

易明建, 陈月娟, 周任君, 等. 2013. 亚洲东部冬季地面温度变化与平流层弱极涡的关系 [J]. 大气科学, 37 (3): 668–678. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12032. Yi Mingjian, Chen Yuejuan, Zhou Renjun, et al. 2013. Relationship between winter surface temperature variation in eastern Asia and stratospheric weak polar vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (3): 668–678.

亚洲东部冬季地面温度变化与平流层弱极涡的关系

易明建¹ 陈月娟¹ 周任君¹ 毕云¹ 邓淑梅²

¹ 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

² 安徽省气象科学研究所, 合肥 230031

摘 要 利用 NCEP 资料计算 NAM 指数和标准化温度距平, 对 17 次平流层弱极涡事件时亚洲东部温度变化进行了研究。结果表明: 平流层环流异常比对流层温度变化超前约 15 天, 地面温度变化的最大距平出现在平流层弱极涡后期, 大约以 40°N 为界, 北部比正常年份偏冷而南部偏暖。文中通过位势涡度的分布和变化以及 500 hPa 东亚大槽的变化讨论了其影响过程和机理, 在弱极涡初期和中期, 自平流层向下, 高位涡冷空气主要局限于 60°N 以北。从弱极涡的后期开始, 在 45°N 以北地区, 高位涡冷空气向南扩张, 在对流层中上层, 极地附近的高位涡冷空气扩张到 45°N 附近。同时, 500 hPa 东亚大槽虽有加强, 但低压区向东延伸, 而贝加尔湖附近的高压脊显著减弱, 致使槽后的偏北气流减弱, 槽后冷空气主要影响中国华北、东北及其以北地区, 造成这些地区偏冷。而 40°N 以南地区, 从弱极涡的后期开始有南方低位涡偏暖空气向北运动, 同时冷空气活动减少, 地面显著偏暖。

关键词 极涡 亚洲东部 温度变化

文章编号 1006-9895(2013)03-0668-11

中图分类号 P401

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12032

Relationship between Winter Surface Temperature Variation in Eastern Asia and Stratospheric Weak Polar Vortex

YI Mingjian¹, CHEN Yuejuan¹, ZHOU Renjun¹, BI Yun¹, and DENG Shumei²

¹ School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026

² Anhui Institute of Meteorological Sciences, Hefei 230031

Abstract The variations of temperature in winter in eastern Asia during 17 stratospheric weak polar vortex events were investigated based on the standardized temperature departure and the Northern Annular Mode (NAM) index calculated by using NCEP data set. Results show that the circulation anomalies in the stratosphere occurred about 15 days before the temperature variation in the troposphere. In the latter period of the weak stratospheric polar vortex, the surface temperature departure reached its peak. At that time, the regions south of latitude 40°N were warmer than the climatic average and the regions north of 40°N were colder. The variation of potential vorticity and the Asian trough at 500 hPa are also taken into account when discussing the physical process and mechanism of the anomalous surface temperature. In addition, cold air with high potential vorticity remains near 60°N in the early and middle period of the weak vortex and begins to extend southwards in the late period. In the middle and upper troposphere, cold air from the high latitudes can

收稿日期 2012-02-23, 2012-09-05 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2010CB428603, 国家自然科学基金资助项目 41105031, 中央高校基本科研业务费专项资金 WK2080000030, 中国博士后科学基金 20100470859, 淮河流域气象开放研究基金 HRM201104

作者简介 易明建, 男, 1980 年出生, 博士, 主要从事中层大气研究。E-mail: mjyi@ustc.edu.cn

migrate to 45°N. At the same time, the Asian trough at 500 hPa becomes stronger and the low pressure region moves eastward; the ridge near Lake Baikal becomes weaker, the activity of cold air behind the trough influences Northeast China, northern China and more northerly regions and causes the surface temperature to fall. Moreover, warmer air with low potential vorticity moves from the south into the regions south of 40°N causing the surface temperature there to rise.

Keywords Polar vortex, Eastern Asia, Temperature variation

1 引言

在北半球冬季极地和高纬度地区, 从对流层一直到平流层都被一个深厚的“极涡”——低压气旋系统所控制。北半球位势高度场 EOF 分析的主模态表现为极涡与极涡外环状高压带之间, 呈南北向的“跷跷板”式的震荡, 被称为北半球环状模 (NAM, Northern Annular Mode) (Limpasuvan and Hartmann, 1999), 它的时间系数反映了极涡强度的变化, 被称为 NAM 指数 (Baldwin and Dunkerton, 1999)。NAM 指数在平流层和对流层的变化很多时候是一致的, 无论是强极涡 (NAM 指数为正) 还是弱极涡 (NAM 指数为负) 的情况都是如此 (Baldwin and Dunkerton, 2001)。对极涡异常偏强或者偏弱个例的合成结果表明, 源自平流层的环流异常可以逐渐下传, 并通常在经过数周的时间后到达对流层, 因而可以作为预测对流层滞后响应的一个前兆信号 (Baldwin et al., 2003)。冬季是平流层异常下传最强的季节, 当有强的扰动下传至对流层时不仅会引起对流层大尺度平均环流的改变, 而且可以激发整个北半球范围内的局地天气异常变化 (Baldwin et al., 2003; Thompson and Wallace, 1998)。对流层变化的滞后时间可以在不同地区出现很大的差别, 在亚洲东部极涡变化甚至可以影响到夏季降水 (陈冬冬和戴永久, 2009; 李崇银等, 2008)。

