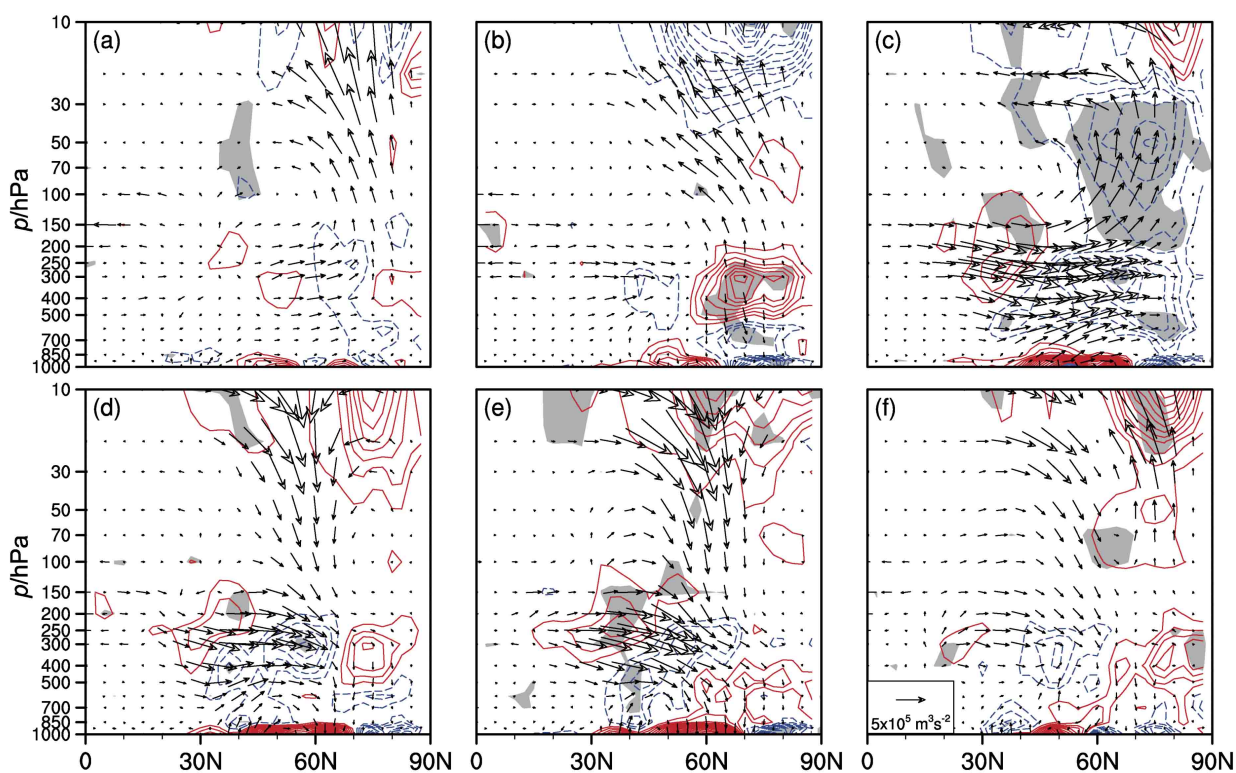


图 10 同图 3, 但为无 SSW 发生的弱极涡事件的 (a) 形成、(b) 发展、(c) 最强、(d) 衰减、(e) 消退、(f) 消亡阶段

Fig. 10 Same as Fig. 3, but for the (a) onset, (b) growth, (c) peak, (d) decline, (e) decay, and (f) disappearance stages of the WPV events without SSW

