

李琳, 潘静, 周育锋. 2012. 两次加拿大型增温的动力诊断分析 [J]. 气候与环境研究, 17 (5): 583–593, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11039. Li Lin, Pan Jing, Zhou Yufeng. 2012. Dynamic analysis of two Canadian warmings [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (5): 583–593.

两次加拿大型增温的动力诊断分析

李琳¹ 潘静² 周育锋³

1 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

2 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

3 北京应用气象研究所, 北京 100029

摘 要 通过资料分析, 挑选了 1965 年 12 月和 1968 年 11 月的两次强加拿大型增温作为研究对象来研究加拿大型增温过程中环流的变化及异常。两次加拿大型增温过程中平流层高层的增温不明显, 只是在平流层中低层有较弱的增温过程, 并且增温过程中所形成的纬向东风较弱, 持续的时间较短。从距平场来看, 两次加拿大型增温使得平流层极涡环流减弱, 但加拿大型增温所造成的环流异常明显要比强爆发性增温所造成的异常强度弱。另外, 两次加拿大型增温过程中没有发现爆发性增温前的“预先”过程。一般而言, 上传的行星波是冬季平流层环流扰动的重要影响因素, 两次加拿大型增温过程中第 0 天前后都有行星波上传的增加, 这与爆发性增温有明显的不同。北极涛动指数随时间和高度的变化显示由两次加拿大型增温所造成极涡异常能够形成北极涛动异常的下传, 但两次加拿大型增温过程中的北极涛动异常都没有能够到达对流层低层。

关键字 加拿大型增温 平流层 行星波 北极涛动

文章编号 1006-9585 (2012) 05-0583-11

中图分类号 P465

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11039

Dynamic Analysis of Two Canadian Warmings

LI Lin¹, PAN Jing², and ZHOU Yufeng³

1 *Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101*

2 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

3 *Beijing Institute of Applied Meteorology, Beijing 100029*

Abstract Two Canadian Warmings (CWs) in December 1965 and November 1968 were chosen to investigate the circulation characteristics of CWs. Weak warming was observed at the middle and lower levels of the stratosphere in the two CW cases. Accompanying the weak warming, the westerly in the stratosphere changed to an easterly one, but lasted only a short while. The circulation anomaly in both CW cases was weaker compared to that in the stratospheric sudden warming (SSW). The “pre-conditioned” process that was observed in the SSW case was not observed in the two CW cases. As the main factor of the stratospheric disturbance, the upward planetary wave was enhanced prior to and after day 0 of the two CW cases, unlike in the SSW case. Arctic Oscillation (AO) evolution was employed to show the downward stratospheric vortex circulation anomaly. Although the two CWs caused an AO anomaly in the high stratosphere, the AO anomaly barely reached the lower troposphere.

Key words Canadian warming, stratosphere, planetary wave, Arctic Oscillation

收稿日期 2011-03-15 收到, 2012-04-19 收到修定稿

资助项目 国家重大科学研究计划项目 2012CB957800, 国家重点基础研究发展计划项目 2007CB411805, 国家自然科学基金项目 40705023

作者简介 李琳, 男, 1983 年出生, 博士研究生, 主要从事平流层气候方面的研究。E-mail: llen1983@163.com

1 引言

大气环流是一个整体, 长期以来, 大气上下层关系一直是科学研究的重要课题。平流层位于对流层上层, 其质量约占大气总质量的15%。一系列的研究表明平流层与对流层相互作用以及平流层微量气体的变化对对流层天气气候的变化有重要的影响 (Hartmann et al., 2000; Baldwin and Dunkerton, 2001; Baldwin et al., 2003a, 2003b; Hu and Tung, 2003; 刘毅等, 2008; 谭桂容等, 2010)。

爆发性增温 (Stratosphere sudden warming, SSW) 是平流层一种特有的大气运动现象。Matsuno (1971) 认为平流层爆发性增温是由于对流层行星波向平流层传播并与平均流相互作用而引起的, 这一理论比较好地解释了爆发性增温的物理过程。一般而言, 爆发性增温多发生在北半球, 南半球很少有爆发性增温发生 (Manney et al., 2005)。爆发性增温包括强爆发性增温和弱爆发性增温, 在爆发性增温发生时, 平流层高纬地区急剧增温, 同时伴随大气环流的调整, 当强爆发性增温发生时绕极西风将转变为东风。强爆发性增温会造成强烈的平流层环流异常, 这些异常往往可以通过下传的方式对对流层天气气候施加一定的影响 (Limpasuvan et al., 2004; Deng et al., 2008; 李琳等, 2010)。Charlton and Polvani (2007) 研究认为爆发性增温发生的频率大约为每个冬季0.62次, 并且根据极涡形态的不同将爆发性增温分为分裂型和偏心型, 指出两者在动力过程上具有明显的区别。

加拿大型增温是一类多发生在初冬的平流层增暖现象, 其主要是由于阿留申高压的异常增强和向极发展所造成的 (Labitzke, 1977, 1982)。一般而言, 加拿大型增温也使极区内外的温度梯度发生反转, 但很少会使得纬向风发生反转 (Manney et al., 2001)。Labitzke (1977) 指出加拿大型增温有3个典型的特征: 1) 10 hPa极涡内外温度梯度发生反转的同时位势高度场纬向1波振幅增强; 2) 30 hPa上温度场纬向1波的振幅大于10 hPa上温度场纬向1波振幅; 3) 当纬度向1波衰退时纬向动能逐渐增加。

由于加拿大型增温与爆发性增温具有一些相同的特征, 过去不少关于爆发性增温的研究在挑选个例时没有考虑排除加拿大型增温。实际上根据Labitzke (1977) 的研究, 加拿大型增温和爆发性增

温具有不同的动力特征。为了进一步了解加拿大型增温的过程和特点, 本文拟对加拿大型增温个例进行深入的动力诊断分析。前人的研究表明只有少数的强加拿大型增温过程中平流层高纬纬向风发生反转, 但纬向风的反转使得这一类的加拿大型增温更类似于强爆发性增温, 因此本文只针对增温过程中伴随平流层高纬纬向风反转的加拿大型增温个例进行研究。

2 资料和方法

本文所用的资料是ECMWF的ERA-40逐日再分析资料。该资料共45年(1957年9月至2002年8月), 水平分辨率为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度), 资料在垂直方向有23层, 最高层次为1 hPa。