北半球冬季极端天气事件以强冷空气活动和寒潮爆发最为常见, 已有研究表明, 平流层极涡异常偏强或者偏弱与地面降温之间存在有非常密切的关联 (陈月娟等, 2009; 易明建等, 2009), 当 NAM 指数为负时, 北美、欧洲、西伯利亚和亚洲东部的副极地大陆区域都是偏冷的, 此时出现强降温的概率要比 NAM 指数为正时高出 1~2 倍 (Thompson and Wallace, 1998)。事实上, 不只是北半球高纬度地区的地面降温与来自对流层顶和平流层的高位涡冷空气下侵有关 (Cai, 2003), 资料分析和数值模拟结果还表明中低纬度地区的冬季地面温度也会受到这种平流层异常的影响, 而且其影响结果与高纬度地区相比存在差别 (Cai and Ren, 2006; Ren

and Cai, 2007; 谭桂容等, 2010; 辛晓歌等, 2008)。

由于平流层极涡往往具有较好的纬向对称性, 因而已有的研究大多只是针对纬向平均状态或过程。但是, 当平流层异常下传至对流层时, 可能会受当地天气尺度波动叠加作用而表现出明显的地区差异。在亚洲东部地区, 冬季冷空气的爆发和移动受多种气候影响因子共同作用, 其源头往往来自对流层上层短波槽的发展 (Lau and Lau, 1984), 因此也就不可避免受到平流层环流异常信号下传过程的影响 (Jeong et al., 2006; Wang and Chen, 2010), 特别是大气准定常行星波的异常传播在平流层影响东亚冬季气候中的作用特别显著 (陈文和康丽华, 2006; 陈文和魏科, 2009)。已有研究结果也证实, 当平流层为弱极涡时, 亚洲东部 50°N 以北大部分地区是偏冷的 (Wang and Chen, 2010)。但是, 50°N 以南地区近地面温度所发生的变化却并没有引起重视。由于纬向平均温度存在南北方向的“跷跷板”式变化 (Ren and Cai, 2007), 因此亚洲东部中低纬度近地面温度变化也应该具有不同于中高纬度的变化特点。所以, 作者拟从亚洲东部 10°N~75°N 冬季近地面温度变化与平流层极涡异常的统计关系出发, 重点阐明南北不同纬度地区的温度变化存在的差异, 以及随时间变化的不同特点, 并通过位势涡度的分布和变化以及 500 hPa 东亚大槽的变化来分析平流层极涡异常影响对流层温度变化的过程和机制。由于篇幅所限, 本文着重讨论亚洲东部冬季近地面温度变化与平流层弱极涡的关系。至于它与平流层强极涡的关系将另文详述。

2 资料和方法

本文使用了 1948~2010 年的 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 资料 (Kalnay et al., 1996; Kistler et al., 2001), 水平方向为 2.5°×2.5°网格, 垂直方向按气压坐标从 1000 hPa 到 10 hPa 分为 17 层。NAM 指数由位势高度资料计算得来, 标准化的温度距平还用到了单独的地面温度资料。

Baldwin et al. (2001) 曾经详细地介绍了 NAM

指数的计算方法。在对各纬度、经度、各等压面的位势高度资料进行 90 天低通滤波后, 求出一年 365 天各天的平均值作为气候值。用每日实况值减去上述气候值, 得到日距平 (保留了从日到年际尺度的变化, 但去掉了季节变化)。然后对日距平再次做 90 天低通滤波, 只留下从 11 月份到次年 4 月份这个时间段里 20°N 以北的部分。再将这一部分数据分别乘以纬度余弦的平方根后, 算出其 EOF 第 1 特征向量。利用日距平资料和第 1 特征向量再次回归计算得出逐日的时间系数, 经标准化处理之后得到 NAM 指数。以 10 hPa 高度上 NAM 指数 < -3.0 作为标准 (Baldwin and Dunkerton, 2001), 在 1948~2010 年之间共计有 17 次平流层弱极涡, 每次过程持续时间一般为 5~10 天。本文以 NAM 指数低于 -3.0 作为合成结果的第 0 天, 将这 17 次个例进行合成, 分析温度平均分布和变化趋势, 以及温度距平的垂直结构。合成结果中的滞后时间 (lag time) 是指距离第 0 天的天数。

标准化温度距平的计算也类似于上述位势高度日距平的计算, 在用每日实况值减去气候值之后, 得到日距平。近地面温度的日距平经向变化大, 越往北标准差越大。经过标准化处理之后, 温度距平单位为 1 个标准差 (SD, standard deviation)。这样尽可能的消除了固有的经向地理差异, 更加客观地反映了各地温度相对气候平均水平的变化程度。