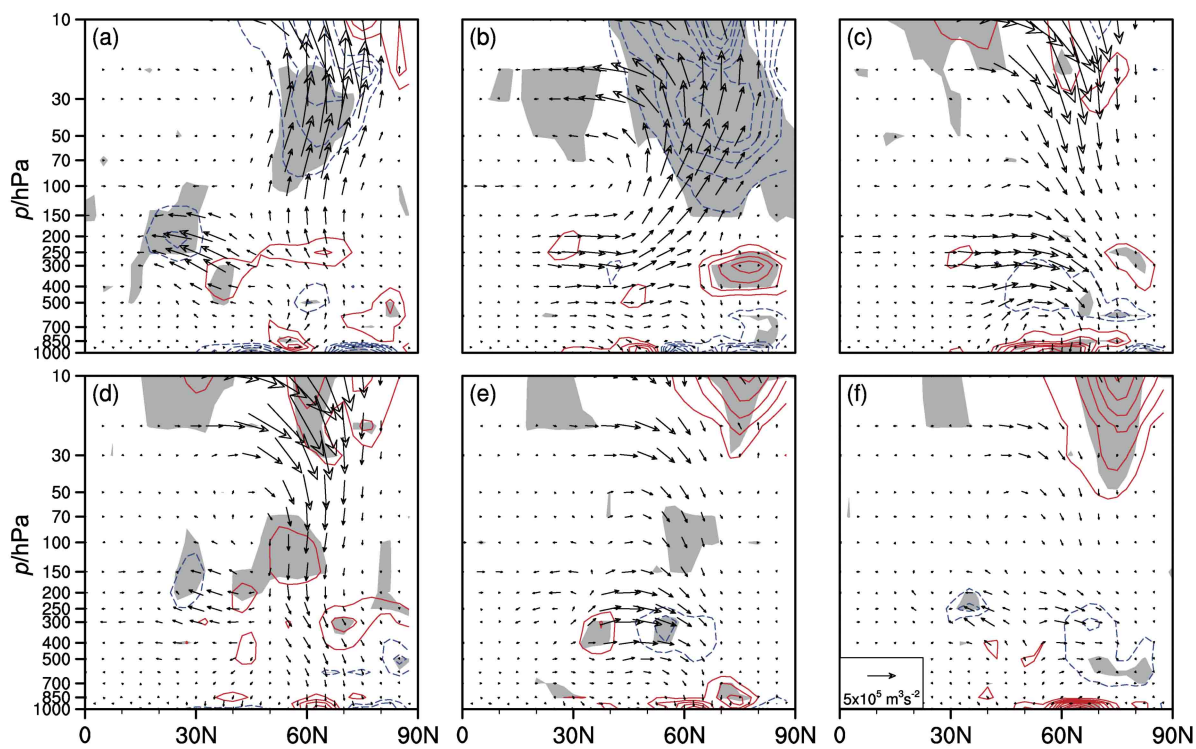


图 11 同图 3, 但为有 SSW 发生的弱极涡事件

Fig. 11 Same as Fig. 3, but for the WPV events with SSW

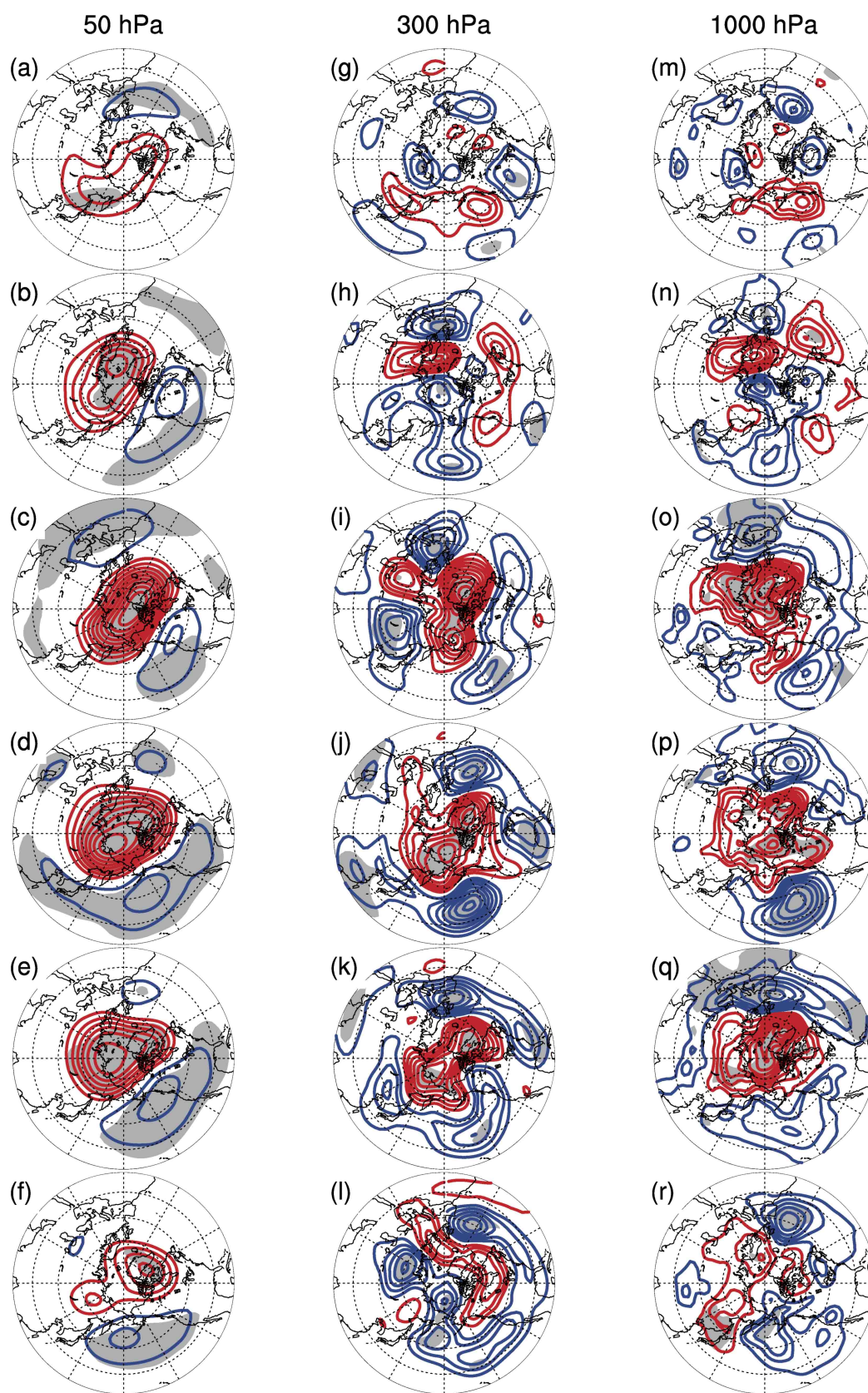


图 12 同图 7, 但为无 SSW 发生的弱极涡事件的形成、发展、最强、衰减、消退、消亡 (第一至第六行) 阶段

Fig. 12 Same as Fig. 7, but for the onset, growth, peak, decline, decay and disappearance (the first to the sixth row) stages of the WPV events without SSW