在研究加拿大型增温过程中行星波的上传特征时, 本文参考了Chen et al. (2003) 使用Eliassen-Palm通量(EP通量)诊断行星波活动的方法, 即定义

$$F = \left(-\rho a \cos \varphi \overline{u'v'}, \rho a \cos \varphi \frac{Rf}{HN^2} \overline{v'T'} \right), \quad (1)$$

$$D_F = \frac{\nabla \cdot \mathbf{F}}{\rho a \cos \varphi}, \quad (2)$$

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

其中, F 为 EP 通量, D_F 为 EP 通量散度, ρ 是空气密度, a 是地球半径, φ 是纬度, R 是空气常数, f 是地转参数, H 是大气标高, N 为浮力频率, u 和 v 分别是纬向风和经向风, T 是温度, Z 为高度, 取纬向波数 1~3 表示行星波, $F^{(\varphi)}$ 、 $F^{(z)}$ 分别为 F 在经圈和垂直方向上的分量。

此外, 为了更好地描述极涡在加拿大型增温过程中的特征, 本文还参考了丁一汇和马晓青 (2007) 的方法计算了等熵位涡 (Isentropic potential vorticity, IPV)。

3 诊断分析

参考 Labitzke (1977) 的结果, 定义满足以下条件的为强加拿大型增温, 即: 1) 10 hPa 极涡内外温度梯度发生反转的同时位势高度场纬向 1 波振幅增强; 2) 30 hPa 上温度场纬向 1 波的振幅大于 10 hPa 上温度场纬向 1 波振幅; 3) 10 hPa 上 60°N 纬

向平均纬向风由西风转为东风。通过资料分析, 挑选 1957~2002 年期间的 1965 年 12 月和 1968 年 11 月发生的两次比较典型的强加拿大型增温作为研究对象。为了进一步比较强加拿大型增温和强爆发性增温的异同, 同时考虑到增强可比较性, 本文参考 Charlton and Polvani (2007) 的研究, 挑选了发生在 1998 年初冬的一次偏心型强爆发性增温作为比较。

图 1 和图 2 分别给出了 1965 年和 1968 年两次加拿大型增温过程中 1000 K 等熵面上 IPV 和 10 hPa 上位势高度的变化特征。1965 年 12 月 6 日开始 10 hPa 上阿留申高压开始增强并逐渐向加拿大移动, 12 月 9 日阿留申高压到达加拿大附近并维持 10 d 以上。由于阿留申高压的增强和移动导致极涡的中心位置向西伯利亚地区移动, 并最终到达 60°N 附近。12 月 20 日以后, 阿留申高压逐渐减弱并退出加拿大地区, 极涡中心重新回到极地中心附近。1968 年 11 月 14 日阿留申高压开始增强并向加拿大地区移动, 但一直到 11 月 27 日到达并稳定在加拿大地区, 12 月 4 日阿留申高压减弱并退出加拿大地区。与 1965 年相比, 1968 年这次加拿大型增温过程中阿留申高压发展和移动得较慢, 强度也有一些波动, 并且在加拿大地区维持的时间较短。这两次加拿大型增温的发展过程在 700 K 等熵面 IPV 和 50 hPa 位势高度场上也比较清楚。已有的研究 (McIntyre and Palmer, 1983) 认为等熵位涡可以很好地描述极涡结构和范围, 在图 1 和图 2 中可以清楚地看到, IPV 的大值中心基本与等位势高度线所描述的极涡中心位置重合, 并在阿留申高压发展的过程中与极涡中心位置一致移动。这里可以看出, 1965 年和 1968 年初冬的两次加拿大型增温过程中伴随阿留申高压的发展极涡位置发生了偏移, 但极涡的整体结构并没有随之破坏; 并且从位势高度场和 IPV 来看, 极涡的强弱也没有太大的变化。

从前面的分析可以看出, 在两次加拿大型增温过程中, 伴随阿留申高压的发展, 极涡中心位置由原来的极地中心附近偏向欧亚大陆, 由此造成平流层高纬地区环流的变化。图 3 给出了两次加拿大型增温以及一次强爆发性增温过程中 10 hPa 上 60°N 平均纬向风和极涡内 (90°N)、外 (60°N) 纬向平均位势高度、温度差值随时间的演变特征。以极涡内外温度梯度最大时为第 0 天, 并分别向前、向后

取 40 d。3 个过程中的第 0 天分别为 1965 年 12 月 20 日、1968 年 11 月 25 日和 1998 年 12 月 17 日。随着极涡位置的变化, 两次加拿大型增温过程中极涡内外平均温度和位势高度差值发生反转 (见图 3), 同时伴随着平流层高纬地区平均纬向风由西风转为东风, 这些与强爆发性增温有相同的特点。但是, 我们也注意到加拿大型增温发生后极涡内外平均温度和位势高度差值的最大值以及 60°N 纬向平均东风的最大值都要小于强爆发性增温中的变化。两次加拿大型增温后 60°N 纬向东风持续的时间仅仅 3~4 d, 这也短于爆发性增温后纬向东风持续的时间。另外, 两次加拿大型增温过程中极涡内外温度梯度表现出了波动, 1968 年加拿大增温过程中这个特征更明显, 这是爆发性增温过程中所没有的。通过比较增温过程中这 3 种时间序列曲线的变化梯度不难发现, 爆发性增温具有更强的突然性。以极涡内外的平均温度差值的变化为例, 两次加拿大型增温爆发前 25 天左右温度差值已经开始逐渐增加, 而爆发性增温前 7 天左右温度差值才开始增加。

Labitzke (1977) 提出的加拿大型增温的特征认为, 10 hPa 上极涡内外温度梯度发生反转的同时位势高度场纬向 1 波振幅增强。由图 4 可以看出, 第 0 天之前, 也就是极涡内、外平均温度差值由负变正的过程中, 10 hPa 上 60°N 位势高度场 1 波振幅都是逐渐增大的, 此时 2 波振幅没有太大的变化。在第 0 天之后, 也就是极涡内外温度差值开始减小时, 10 hPa 上 60°N 位势高度场 1 波振幅也开始减弱, 而此时位势高度场 2 波振幅开始逐渐增强。与加拿大增温不同, 1998 年 12 月的爆发性增温过程中-15 天之前, 10 hPa 上 60°N 位势高度场 1 波振幅逐渐增强并在-15 天达到最大。而伴随着极涡内外温度差值由负转正的过程, 10 hPa 上 60°N 位势高度场 1 波振幅逐渐减小。与加拿大型增温相同的是, 爆发性增温过程中 10 hPa 上 60°N 位势高度场 2 波振幅也是在第 0 天左右开始增加。

除了位势高度场纬向 1 波和 2 波的区别, Labitzke (1977) 提出的加拿大型增温的另一个特征认为加拿大增温过程中 30 hPa 上温度场纬向 1 波的振幅大于 10 hPa 上温度场纬向 1 波振幅。图 5 中可以看到, 爆发性增温过程中 10 hPa 上温度场纬向 1 波振幅在第 0 天前有明显地增加, 第 0 天以后迅速减小。加拿大增温过程中这个过程不明显。两次