本文还通过位涡分析方法解释弱极涡事件中南北不同的温度变化。位涡是一个综合反映大气动力学、热力学性质的物理量, 在绝热无摩擦大气

中位涡守恒, 因此位涡也常用来诊断某一时段内大气的运动状况。特别是在冬季, 北极地区的高纬度平流层下部与对流层上部是影响东亚的寒潮冷空气的重要源地。这里的高位涡冷空气在向南、向下的传播过程中, 高位涡中心附近气流在其西侧和北侧地区沿等位温面下沉, 引起低层高压迅速发展, 导致强寒潮爆发 (丁一汇和马晓青, 2007)。因此, 追踪高位涡冷空气的移动, 是诊断冬季冷空气活动十分有效的方法。本文计算了等 g 压面上的位涡 V_p :

$$V_p = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right). \quad (1)$$

3 平流层弱极涡与东亚地面温度变化的关系

图 1a 是 1948~2010 年共 62 个冬季里, 12 月、1 月和 2 月的 10 hPa NAM 指数与同期地面温度的相关系数。在亚洲东部的陆地上, 大约以 45°N 为界, 南北相关系数符号相反。在这个分界线以北, NAM 指数为正时, 地面温度偏高, NAM 指数为负时, 地面温度偏低; 以南则刚好相反。其中, 55°N 以北的亚洲东北部地区是最大正相关中心, Thompson and Wallace (1998) 对整个北半球高纬度地区冷事件的客观分析结果也曾证实, 弱极涡时该地区出现严寒天气的频次要显著高于强极涡时。中国南部地区为显著负相关区域, 同时表现为显著负相关的还有孟加拉湾和伊朗高原地区。图 1b 是上述 62 个冬季里, 12 月、1 月和 2 月的 10 hPa NAM 指数与后一个月 (分别是 1 月、2 月和 3 月) 地面温度的相关

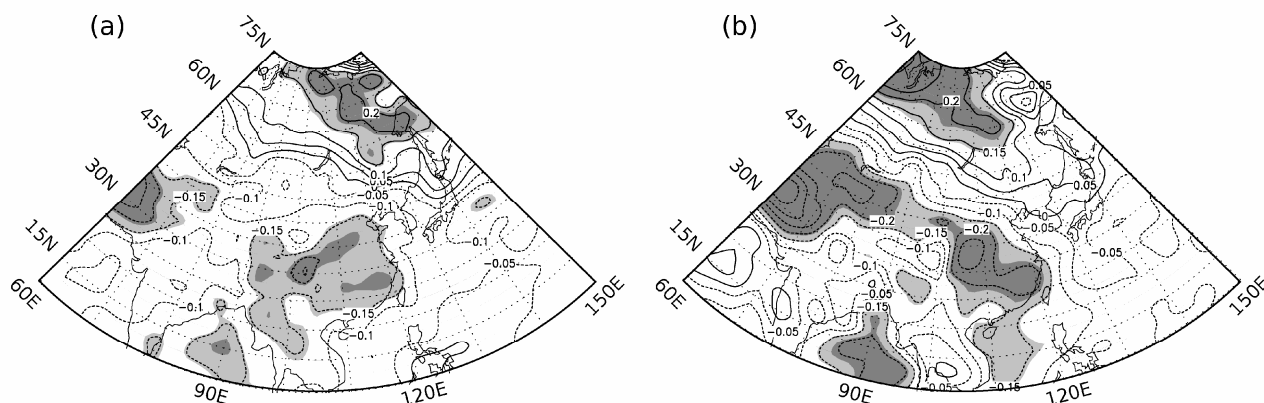


图 1 (a) 冬季 10 hPa NAM 指数与地面温度距平的相关系数; (b) 冬季 10 hPa NAM 指数与地面温度距平的滞后相关系数, 温度距平滞后时间为 1 个月。深色阴影表示显著性水平 0.01, 浅色阴影表示显著性水平 0.05

Fig. 1 (a) Correlation coefficient between 10-hPa NAM index and surface temperature departure in winter; (b) lag correlation coefficient between 10-hPa NAM index and surface temperature departure in winter, the lag time of temperature departure is one month. The dark shadow indicates significant level of 0.01, the light shadow indicates significant level of 0.05

系数。滞后相关系数的数值更大, 正相关和负相关区域面积也更大, 这表明: 在平流层发生显著异常之后的次月, 亚洲东部地区地面温度的相关变化要更为显著, 在月尺度上近地面温度变化存在明显的滞后性。