的弱极涡事件,在发展阶段(图 12h),对流层 300 hPa 上在欧亚大陆的北部出现沿纬向分布的正负异常中心。在最强阶段(图 12i),欧亚大陆上的波列型异常进一步增强,这种异常类似于欧亚(EU)型遥相关(Wallace and Gutzler, 1981)。同时 300 hPa 极区的正的位势高度异常也发展起来,1000 hPa 位势高度异常场的纬向对称性显著增强(图 12i、o),和这一时期对流层强的 NAM 异常相符合(图 9a)。对于有 SSW 发生的弱极涡事件,在最强阶段,对流层的 NAM 异常尚弱(图 13h、n)。在维持阶段(图 13o),1000 hPa 极区为正的位势高度异常占据,负异常中心位于欧洲北部、北非地区。在消退阶段(图 13q),1000 hPa 极区正位势高度异常中心再次增强,负异常中心移动到北大西洋,表现为类似于 NAO 型的异常。对于无 SSW 发生的弱极涡事件,在最强、衰减、消退阶段,1000 hPa 都表现出强的 AO 型的位势高度异常(图 12o、p、q)。

从以上分析可知,两类弱极涡事件的前期对流层位势高度异常型和后期的对流层影响都存在着显著的差别,无 SSW 发生的弱极涡事件后期对流层出现了非常强的 AO 型的位势高度异常。

4.3 不同波数对 EP 通量的贡献

为进一步探究两类弱极涡事件动力学机制的差异,我们分析了不同波数在平流层、对流层波活动中的贡献(图 14a-d)。图 14a、b 给出了 50 hPa 高度上不同波数的 EP 通量垂直分量(F_z),其中正值表示向上的 EP 通量异常。对于有 SSW 发生的弱极涡事件(图 14b),前期 50 hPa 高度上从-35 天左右开始出现向上的一波 EP 通量异常,并且随时间稳步增强,此时二波贡献较弱甚至为负。从-10 天左右,一波、二波正异常同时增强使得总的向上的 EP 通量异常迅速增加,导致极涡的崩溃(图 9f)。这种变化特征符合波流相互作用的正反馈过程,即由于对流层一波上传增强,削弱了平流层的基本流,使得更多行星波能够上传,导致一波和二波同时增强,从而发生 SSW 事件。对于无 SSW 发生的弱极涡事件(图 14a),从-50 天开始 50 hPa 上有向上的 EP 通量异常出现,对应早期平流层的暖异常(图 9c)。但是与有 SSW 发生的弱极涡事件前期稳定的一波贡献不同,从-30 天开始一波异常减弱甚至为负值,而二波异常一度占据主导。因此,无 SSW 发生的弱极涡事件总的

向上的 EP 通量异常要明显弱于有 SSW 发生的弱极涡事件。

图 14c、d 给出了两类弱极涡事件演变过程中 300 hPa 的 EP 通量水平分量(F_y)的变化。对于无 SSW 发生的弱极涡事件,在 0 天附近对流层上层出现了异常强的 EP 通量水平分量的异常,其强度几乎是有 SSW 发生的弱极涡事件的两倍(图 14c、d)。这种强的向极的 EP 通量水平分量的异常可能和这一时期欧亚大陆上沿纬向分布的正负异常中心有关(图 12h、i),其三个异常中心和 Ohhashi and Yamazaki (1999) 定义的 EU1 型非常相近(Nakagawa and Yamazaki, 2006)。Ohhashi and Yamazaki (1999) 发现北大西洋、欧亚大陆的三维波活动的第一模态表现出波动的经向传播异常,并且和 AO 具有显著相关。当第一模态相关的 EU1 型位势高度异常处于正位相时,波动向东南方向的传播减弱,而沿欧亚大陆的纬向传播增强。因此,图 12i 的 EU1 型异常可能伴随着强的向极的 EP 通量异常,进而导致极区位势高度增加。随着 EU1 型异常的消失,这种强的 EP 通量异常迅速减弱,但在 20 天左右又达到新的峰值,导致了更强的 1000 hPa 的 AO 异常(图 14c、e)。一种解释是,对流层强的 NAM 异常调制了急流的位置和强度,使得急流向赤道地区移动,相应地区斜压波活动增强,异常的斜压波活动产生并向中高纬度传播进一步加强对流层的 NAM 异常,形成一个正反馈过程(Song and Robinson, 2004),可能是导致 AO 异常再次增强的原因。