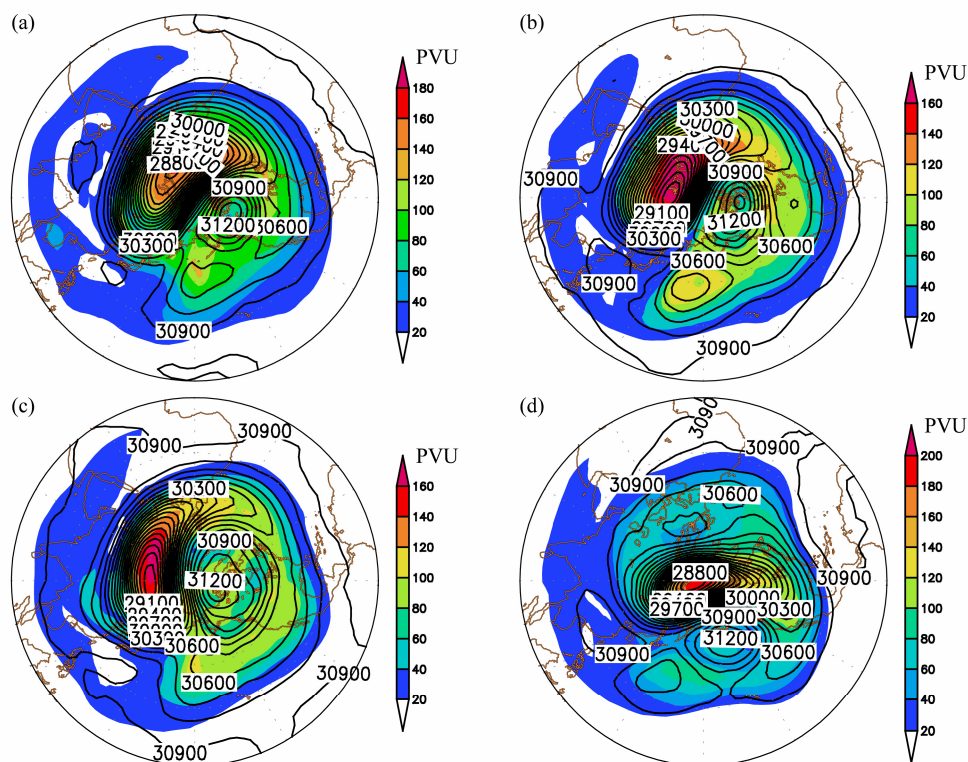


图1 1965年12月(a)9日、(b)16日、(c)20日、(d)28日1000 K等熵面上位涡(阴影)和10 hPa上位势高度场(等值线,单位: gpm)分布
Fig. 1 Potential vorticity (shaded) on the isentropic surface of 1000 K and geopotential height (isoline, units: gpm) at 10 hPa on (a) 9 Dec, (b) 16 Dec, (c) 20 Dec, and (d) 28 Dec in 1965

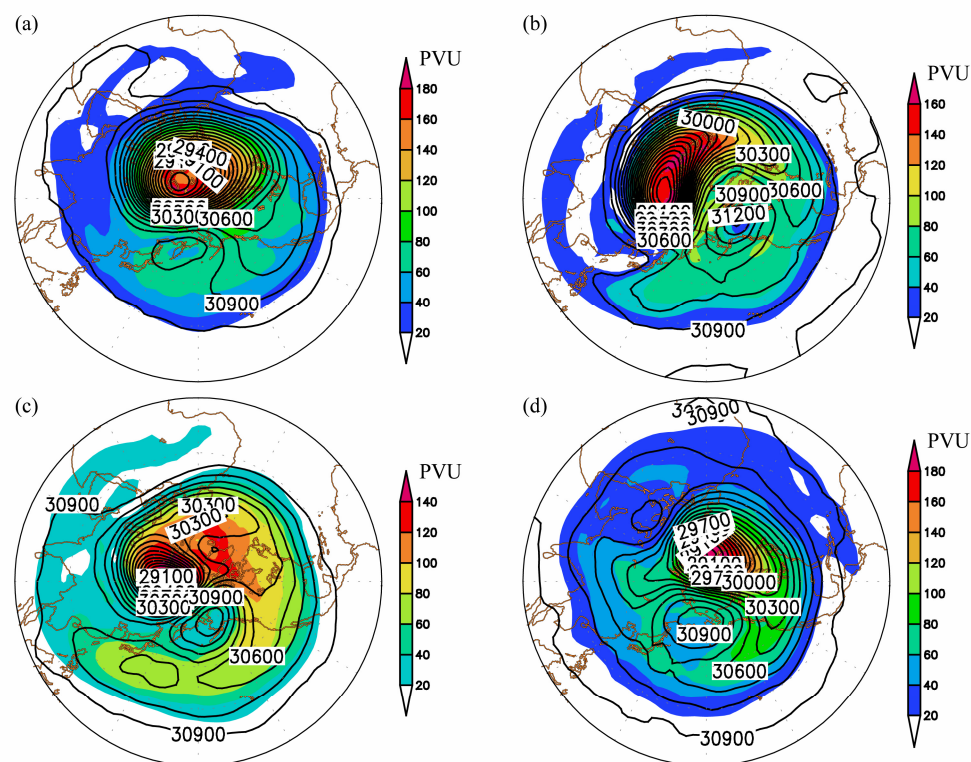


图2 同图1, 但为1968年(a)11月14日、(b)11月29日、(c)12月4日、(d)12月28日
Fig. 2 Same as Fig.1, but for (a) 14 Nov, (b) 29 Nov, (c) 4 Dec, and (d) 28 Dec in 1968