陈文和康丽华(2006)对亚洲东部的冬季气候与北极涛动(AO)的关系的研究表明: 在年际尺度上, 当AO处于正位相时, 从西伯利亚到我国华北、东北有显著的暖异常, 而当AO处于负位相时, 则往往出现相反的情形。AO反映了海平面位势高度异常, 它与NAM的近地面部分相当。而上述相关性分析的结果也表明, 月平均的东亚地面温度变化与平流层极涡异常(NAM的变化)之间存在非常显著的关联。那么, 东亚地区冬季温度的变化与NAM和AO的关系有何差异呢? 下面以平流层弱极涡事件来讨论NAM和AO之间的联系和区别。图2是17次弱极涡事件的NAM指数的合成结果。在第0天(即NAM指数低于-3.0的首日, 下同)之前, 10 hPa的NAM指数已经连续10天以上小于0, 平流层弱极涡开始形成并逐渐发展。第0天开始, 10 hPa的NAM指数开始低于-3.0, 此后数天里平流层极涡都很弱, 平流层异常发展到最强的阶段, 下文称之为弱极涡盛期。之后, 弱极涡进入缓慢恢复期。正如Baldwin and Dunkerton(2001)所指出的, 平流层环流异常存在明显的向下传播, 弱极涡时也是如此。不同等压面上NAM指数随时间的变化, 体现了平流层环流异常逐渐下传的过程。越往低层, NAM指数极小值出现的时间就越晚, 绝对值也越小。在250 hPa以下, 第0天时NAM指数仍然大于0, 直到将近第10天时, NAM指数才开始出现较为明显的负值(< -0.5)。由此可知, 近地面的异常变化将至少要滞后10天以上。NAM指数的合成结果表明, 平流层大尺度环流异常要先于对流层变化, 这也意味着在平流层异常的初期, 甚至到盛期之前, 对流层的变化都不明显, 而当对流层开始有所响应时, 平流层异常已经减弱甚至进入尾声了。如上所述, AO反映了海平面位势高度异常, 它与NAM的近地面部分相当, 这就意味着, 在平流层出现弱极涡之后, 地面的AO指数也会变为负值。平均而言AO指数出现负位相的时间比平流层NAM指数出现负位相的时间滞后10天以上。

当平流层出现弱极涡时, 东亚地面温度将会怎

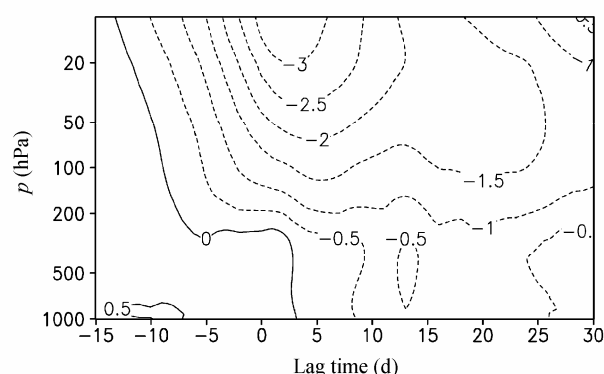


图2 弱极涡合成的NAM指数随高度和时间的变化

Fig. 2 Altitude-time section of composite NAM index for weak polar vortex events

样变化呢? 对17次平流层弱极涡的地面温度距平(经标准化处理, 下同)进行合成, 图3给出了亚洲东部(从 105°E 到 120°E , 下同)平均的逐日变化。第0天对应10 hPa NAM指数低于-3.0的首日, 此后约半个月的时间里, 以 40°N 为界, 北方只有小幅偏暖, 南方偏冷, 14日时最大达-1.0 SD。从第15天以后, 40°N 以北温度距平变为负, 最大时可达-0.8 SD, 40°N 以南温度距平变为正, 最大可达0.6 SD以上。与刚开始时相比, 此时亚洲东部近地面温度距平在南北方向上发生了完全反转的变化, 而且南北梯度进一步加大, 形成了非常显著的经向差异。此外, 图3中等值线有明显的向右下方倾斜的现象, 这体现了温度异常随时间由北向南逐渐发展的过程。在高纬度出现正或负的温度距平之后的数天的时间里, 在其以南位置会相继出现同相的温度距平变化, 并且越往南相应的滞后时间就越长。从图3可知, 与平流层弱极涡相关的最大温度距平变化, 出现在第15天之后, 此时地面温度距平表现为明显的北负南正分布, 与月尺度上表现出的相关关系一致。与图2对比, 地面温度距平变为北负南正的时间, 基本上是近地面NAM指数(也相当于AO指数)变为比较大的负值的时间。我们的结果, 与陈文等得到的“当AO处于负位相时, 从西伯利亚到我国华北、东北有显著的偏冷”的结果是一致的。而平流层异常信号超前对流层发生, 对于地面天气的中长期预测预报, 具有非常积极和重要的价值。

图3中A和B分别表示第14天和第24天这两个时间, 代表近地面温度变化的两个不同阶段, 图4给出了这两个时刻亚洲中东部地区的温度距平的水平分布特征。在第14天时(图4a), 处于亚洲大

陆东部的中国大部分地区温度偏低,至少要低于气候平均值 0.2 SD 。从内陆往东南沿海,温度负距平程度逐渐增大,在东南部沿海陆地和近海海域的大范围地区,温度低于气候平均值达 0.8 SD 以上。之后,温度正距平中心逐渐由北方移动到南方,到第 24 天时(图 4b), 40°N 以北地区温度距平变为负值,尤其以巴尔喀什湖和贝加尔湖为中心,负距平最大达到 0.8 SD ,在 40°N 以南,则又有较明显的东西差异,在青藏高原以西和以南地带,温度距平也为负,只是不及北方地区负异常程度大。而青藏高原以东地区的温度距平则是正值,从中南半岛,到中国华南和华东地区,温度的正距平都在 0.4 SD 以上,最大值位于华南,超过 0.8 SD 。