图 14e、f 给出了两类弱极涡事件不同高度上的 Z_p 指数和 1000 hPa 的 AO 指数,为了便于不同层之间的比较,我们对 Z_p 指数进行了标准化。对比图 14e、f 可见,两类弱极涡事件的环流异常都是最先出现在 10 hPa 高度随后下传到 50 hPa 和 100 hPa。但在弱极涡事件达到峰值时,有 SSW 发生的弱极涡事件的最强的 NAM 异常发生在 10 hPa,而无 SSW 发生的弱极涡事件最强的 NAM 异常发生于平流层的中低层。从两类弱极涡事件的对流层影响来看,对于无 SSW 发生的弱极涡事件,在-5~+30 天左右的时间里出现了非常强的负 AO,之后 AO 异常迅速消失。而对于有 SSW 发生的弱极涡事件,显著的 AO 异常出现的时间更加滞后,主要出现在+10~+25 天、+35~+55 天,其所造成的 AO 异常的强度则远弱于无 SSW 发生的弱

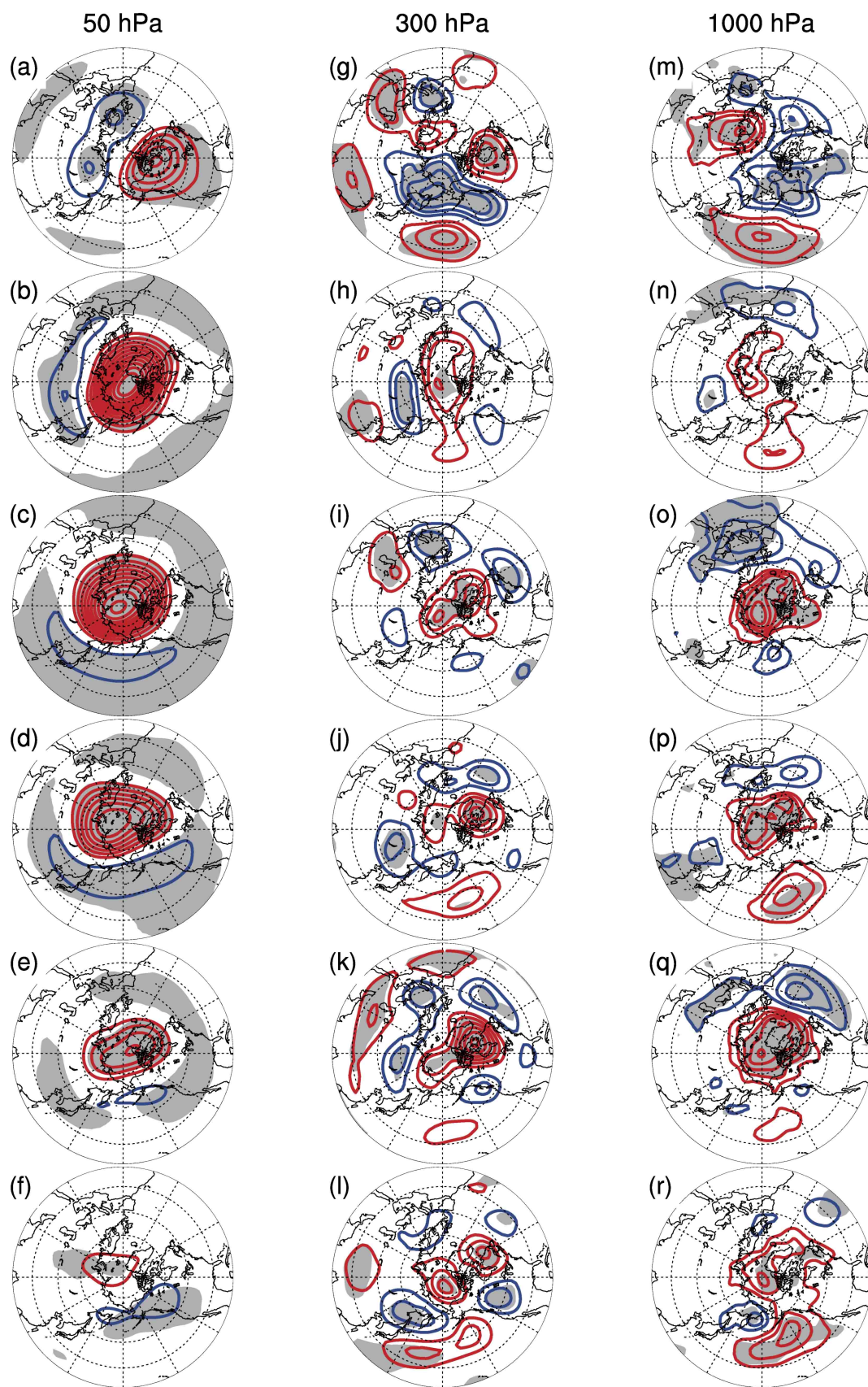


图 13 同图 7，但为有 SSW 发生的弱极涡事件

Fig. 13 Same as Fig. 7, but for the WPV events with SSW

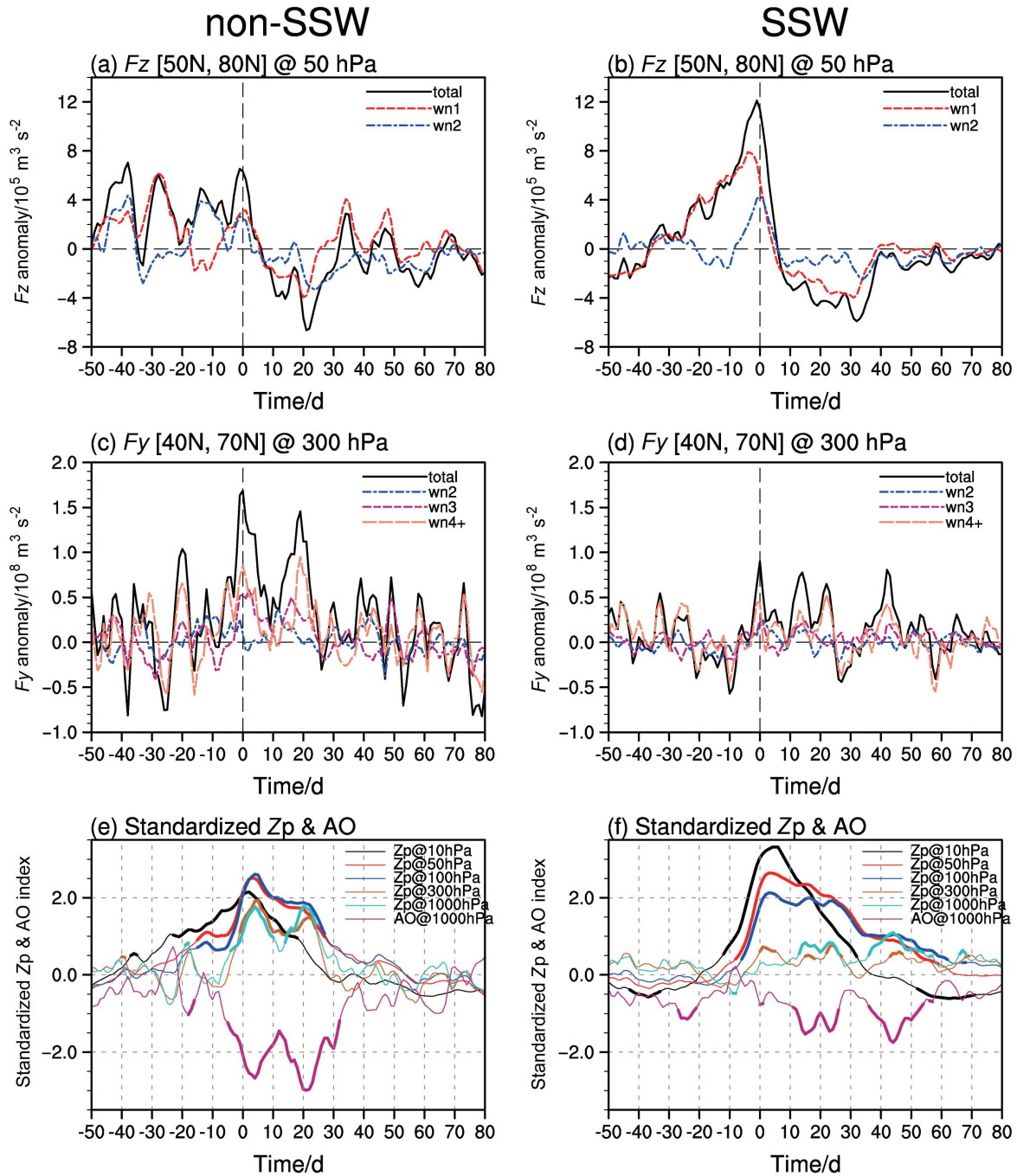


图 14 无 SSW 发生和有 SSW 发生的弱极涡事件 (a、b) 50 hPa 50°N~80°N 平均的 EP 通量垂直分量 (F_z) 异常 (单位: $10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$; 黑色实线和红色、蓝色虚线分别表示总波数和一波、二波) 和 (c、d) 300 hPa 40°N~70°N 平均的 EP 通量水平分量 (F_y) 异常 (单位: $10^8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$; 黑色实线表示总波数, 蓝色、紫色和橙色虚线分别表示二波、三波和四波及以上波数之和)。 (e、f) 标准化的 Z_p 指数和 1000 hPa 的 AO 指数, 其中 Z_p 指数给出了 10 hPa、50 hPa、100 hPa、300 hPa 和 1000 hPa 的变化, 加粗部分通过信度为 95% 的双尾 t 检验

Fig. 14 (a) 50 hPa vertical component of EP flux (F_z) anomalies averaged over 50°N–80°N (units: $10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$); the black solid line and red (blue) dashed line denote total flux and wave number 1 (wave number 2) component, respectively. (c) 300 hPa horizontal component of EP flux (F_y) anomalies averaged over 40°N–70°N (units: $10^8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$); the black solid line denotes the total flux, while the blue, purple, and orange dashed lines denote wave number 2, wave number 3, and wave number 4 and greater, respectively. (e) Standardized Z_p index and 1000 hPa AO index; the Z_p indexes on 10 hPa, 50 hPa, 100 hPa, 300 hPa, and 1000 hPa are given; the thick line segments denote the 95% confidence level (based on two-tailed Student's t test). (a), (c), and (e) are for the WPV events without SSW; (b), (d), and (f) are same as (a), (c), and (e), respectively, but for the WPV events with SSW