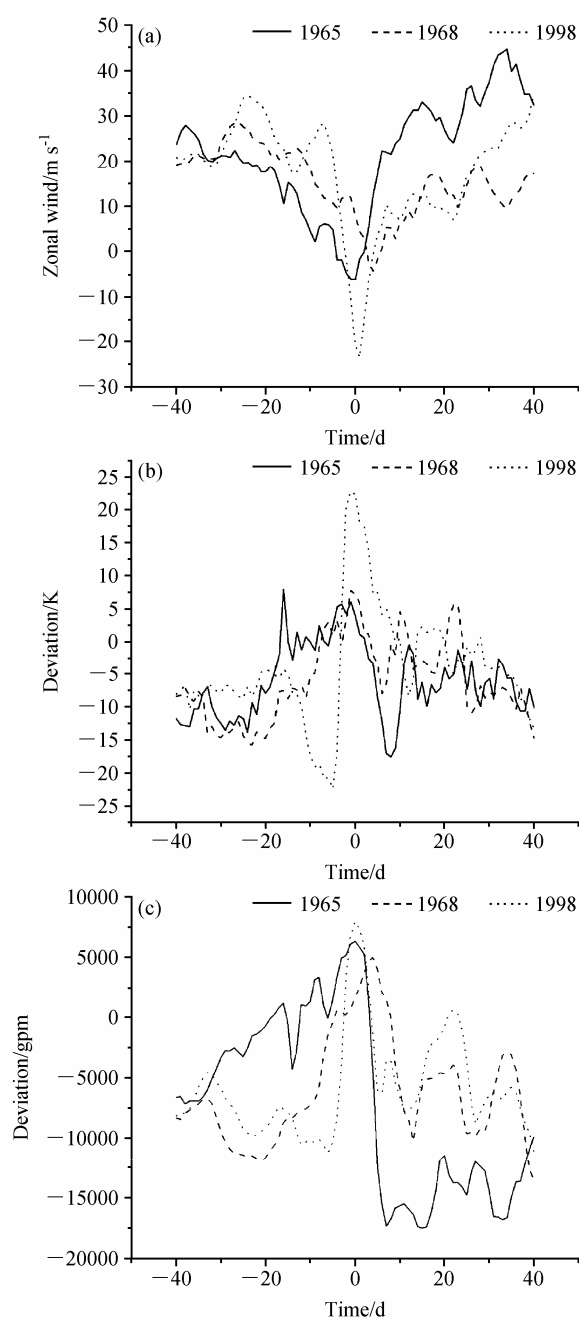


图3 1965年和1968年两次加拿大型增温、1998年一次爆发性增温过程中10 hPa上(a) 60°N平均纬向风和极涡内(90°N)、外(60°N)(b) 纬向平均温度、(c) 位势高度差值的时间序列

Fig. 3 (a) Zonal average zonal wind at 60°N, (b) zonal average temperature deviation and (c) geopotential height deviation between 60°N and 90°N at 10 hPa in two Canadian Warming (CW) cases in 1965 and 1966 and a stratospheric sudden warming (SSW) case in 1998

加拿大型增温和爆发性增温过程中第0天前30 hPa上温度场纬向1波振幅都逐渐增强并在第0天迅速减小。比较10 hPa和30 hPa上温度场纬向1波振幅的大小可以发现两次加拿大型增温过程的第0天

附近都有30 hPa上温度场纬向1波的振幅都大于10 hPa上温度场纬向1波振幅,而1998年12月的爆发性增温过程中10 hPa上温度场纬向1波振幅要明显大于30 hPa上温度场纬向1波振幅。

为了更清楚地了解两次加拿大型增温过程中温度场和环流场的变化,图6给出了60°N以北平均的温度、纬向风时间—高度剖面。从两次加拿大型增温过程中可以看到,加拿大型增温过程中平流层高层高纬度地区没有非常明显的增温过程,相对较强的增温出现在平流层中下层,增温的幅度也仅仅是5 K左右。而在1998年12月强爆发性增温过程中,有一个明显的从平流层高层一直延伸到平流层低层的强增温过程。在平流层高层增温幅度达到20 K以上,在平流层低层增温也达到了10 K左右,并且可以很清楚地看到高层有先于低层增温的特点。在60°N以北纬向风的时间—高度剖面中,两次加拿大型增温过程中都有纬向平均西风转为纬向平均东风,1965年加拿大型增温过程中,纬向东风达到了15 m·s⁻¹。但与爆发性增温所产生的纬向东风相比,加拿大型增温所形成的东风要明显偏弱。并且,爆发性增温时东风最大值中心要高于两次加拿大型增温时东风最大值中心的高度。

有研究认为平流层的环流异常不仅仅局限于平流层内部,其可能通过某种途径影响到对流层,并对对流层的天气气候产生一定的影响。前面的分析指出,加拿大型增温会造成平流层环流的异常变化。从图7可以看出,两次加拿大型增温造成了极涡中心位置的移动,从而导致了极区环流的异常,具体表现为平流层中高层高纬度温度的负异常、纬向风的负异常以及位势高度场的正异常。这些异常从平流层高层一直延伸到平流层低层和对流层高层。温度场距平的最大值位于平流层中层,而位势高度场和纬向风场距平的最大值位于平流层高层。从环流异常的强弱来看,这两次加拿大型增温所造成的异常强弱相当。1998年12月爆发性增温也造成了类似的平流层环流的异常,但其强度要明显大于两次加拿大型增温所造成的异常强度。另外,已有的研究(McIntyre, 1982)指出,强爆发性增温发生前有一个“预先”过程,也就是极涡异常增强的过程,这个过程能够造成极涡收缩、绕极西风增强,从而使得上传行星波增强。这里同样可以在1998年12月这次爆发性增温发生之前看到这个过程:在爆发性增温发生之前10天至前30天,平流

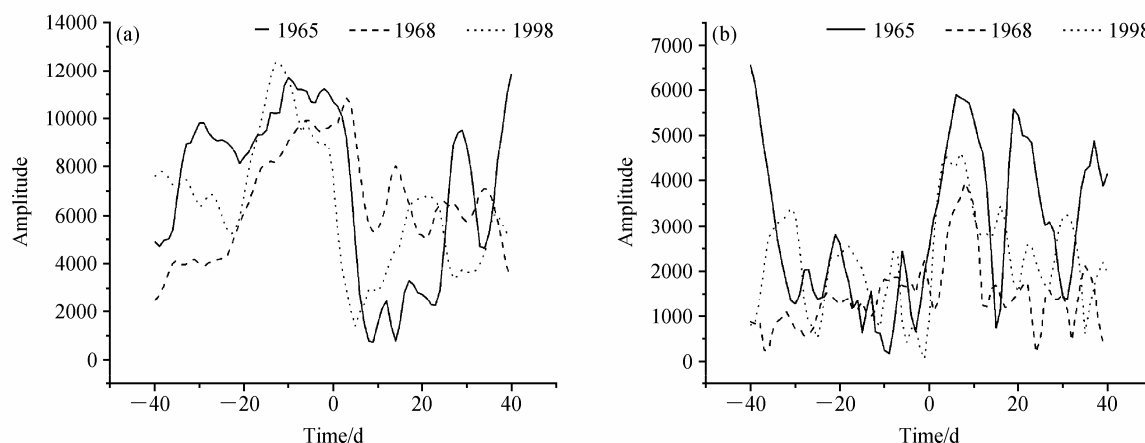


图4 1965年和1968年两次加拿大型增温、1998年一次爆发性增温过程中10 hPa 60°N 位势高度场 (a) 1波、(b) 2波振幅

Fig. 4 Zonal harmonic geopotential height (a) wave number 1 and (b) wave number 2 at 60°N at 10 hPa in two CW cases in 1965 and 1966 and a SSW case in 1998