上述对 17 次弱极涡个例温度距平的合成分析,反映了亚洲东部地区在平流层弱极涡事件发生后,近地面温度的异常变化及其区域性差异。对所有 17 次样本所做的合成分析反映了平流层弱极涡形势下近地面温度平均特点。除此之外,图 5 还给出了极端温度异常 ($\geq 0.8\text{ SD}$) 样本在所有 17 个样本中所占的比例。极端温度出现比例空间分布形态与平均温度距平分布有很多相似之处。第 14 天时(图 5a),从巴尔喀什湖到贝加尔湖一带出现偏高极端温度的比例较大,最大比例为 40%。中国东南部沿海陆地及近海海域,出现偏低极端温度比例约有 50%。第 24 天时(图 5b),在 40°N 以北的大部分地区,出现偏低极端温度的比例一般都超过 30%,巴尔喀什湖和贝加尔湖附近则更大,尤其是贝加尔湖所在位置的比例要超过 60%。 40°N 以南则仍然以青藏高原为界,其东面的中国华南和华东地区出现正的极端温度比例很大,华南地区最大可达 60%。

图 6 给出了平流层弱极涡时亚洲东部($105^\circ\text{E}\sim 120^\circ\text{E}$) 平均的温度距平剖面,来分析温度异常的垂直发展。开始时(图 6a),平流层弱极涡下出现爆发性增温,400 hPa 以上温度都高出气候平均水平。之后从最上部开始,温度距平由正转负,正距平区域逐渐向下移动。到第 24 天时(图 6c),高纬度的正距平中心下移到 100 hPa 附近。与平流层温度变化相呼应,对流层底层的温度距平也逐渐发生变化。当第 14 天时(图 6b),正的温度距平都还只局限于高纬度地区,而中低纬度地区是偏冷的。随着高纬度的正距平区进一步向下移动,对流层中下层 $45^\circ\text{N}\sim 65^\circ\text{N}$ 区域变成了负距平,而 $20^\circ\text{N}\sim 30^\circ\text{N}$ 之间开始出现较强的温度正距平,到了第 24 天时

(图 6c) 达到最大,超过 0.6 SD 。从温度距平的垂直剖面可以看到,近地面的温度距平分布并不是孤立的,而是与上层温度变化相关联的。

4 平流层弱极涡影响东亚气候的过程和机理

平流层弱极涡事件中,平流层极区是增暖的,如何导致东亚冷空气活动异常呢?平流层极涡异常,引起平流层和对流层温度距平变化的物理过程和机制,可以通过大气环流异常扰动的下传来说明。天气学原理表明,冬季亚洲东部近地面温度主要决定于高纬度冷空气南下的强度和频率。冷空气的源头一般来自于高纬度平流层低层的高位涡冷气团(丁一汇和马晓青,2007),采用位势涡度分析的方法可以非常有效的追踪高位涡冷空气活动。下面从位涡的分布和变化来讨论平流层弱极涡事件如何导致东亚冷空气活动异常。

平流层 NAM 指数的变化显示,在第 0 天 NAM 指数低于 -3.0 以后,第 0~4 天 NAM 指数继续减小,为弱极涡的盛期。图 7 给出了第 0~4 天平平均的位温和位涡垂直经向分布,由于位涡随着高度增加很快,直接用位涡作图很容易导致低层变化被忽略。因此,这里的位涡值分别按照不同的等压面作了归一化的处理(除以该高度上 $60^\circ\text{N}\sim 90^\circ\text{N}$ 位涡的平均值)。如前所述,0 天表示 NAM 指数小于 -3.0 的首日,0~4 天是弱极涡发展的盛期, NAM 指数均小于 -3.0 ,即出现平流层爆发性增温,这时平流层高位涡冷空气并不在极地,10 hPa~100 hPa 气层高位涡中心偏移到了 $60^\circ\text{N}\sim 75^\circ\text{N}$ 之间,越往下高位涡中心所处纬度越高,中心轴线从上到下向北倾斜。按照位涡理论,绝热无摩擦大气将沿等位温面运动,而且当它沿等位温面运动时,位势涡度守恒。因此,只有在朝着等位温面下降的方向上,上层高位涡空气的逐层下侵才会变得更为容易。因此,在弱极涡盛期,平流层高位涡气团自上而下向北倾斜。也就是说,在弱极涡盛期,虽然平流层极地附近增暖,高位涡冷空气位于 $60^\circ\text{N}\sim 75^\circ\text{N}$ 之间的区域,但在对流层,冷空气却被限制在较高的纬度。

弱极涡盛期之后, NAM 指数逐渐增大,直到第 30 天时仍然是负值。其中,第 15 天到第 30 天,是平流层弱极涡的后期,由于极涡异常向下影响存在滞后性,所以对流层大气环流一些显著的变化都

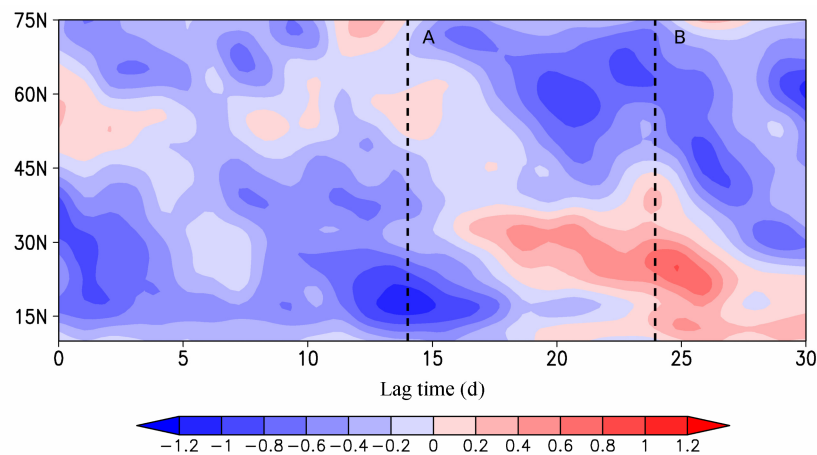


图 3 弱极涡合成的亚洲东部（105°E–120°E 平均）地面温度距平变化
Fig. 3 Variation of composite surface temperature departure for eastern Asia (105°E–120°E mean) for weak polar vortex events