极涡事件。

5 结论和讨论

本文利用 1958~2010 年 NCEP/NCAR 逐日再分析资料, 采用合成分析、EP 通量诊断等方法对北半球平流层强、弱极涡事件的演变过程进行了对比分析, 并进一步对有 SSW 发生和无 SSW 发生的两类弱极涡事件的演变过程进行了对比研究。主要结论有:

(1) 从强、弱极涡事件平流层极涡强度的演变来看, 强极涡事件前期存在一个缓慢发展和一个快速增强的过程, 而弱极涡事件前期的建立过程非常迅速。和强极涡事件相比, 在最强阶段弱极涡事件环流异常中心的高度更高, 位于平流层高层, 且强度更强。在纬向风场上, 10 hPa 纬向平均纬向风发生反转, 表明弱极涡事件和 SSW 现象联系密切。在极涡恢复阶段, 由于上传行星波的增强和维持, 平流层强极涡恢复较快, 而弱极涡事件平流层低层的 NAM 异常能够维持相对较长的时间。

(2) 通过综合分析强、弱极涡事件演变过程中的 NAM、纬向平均纬向风以及 EP 通量异常等诊断量, 本文进一步强调在平流层强、弱极涡事件的演变过程中可能存在不同的正反馈过程。对于强极涡事件, 前期平流层行星波活动异常偏弱导致极涡缓慢增强, 其中对流层显著的 PNA 型位势高度异常削弱了行星波一波。随着极涡增强, 当平流层纬向平均西风达到一定强度, 上传的行星波受到强烈抑制, 从而形成一个正反馈过程, 导致了从-7 天左右开始极涡迅速增强。对于弱极涡事件, 前期一波型的异常使得行星波上传显著增强, 通过对纬向流的拖曳作用使得西风减弱, 从而使平流层处于一种更加适合行星波上传的状态, 更多的行星波进入平流层使得极涡急剧减弱甚至崩溃。平流层强、弱极涡事件作为平流层的一种极端过程, 既和前期对流层上传行星波的异常有关, 也受到平流层基本态的调制, 其中波流相互作用的正反馈过程对于强、弱极涡事件的产生起到重要作用。

(3) 对于有 SSW 和无 SSW 发生的两类弱极涡事件, 其前期平流层波活动存在显著差异。有 SSW 发生的弱极涡事件前期平流层出现非常强的向上的一波 EP 通量异常, 并且通过激发波流相互作用的正反馈过程, 使得上传的行星波一波和二波同时增强, 导致极涡的崩溃。对于无 SSW 发生的

弱极涡事件, 前期平流层缺乏向上的一波 EP 通量异常, 二波异常对于平流层波活动的增强起到重要作用, 其总的向上的 EP 通量异常要远弱于有 SSW 发生的弱极涡事件。进一步的分析表明, 两类弱极涡事件演变过程中存在着不同的动力学过程, 其对流层效应也存在显著差异。对于无 SSW 发生的弱极涡事件, 在其发展和最强阶段对流层上部出现类似 EU 型的位势高度异常场, 伴随着对流层强的向极的 EP 通量异常, 在-5~+30 天的时间内造成了极强的 1000 hPa 负 AO。对于有 SSW 发生的弱极涡事件, 发展阶段对流层上部主要表现为北太平洋上来自低纬的波列型的异常, 其后期的对流层效应更加滞后也不连续, 1000 hPa 的 AO 异常的强度明显弱于无 SSW 发生的弱极涡事件。

基于上述结论, 我们了解了强、弱极涡事件演变过程中环流异常的变化及其动力学机制, 强调了强、弱极涡事件演变过程中的波流相互作用的正反馈过程。我们进一步发现, 有 SSW 和无 SSW 发生的两类弱极涡事件前期平流层波活动以及对流层环流异常型存在差异, 特别是无 SSW 发生的弱极涡事件演变过程中强的对流层过程对于 AO 异常产生和维持的重要作用。Wang and Chen (2010) 研究了 2009 年 12 月份北半球的异常冷事件, 发现一个中等强度的弱极涡造成了极强的 AO 指数的负异常。我们在研究中也发现无 SSW 发生的弱极涡事件反而造成了更强的对流层环流异常, 因此对这类弱极涡事件应当给予更多关注。

虽然平流层环流异常具有向下传播的特征, 但并不是所有的弱极涡事件都能够产生强的持久的对流层影响 (陈文和魏科, 2009)。对于 SSW 事件, 能否造成强的对流层影响可能与前期波活动的波数 (Nakagawa and Yamazaki, 2006)、SSW 的置换型或分裂型 (Mitchell et al., 2013)、以及是否有行星波反射发生 (Kodera et al., 2016) 等有关。另一些研究强调了平流层中上层产生的环流异常能够下传到平流层低层时将会造成更强的对流层影响 (Black and McDaniel, 2004; Hitchcock and Shepherd, 2013)。Hartmann et al. (2000) 指出一定的平流层的强迫能够通过强的对流层反馈改变对流层的动力学结构, 进而造成对流层 NAM 异常。Song and Robinson (2004) 通过一组模式模拟验证平流层异常对对流层环流的直接影响较小, 必须通过触发对流层的波活动才能得到完整的反馈, 而这