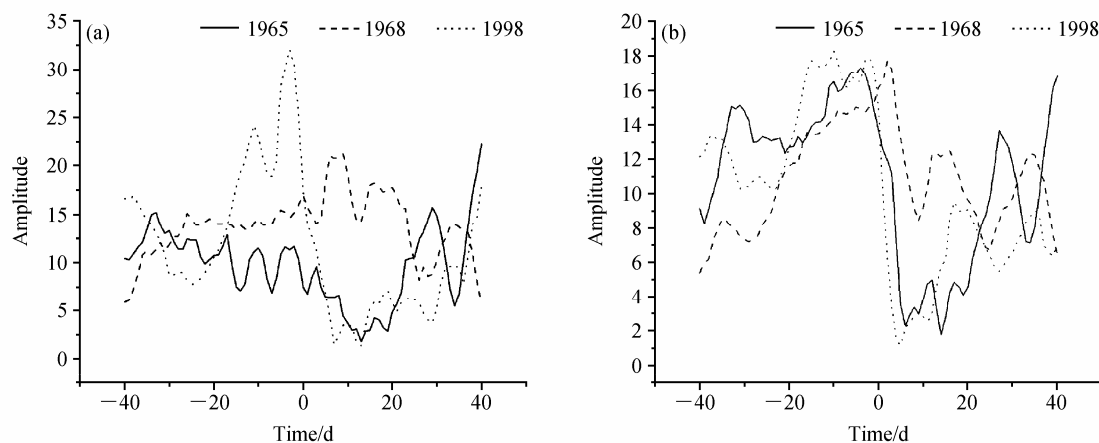


图5 1965年和1968年两次加拿大型增温、1998年一次爆发性增温过程中60°N (a) 10 hPa 和 (b) 30 hPa 温度场 1波振幅

Fig. 5 Zonal harmonic temperature wave number 1 at 60°N at (a) 10 hPa and (b) 30 hPa in two CW cases in 1965 and 1966 and a SSW case in 1998

层位势高度场为负异常、纬向风为正异常、温度场为负异常。但是很明显，这种“预先”过程在加拿大型增温的过程中没有出现。

行星波是由于大地形和海陆热力差异激发产生的。Charney and Drazin (1961) 提出行星波理论认为行星波能够通过冬季平流层西风气流上传并与基本气流相互作用，随后相当一部分的研究认为行星波在冬季平流层环流异常变化中起到了重要作用。EP 通量被认为能够较好地描述行星波上传的特征，这里使用 60°N 以北 100~1 hPa 平均的纬向 1~3 波行星波垂直分量来表示上传行星波。从图 8 中可以看到在两次加拿大型增温中第 0 天前后都有行星波上传增加，这与爆发性增温有明显的不同。1998 年 12 月的爆发性增温前的 -25 天到 -10 天上行星波较强，随着纬向西风的逐渐减弱，上传行星波逐渐减弱，到纬向东风达到最大时上传行星波

达到最弱。此后，纬向东风逐渐减弱，上传行星波又逐渐增强。

Baldwin et al. (2003a) 发现北极涛动 (Arctic Oscillation, AO) 不只存在于海平面气压场，北半球位势高度场、温度场也存在这种类似的振荡型，并且还认为强极涡异常能够造成 AO 的异常由平流层下传到对流层，进而对对流层的天气气候产生影响。为了研究在加拿大型增温过程中平流层对对流层的影响，本文使用了 Baldwin and Thompson (2009) 的方法，利用 AO 指数随时间和高度的变化来表现平流层异常信号的下传过程。从图 9 可以看出，伴随着两次加拿大型增温，平流层高层有向低层延伸的 AO 异常，也就是说加拿大型增温产生的极涡异常也能够形成 AO 异常的下传，但需要注意的是两次加拿大型增温过程中的 AO 异常并没有能够到达对流层低层。

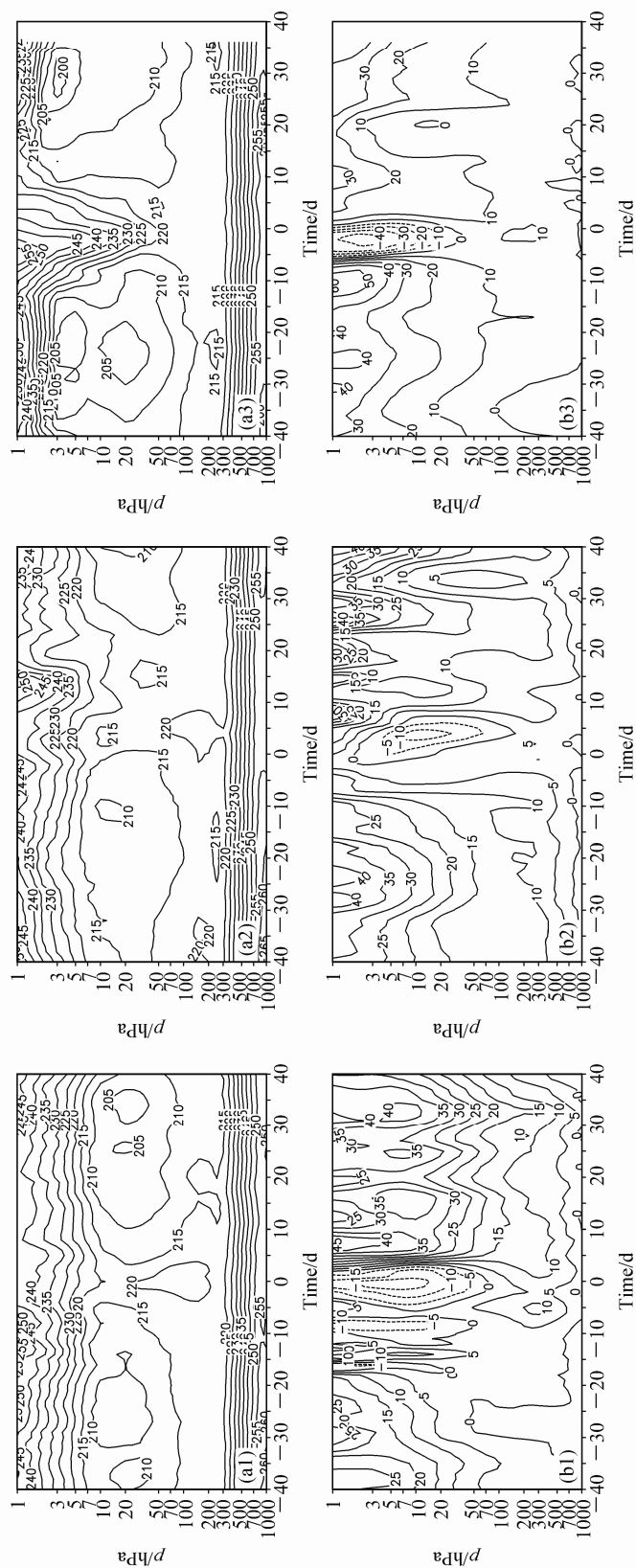


图 6 (a1, b1) 1965 年和 (a2, b2) 1968 年两次加拿大型增温、(a3, b3) 1998 年一次爆发性增温过程中 60°N 以北 (a1, a2, a3) 平均温度 (单位: K)、(b1, b2, b3) 纬向风 (单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) 时间—高度剖面