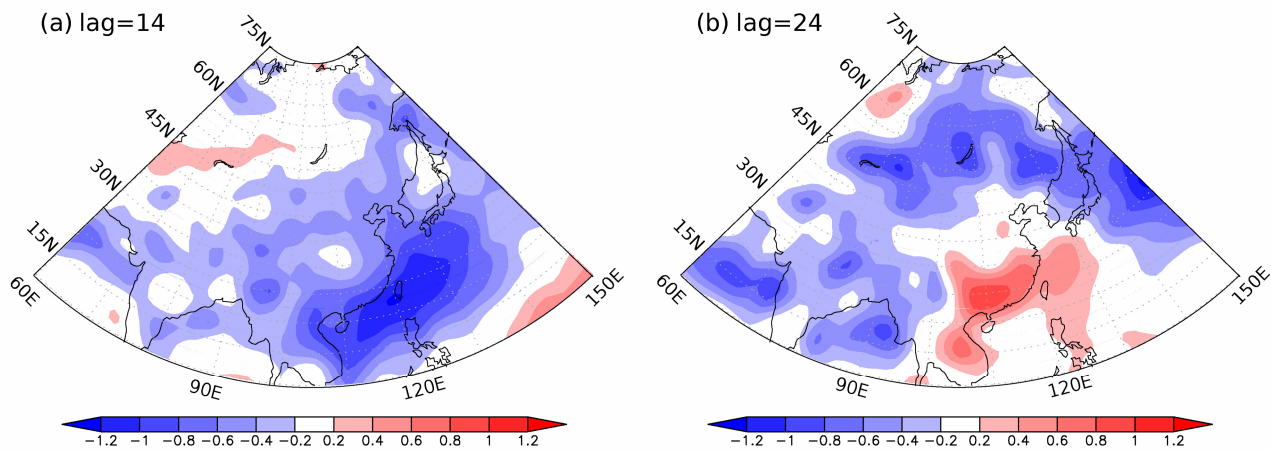


图 4 弱极涡合成的地面温度距平分布 (a) 第 14 天 (b) 第 24 天
Fig. 4 Distribution of the composite surface temperature departure for weak polar vortex events: (a) The 14th day; (b) the 24th day

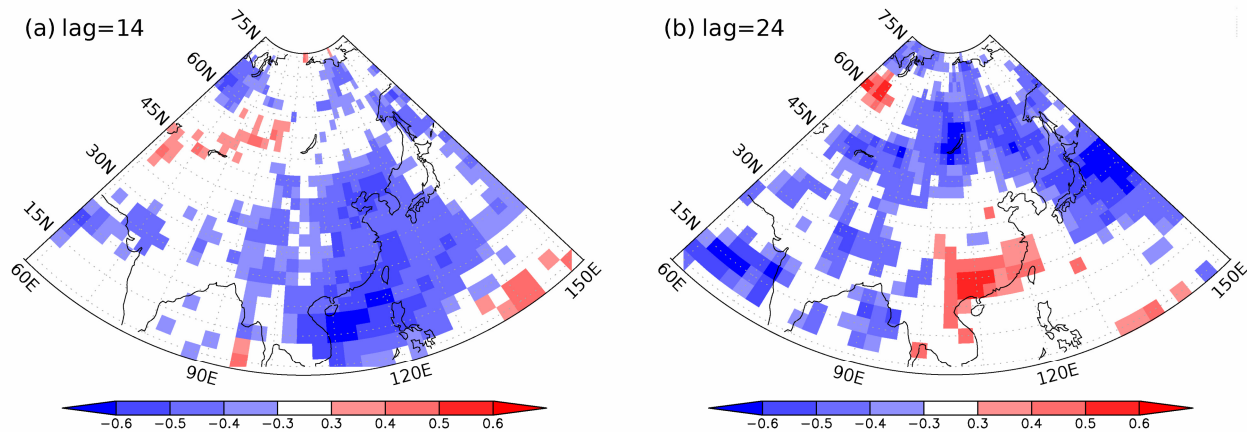


图 5 极端温度变化 (≥ 0.8 SD) 的比例, 负值表示偏冷, 正值表示偏暖
Fig. 5 Ratio of extreme temperature departure (≥ 0.8 SD). The negative value indicates colder, the positive value indicates warmer

发生在这一阶段。下面通过位涡的经向分布的变化来追踪高位涡冷空气的经向移动, 进而分析平流层扰动下传到对流层后对不同纬度带动影响。图 8 给出弱极涡期间 300 hPa 和 500 hPa 等压面上位势涡