种强的对流层波反馈的触发机制仍不十分清楚。本文指出了无 SSW 发生的弱极涡事件的强的对流层影响及其与对流层 EU 型异常可能的关系,但在这一过程中平流层、对流层的相互作用机制仍需进一步揭示。

平流层极涡强度除了受到对流层波强迫的影响,还受到 ENSO、QBO、太阳活动等许多外部因子的调制 (Holton and Tan, 1980; Chen and Li, 2007; Ineson and Scaife, 2009)。本文没有探讨强、弱极涡事件与这些外部因子之间的联系,而在不同外部条件下平流层极涡的变化情况及其内部作用过程是值得进一步探讨的问题。

参考文献 (References)

- Ambaum M H P, Hoskins B J. 2002. The NAO troposphere-stratosphere connection [J]. *J. Climate*, 15(14): 1969–1978. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1969:ntsc>2.0.co;2
- Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. 1987. *Middle Atmosphere Dynamics* [M]. New York, NY, USA: Academic Press, 489pp.
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 104(D24): 30937–30946. doi:10.1029/1999jd900445
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. *Science*, 294(5542): 581–584. doi:10.1126/science.1063315
- Baldwin M P, Thompson D W J. 2009. A critical comparison of stratosphere-troposphere coupling indices [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135(644): 1661–1672. doi:10.1002/qj.479
- Black R X, McDaniel B A. 2004. Diagnostic case studies of the northern annular mode [J]. *J. Climate*, 17(20): 3990–4004. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<3990:dcsofn>2.0.co;2
- Butler A H, Polvani L M, Deser C. 2014. Separating the stratospheric and tropospheric pathways of El Niño-Southern Oscillation teleconnections [J]. *Environ. Res. Lett.*, 9(2): 024014. doi:10.1088/1748-9326/9/2/024014
- Charlton A J, Polvani L M. 2007. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks [J]. *J. Climate*, 20(3): 449–469. doi:10.1175/jcli3996.1
- Charney J G, Drazin P G. 1961. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 66(1): 83–109. doi:10.1029/JZ066i001p00083
- Chen P, Robinson W A. 1992. Propagation of planetary waves between the troposphere and stratosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49(24): 2533–2545. doi:10.1175/1520-0469(1992)049<2533:popwb>2.0.co;2
- 陈文, 黄荣辉. 2005. 北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年际变化 [J]. *大气科学*, 29(1): 137–146. Chen Wen, Huang Ronghui. 2005. The three-dimensional propagation of quasi-stationary planetary waves in the Northern Hemisphere winter and its interannual variations [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29(1): 137–146. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.16
- Chen W, Li T. 2007. Modulation of Northern Hemisphere wintertime stationary planetary wave activity: East Asian climate relationships by the Quasi-Biennial Oscillation [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 112(D20): D20120. doi:10.1029/2007jd008611
- 陈文, 魏科. 2009. 大气准定常行星波异常传播及其在平流层影响东亚冬季气候中的作用 [J]. *地球科学进展*, 24(3): 272–285. Chen Wen, Wei Ke. 2009. Anomalous propagation of the quasi-stationary planetary waves in the atmosphere and its roles in the impact of the stratosphere on the East Asian winter climate [J]. *Adv. Earth Sci. (in Chinese)*, 24(3): 272–285. doi:10.3321/j.issn:1001-8166.2009.03.006
- 邓淑梅, 陈月娟, 陈权亮, 等. 2006. 平流层爆发性增温期间行星波的活动 [J]. *大气科学*, 30(6): 1236–1248. Deng Shumei, Chen Yuejuan, Chen Quanliang, et al. 2006. Planetary wave activity during stratospheric sudden warming [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30(6): 1236–1248. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.06.18
- Garfinkel C I, Hartmann D L, Sassi F. 2010. Tropospheric precursors of anomalous Northern Hemisphere stratospheric polar vortices [J]. *J. Climate*, 23(12): 3282–3299. doi:10.1175/2010jcli3010.1
- Hartmann D L, Wallace J M, Limpasuvan V, et al. 2000. Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change? [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 97(4): 1412–1417. doi:10.1073/pnas.97.4.1412
- Hitchcock P, Shepherd T G. 2013. Zonal-mean dynamics of extended recoveries from stratospheric sudden warmings [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70(2): 688–707. doi:10.1175/jas-d-12-0111.1
- Holton J R, Tan H C. 1980. The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37(10): 2200–2208. doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2200:tioteq>2.0.co;2
- 黄荣辉. 1986. 大气中定常行星波的 Eliassen-Palm 通量与波折射指数的关系 [J]. *大气科学*, 10(2): 145–153. Huang Ronghui. 1986. The relation between Eliassen-Palm flux and refractive index of stationary planetary waves in the atmosphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 10(2): 145–153. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1986.02.05
- Ineson S, Scaife A A. 2009. The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño [J]. *Nat. Geosci.*, 2(1): 32–36. doi:10.1038/ngeo381
- Jaiser R, Dethloff D, Handorf D. 2013. Stratospheric response to Arctic sea ice retreat and associated planetary wave propagation changes [J]. *Tellus A*, 65(1): 19375. doi:10.3402/tellusa.v65i0.19375
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(3): 437–472. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Kodera K, Kuroda Y, Pawson S. 2000. Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 105(D10): 12351–12359. doi:10.1029/2000jd