Fig. 6 Time-height cross-section of (a1, a2, a3) temperature (K) and (b1, b2, b3) zonal wind ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) averaged over the region north of 60°N in two CW cases in (a1, b1) 1965 and (a2, b2) 1966 and (a3, b3) a SSW case in 1998

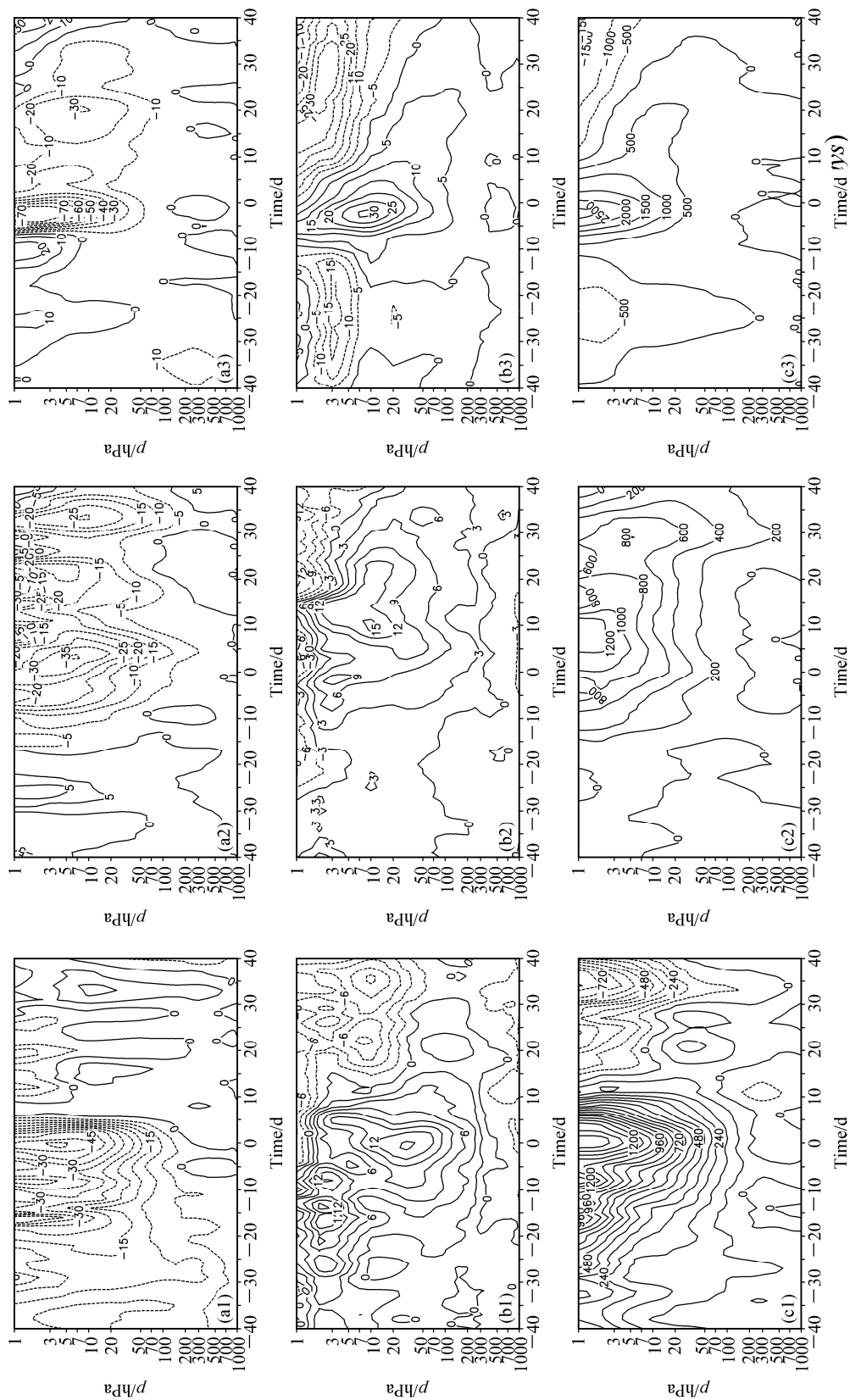


图7 (a1、b1、c1) 1965 年和 (a2、b2、c2) 1968 年两次加拿大型增温、(a3、b3、c3) 1998 年一次爆发性增温过程中 60°N 以北 (a1、a2、a3) 纬向风距平 (单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)、(b1、b2、b3) 温度距平 (单位: K)、(c1、c2、c3) 位势高度距平 (单位: gpm) 时间—高度剖面

Fig.7 Time-height cross-sections of (a1, a2, a3) zonal wind anomaly ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (b1, b2, b3) temperature anomaly (K), and (c1, c2, c3) geopotential height anomaly (gpm) averaged over the region north of 60°N in two CW cases in (a1, b1, c1) 1965 and (a2, b2, c2) 1966 and (a3, b3, c3) a SSW case in 1998