度的经向分布和时间变化, 图中数字的单位是位势涡度单位 PVU ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$)。一般的, 可以将位涡值等于 2 PVU 视为平流层空气和对流层空气的分界。在 300 hPa 等压面上 (图 8a), 对

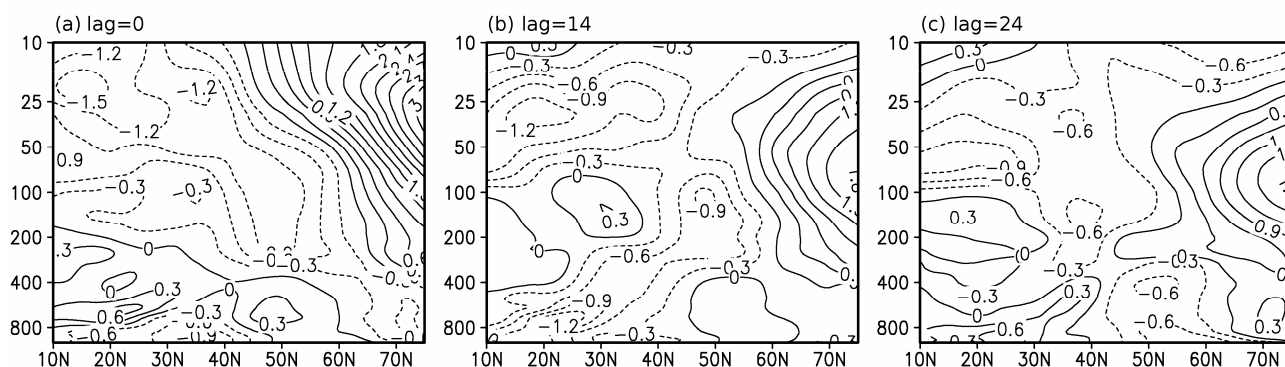


图6 弱极涡合成的亚洲东部(105°E~120°E)温度距平的经向—垂直剖面: (a) 第0天; (b) 第14天; (c) 第24天

Fig. 6 Pressure-latitude cross section of the composite temperature departure for weak polar vortex events in eastern Asia: (a) The 0th day; (b) the 14th day; (c) the 24th day

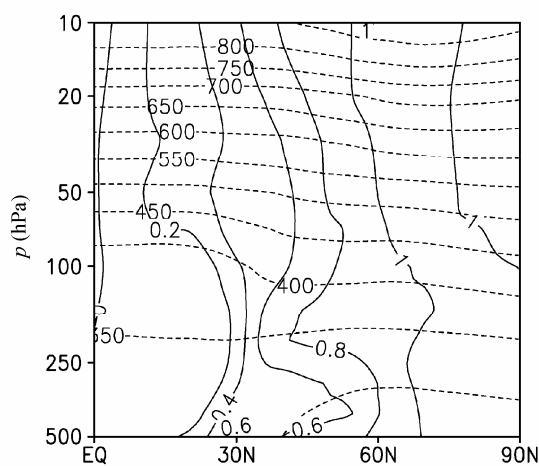


图7 弱极涡合成的亚洲东部(105°E~120°E)位温(虚线, 单位: K)和归一化的位势涡度(实线)的经向—垂直分布(第0~4天的平均, 对应平流层弱极涡最盛期)

Fig. 7 Pressure-latitude cross section of composite potential temperature (dashed line, units: K) and normalized potential vorticity (solid line) for weak polar vortex events in eastern Asia, averaged from the 0th to 4th day, in which the stratospheric polar vortex is weakest

应平流层高位涡收缩在极地附近, 位涡值等于 2.5 的高位涡空气停留在 60°N 附近, 这种形式一直维持到第 14 天。第 15 天开始, 高位涡空气开始向南扩张, 2.5 PVU 线南移到了 45°N 附近。同时, 南方的低位涡空气向北扩张, 1.5 PVU 线从 30°N 附近北移最远到了 40°N 附近。这表明, 在弱极涡后期, 40°N 附近位涡梯度迅速增加, 40°N 以北地区冷空气不断积聚和加强, 而 40°N 以南则被较暖的低位涡空气所占据。这个过程在 500 hPa 等压面上也很清楚, 一开始时 0.7 PVU 等值线位于 55°N 附近, 第 15 天后逐渐南移, 第 20 天时到了 45°N 附近。同时, 第 15 天以后, 35°N 附近是位涡值小于 0.5 PVU 的低值区。因此, 弱极涡后期, 在对流层

中层, 同样大约以 40°N 为界, 南北暖冷空气有非常明显的相对移动, 这将使得 40°N 以北偏冷, 而 40°N 以南偏暖。

既然在平流层直到对流层中层都存在高位涡空气南移的过程, 那么垂直方向上, 是否存在平流层空气的下侵呢? 由于位涡值等于 2 PVU 的等值线可以视为平流层与对流层空气的分界, 也就是动力对流层顶。图 9 给出了 30°N, 40°N, 55°N 三个不同纬度的平均对流层顶变化, 在第 15 天之前, 30°N 对流层顶高度下降, 从 200 hPa 下降到最低时在 250 hPa 以下, 40°N 几乎没有变化, 55°N 变化也不大。第 15 天之后, 30°N 的对流层顶从 250 hPa 以下逐渐上升到 200 hPa, 40°N 有很小的升高, 55°N 则是非常显著的下降, 从大约 320 hPa 下降到 350 hPa 等压面高度。这表明, 在弱极涡后期, 不同纬度的对流层顶出现了不同的变化, 40°N 以北对流层顶下降, 有利于平流层干冷空气下沉, 使得对流层偏冷, 40°N 以南对流层顶上升, 相应的地面温度偏暖。