- 900095
- Kodera K, Mukougawa H, Maury P, et al. 2016. Absorbing and reflecting sudden stratospheric warming events and their relationship with tropospheric circulation [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121(1): 80–94. doi:10.1002/2015jd023359
- Kolstad E W, Breiteit T, Scaife A A. 2010. The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136(649): 886–893. doi:10.1002/qj.620
- Kuroda Y, Kodera K. 1999. Role of planetary waves in the stratosphere–troposphere coupled variability in the Northern Hemisphere winter [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26(15): 2375–2378. doi:10.1029/1999gl900507
- 兰晓青, 陈文. 2013. 2011~2012 年冬季欧亚大陆低温严寒事件与平流层北极涛动异常下传的影响 [J]. *大气科学*, 37(4): 863–872.
- Lan Xiaqing, Chen Wen. 2013. Strong cold weather event over Eurasia during the winter of 2011/2012 and a downward Arctic Oscillation signal from the stratosphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37(4): 863–872. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12061
- Li Q, Graf H F, Cui X F. 2011. The role of stationary and transient planetary waves in the maintenance of stratospheric polar vortex regimes in Northern Hemisphere winter [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28(1): 187–194. doi:10.1007/s00376-010-9163-7
- Limpasuvan V, Thompson D W J, Hartmann D L. 2004. The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings [J]. *J. Climate*, 17(13): 2584–2596. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2584:tlcotn>2.0.co;2
- Limpasuvan V, Hartmann D L, Thompson D W J, et al. 2005. Stratosphere–troposphere evolution during polar vortex intensification [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 110(D24): D24101. doi:10.1029/2005jd006302
- 陆春晖, 丁一汇. 2013. 平流层爆发性增温对阻塞高压的响应及其对对流层反馈的观测 [J]. *科学通报*, 58(8): 653–663. Lu Chunhui, Ding Yihui. 2013. Observational responses of stratospheric sudden warming to blocking highs and its feedbacks on the troposphere [J]. *Chinese Science Bulletin*, 58(8): 653–663. doi:10.1007/s11434-012-5505-4
- Matsuno T. 1971. A dynamical model of the stratospheric sudden warming [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28(8): 1479–1494. doi:10.1175/1520-0469(1971)028<1479:admots>2.0.co;2
- Mitchell D M, Gray L J, Anstey J, et al. 2013. The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate [J]. *J. Climate*, 26(8): 2668–2682. doi:10.1175/jcli-d-12-00030.1
- Nakagawa K I, Yamazaki K. 2006. What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(4): L04801. doi:10.1029/2005gl024784
- Ohhashi Y, Yamazaki K. 1999. Variability of the Eurasian pattern and its interpretation by wave activity flux [J]. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 77(2): 495–511. doi:10.2151/jmsj1965.77.2_495
- Perlwitz J, Harnik N. 2003. Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection [J]. *J. Climate*, 16(18): 3011–3026. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3011:oeoasi>2.0.co;2
- Perlwitz J, Harnik N. 2004. Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes [J]. *J. Climate*, 17(24): 4902–4909. doi:10.1175/jcli-3247.1
- Reichler T, Kim J, Manzini E, et al. 2012. A stratospheric connection to Atlantic climate variability [J]. *Nat. Geosci.*, 5(11): 783–787. doi:10.1038/ngeo1586
- Song Y C, Robinson W A. 2004. Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61(14): 1711–1725. doi:10.1175/1520-0469(2004)061<1711:dmfsio>2.0.co;2
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25(9): 1297–1300. doi:10.1029/98gl00950
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109(4): 784–812. doi:10.1175/1520-0493(1981)109<0784:titghf>2.0.co;2
- Wang L, Chen W. 2010. Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37(9): L09707. doi:10.1029/2010gl042659
- Woo S H, Kim B M, Kug J S. 2015. Temperature variation over East Asia during the lifecycle of weak stratospheric polar vortex [J]. *J. Climate*, 28(14): 5857–5872. doi:10.1175/jcli-d-14-00790.1
- 武炳义. 2018. 北极海冰融化影响东亚冬季天气和气候的研究进展以及学术争论焦点问题 [J]. *大气科学*, 42(4): 786–805. Wu Bingyi. 2018. Progresses in the impact study of Arctic sea ice loss on wintertime weather and climate variability over East Asia and key academic disputes [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42(4): 786–805. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17262
- Wu B Y, Overland J E, D'Arrigo R. 2012. Anomalous Arctic surface wind patterns and their impacts on September sea ice minima and trend [J]. *Tellus A*, 64(1): 18590. doi:10.3402/tellusa.v64i0.18590
- 张恒德, 高守亭, 刘毅. 2008. 极涡研究进展 [J]. *高原气象*, 27(2): 452–461. Zhang Hengde, Gao Shouting, Liu Yi. 2008. Advances of research on polar vortex [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27(2): 452–461.
- Zhou S T, Miller A J, Wang J L, et al. 2002. Downward-propagating temperature anomalies in the preconditioned polar stratosphere [J]. *J. Climate*, 15(7): 781–792. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0781:dptait>2.0.co;2