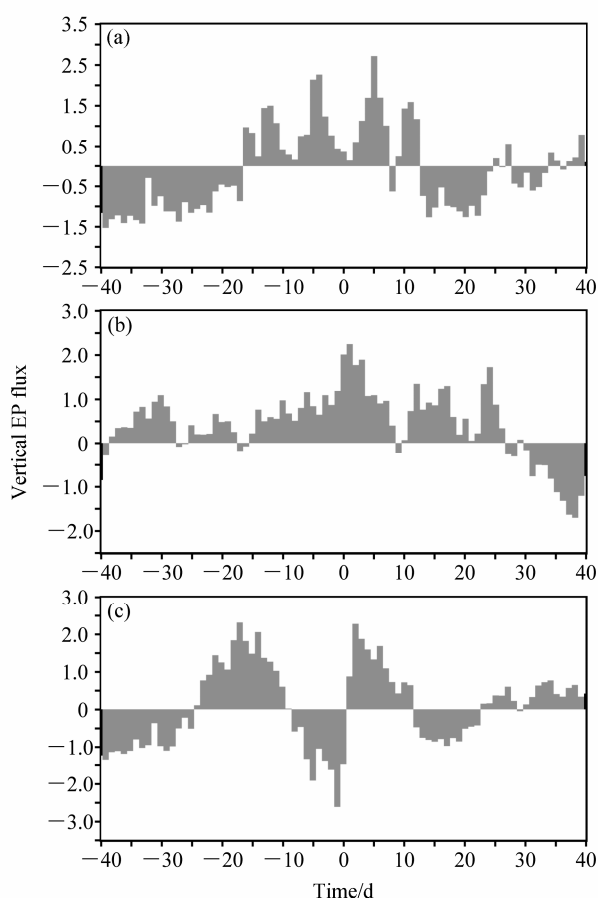


图8 (a) 1965 年和 (b) 1968 年两次加拿大型增温、(c) 1998 年一次爆发性增温过程中 60°N 以北 $100\sim 1\text{ hPa}$ 平均的纬向 1~3 波行星波 EP 通量垂直分量时间序列的标准化

Fig. 8 Normalized vertical Eliassen-Palm (EP) flux of wave numbers 1-3 of planetary waves averaged from 100 hPa to 1 hPa north of 60°N in two CW cases in (a) 1965 and (b) 1968 and (c) a SSW case in 1998

4 结论与讨论

加拿大型增温与爆发性增温同属于平流层环流异常事件, 虽然两者在一些环流变化特征上有相同的特点, 但已有的研究也指出了两者在位势高度场和温度场纬向波动上的不同 (Labitzke, 1977)。本文通过资料分析, 挑选了 1965 年 12 月和 1968 年 11 月的两次强加拿大型增温作为研究对象, 并挑选了发生在 1998 年 12 月一次偏心型强爆发性增温作为比较, 较为详细地讨论了加拿大型增温过程中环流和环流异常的变化特点和行星波传播的特征。

10 hPa 上位势高度场的分析表明, 两次加拿大型增温的过程中阿留申高压逐渐增强并向加拿大地区移动, 最终都在加拿大地区维持一段时间。与

1965 年相比, 1968 年这次加拿大型增温过程中阿留申高压发展和移动的较慢, 强度也有一些波动, 并且在加拿大地区维持的时间较短。随着阿留申高压的变化和移动, 极涡中心位置由原来的极地中心附近逐渐向欧亚大陆偏移, 最终到达 60°N 附近。从 1000 K 等熵面上 IPV 的变化可以看出, 在两次加拿大型增温的过程中, 极涡的结构没有被破坏。两次加拿大型增温过程中极涡内外平均温度和位势高度差值发生反转, 同时伴随着平流层高纬地区平均纬向西风转为东风, 这些与强爆发性增温有相同的特点。另外, 两次加拿大型增温发生后极涡内外平均温度和位势高度差值的最大值以及 60°N 纬向平均东风的最大值都要小于强爆发性增温中的变化。实际上, 1998 年 12 月的爆发性增温过程是一次偏心型爆发性增温。根据 Charlton and Polvani (2007) 的研究, 偏心型爆发性增温过程中极涡的位置发生偏移, 但极涡的结构也没有被破坏, 资料分析表明 1998 年 12 月爆发性增温过程也伴随着阿留申高压的异常发展, 其过程与 1965 年和 1968 年两次加拿大型增温类似。但从波动特征上来看, 爆发性增温又与加拿大型增温有不同的特点。两次加拿大型增温过程中, 第 0 天之前 10 hPa 上 60°N 位势高度场 1 波振幅都是逐渐增大的, 此时 2 波没有太大的变化, 在第 0 天之后 10 hPa 上 60°N 位势高度场 1 波振幅开始减弱, 而此时位势高度场 2 波振幅开始逐渐增强, 并且两次加拿大型增温过程的第 0 天附近都有 30 hPa 上温度场纬向 1 波的振幅都大于 10 hPa 上温度场纬向 1 波振幅。与加拿大型增温不同的是, 1998 年 12 月的爆发性增温过程中, -15 天 10 hPa 上 60°N 位势高度场 1 波振幅逐渐增强并在 -15 天达到最大, 而伴随着极涡内外温度差值由负转正的过程, 10 hPa 上 60°N 位势高度场 1 波振幅逐渐减小, 并且 1998 年 12 月的爆发性增温过程中 10 hPa 上温度场纬向 1 波振幅要明显大于 30 hPa 上温度场纬向 1 波振幅。这些波动特征的异同与 Labitzke (1977) 研究的结果是基本一致的。

除了波动的异同, 两次加拿大型增温与爆发性增温在平均环流、环流距平上也有些异同。从环流场的变化来看, 两次加拿大型增温过程中平流层高层的增温不明显, 只是在平流层中低层有较弱的增温过程, 并且由增温过程中所形成的纬向东风较弱, 持续的时间较短。爆发性增温与加拿大型增温相比, 增温过程比较明显, 形成的纬向东风较强,

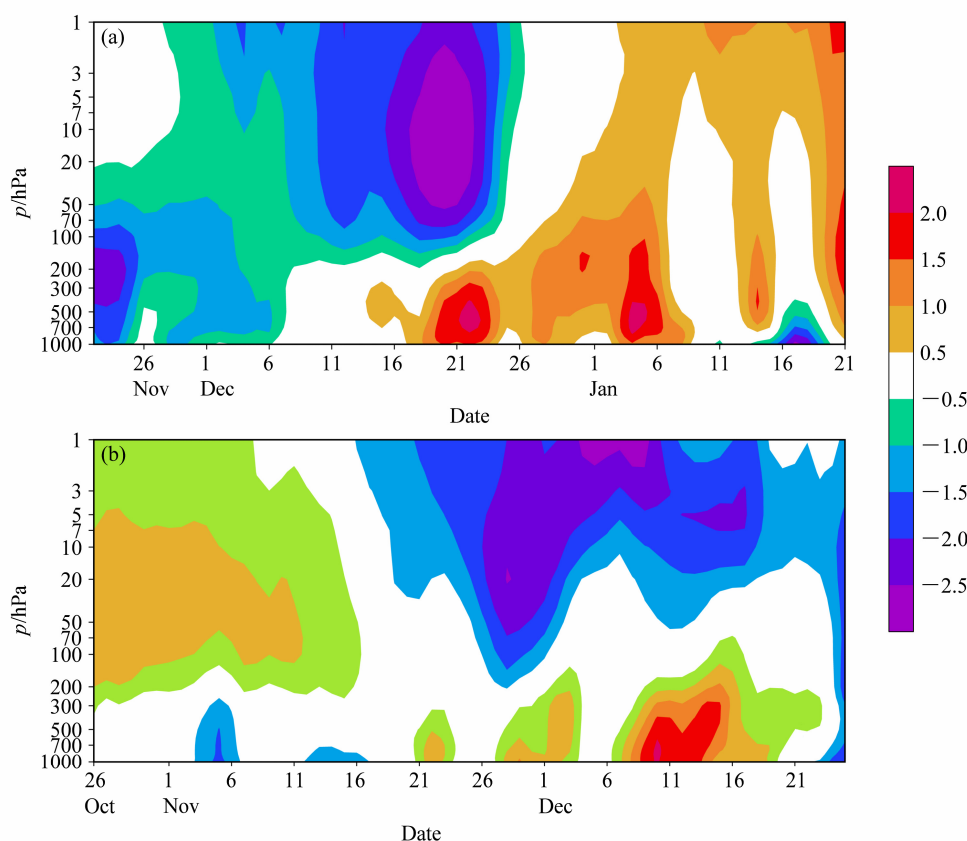


图9 (a) 1965 年和 (b) 1968 年两次加拿大型增温过程中 AO 指数时间—高度分布

Fig. 9 Time-height distribution of Arctic Oscillation (AO) index in two CW cases in (a) 1965 and (b) 1968

持续时间长。加拿大型增温和爆发性增温都造成了环流场的异常,从距平场来看,两次加拿大型增温和爆发性增温都使得平流层极涡环流减弱,但是爆发性增温所造成的异常强度要明显比两次加拿大型增温所造成的异常强。另外,两次加拿大型增温过程中没有发现爆发性增温前的“预先”过程。环流场的异常实际反映出了加拿大型增温和爆发性增温动力机制上的区别,加拿大型增温所造成的环流变化是由极涡中心位置的移动所造成的,因而所形成的增温较弱、纬向东风持续时间不长。而爆发性增温则是由行星波上传并与基本气流相互作用所产生的平流层平均环流的变化所造成的。

一般而言,上传的行星波是冬季平流层环流扰动的重要影响因素。从结果来看,两次加拿大型增温过程中第0天前都有行星波上传的增加,而爆发性增温过程中在-10天之前有较强的行星波上传,当纬向风转为东风以后行星波上传减弱。本文参考 Baldwin and Thompson (2009) 等方法,利用 AO 指数随时间和高度的变化来表现平流层异常信号的下传过程。结果表明,由两次加拿大型增温所

造成极涡异常也能够形成 AO 异常的下传,但是两次加拿大型增温过程中的 AO 异常并没有能够到达对流层低层。

参考文献 (References)

- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. *Science*, 294 (5524): 581-584.
- Baldwin M P, Stephenson D B, Thompson D W J, et al. 2003a. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts [J]. *Science*, 301 (5633): 636-640.
- Baldwin M P, Thompson D W J, Shuckburgh E F, et al. 2003b. Weather from the stratospheric [J]. *Science*, 301: 317-319.
- Baldwin M P, Thompson D W J. 2009. A critical comparison of stratosphere-troposphere coupling indices [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 135: 1661-1672, doi: 10.1002/qj.479.
- Charlton A J, Polvani L M. 2007. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks [J]. *J. Climate*, 20: 449-467.
- Charney J G, Drazin P G. 1961. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower to the upper atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 66: 83-109.
- Chen W, Takahashi M, Graf H F. 2003. Interannual variations of stationary planetary wave activity in the northern winter troposphere and stratosphere and their relations to NAM and SST [J]. *J. Geophys. Res.*,

- 108 (D24): 4797, doi: 10.1029/2003JD003834.
- Deng S M, Chen Y J, Luo T, et al. 2008. The possible influence of stratospheric sudden warming on East Asian weather [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25 (5): 841–846.
- 丁一汇, 马晓青. 2007. 2004/2005 年冬季强寒潮事件的等熵位涡分析[J]. *气象学报*, 65 (5): 695–707. Ding Yihui, Ma Xiaoqing. 2007. Analysis of isentropic potential vorticity for a strong cold wave in 2004/2005 winter [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 65 (5): 695–707.
- Hartmann D L, Wallace J M, Limpasuvan V, et al. 2000. Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change? [J]. *Proceedings of National Academy Sciences of the United States of America*, 97: 1412–1417.
- Hu Y Y, Tung K K. 2003. Possible ozone-induced long-term changes in planetary wave activity in late winter [J]. *J. Climate*, 16: 3027–3038.
- Labitzke K. 1977. Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 105: 762–770.
- Labitzke K. 1982. On the interannual variability of the middle stratosphere during the northern winters [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60: 124–139.
- 李琳, 李崇银, 谭言科, 等. 2010. 平流层爆发性增温对中国天气气候的影响及其在 ENSO 影响中的作用 [J]. *地球物理学报*, 53 (7): 1529–1542. Li Lin, Li Chongyin, Tan Yanke, et al. 2010. Stratospheric sudden warming impacts on the weather/climate in China and its role in the influences of ENSO [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 53 (7): 1529–1542.
- 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): 2584–2597.
- 刘毅, 赵燕华, 管兆勇. 2008. 平流层环流异常对 2008 年 1 月雪灾过程的影响 [J]. *气候与环境研究*, 13 (4): 548–555. Liu Yi, Zhao Yanhua, Guan Zhaoyong. 2008. Influences of stratospheric circulation anomalies on tropospheric weather of the heavy snowfall in January 2008 [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 13 (4): 548–555.
- Manney G L, Sabutis J L, Swinbank R. 2001. A unique stratospheric warming event in November 2000 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (13): 2629–2632.
- Manney G L, Sabutis J L, Allen D R, et al. 2005. Simulations of dynamics and transport during the September 2002 Antarctic major warming [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62: 690–707.
- Matsuno T. 1971. A dynamical model of the stratospheric sudden warming [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28 (8): 1479–1494.
- McIntyre M E. 1982. How well do we understand the dynamics of stratospheric warming? [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60: 37–64.
- McIntyre M E, Palmer T N. 1983. Breaking planetary waves in the stratosphere [J]. *Nature*, 305 (5935): 593–600.
- 谭桂容, 陈海山, 孙照渤, 等. 2010. 2008 年 1 月中国低温与北大西洋涛动和平流层异常活动的联系 [J]. *大气科学*, 34 (1): 175–183. Tan Guirong, Chen Haishan, Sun Zhaobo, et al. 2010. Linkage of the cold event in January 2008 over China to the North Atlantic oscillation and stratospheric circulation anomalies [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 34(1): 175–183.