亚洲东部平流层和对流层上层位涡分布及其变化, 决定了高层干冷空气下沉到对流层中层时所能到达的纬度, 指出了冷空气从高层及高纬度向低层和中低纬度入侵的范围。虽然平流层弱极涡事件中, 平流层极区是增暖的, 但由于弱极涡往往是非纬向对称的, 在极区增暖的同时, 极地冷涡发生偏移或者分裂, 极地冷空气分布于极地外围, 形成大尺度纬向环流扰动, 极涡外围西风急流“壁垒”减弱而更加容易被冷空气突破。而受平流层弱极涡事件中大尺度环流扰动的向下影响, 东亚对流层大气环流会产生相应的响应和滞后调整 (Jeong and Ho, 2005; Jeong et al., 2006)。正是平流层极地附近冷暖空气的相对位置的变化和高位涡冷空气移动路径

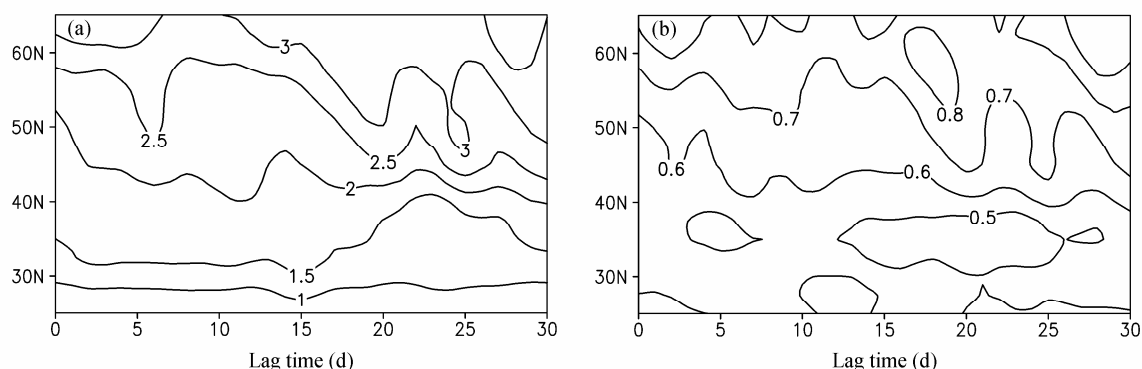


图 8 弱极涡合成的亚洲东部 (105°E~120°E) 位势涡度的变化 (单位: PVU): (a) 300 hPa; (b) 500 hPa

Fig. 8 Variation of the composite potential vorticity for weak polar vortex events in eastern Asia at (a) 300 hPa and (b) 500 hPa. Units: PVU

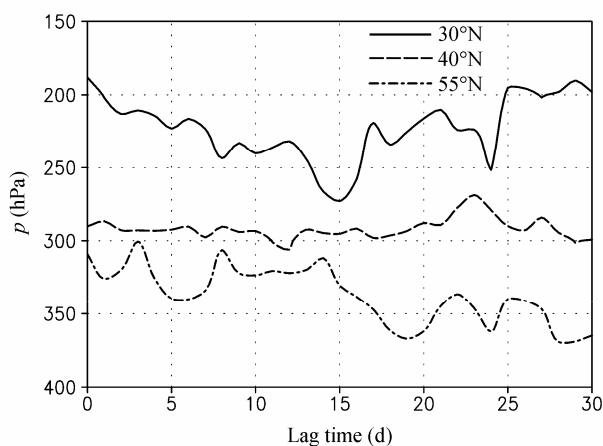


图 9 弱极涡合成的亚洲东部 (105°E~120°E) 不同纬度带对流层顶 ($V_p=2$ PVU) 的变化

Fig. 9 Variation of the composite tropospheric top ($V_p=2$ PVU) for weak polar vortex events over the various latitudes in eastern Asia (105°E~120°E)

的变化, 才使得东亚近地面冷空气活动发生了相应的变化。

由于东亚大槽是冬季亚洲东部最为重要的环流系统, 因此亚洲东部大槽大脊的变化是影响冷空气活动的关键因素。下面从东亚大槽的变化来分析平流层弱极涡发生后东亚地区的冷空气活动。图 10 给出弱极涡发生后的 500 hPa 位势高度场, 图 10a 表明, 在平流层弱极涡盛期, 贝加尔湖高压脊显著加强, 使得亚洲东部地区高空槽后脊前的偏北气流增强, 冷空气有可能南下影响到南方地区, 相对来说对 50°N 以北地区影响就要小一些。因此, 北方地区并没有明显偏冷, 有时还有些偏暖, 而南方地区却是偏冷的。图 10b 表明, 在平流层弱极涡后期, 贝加尔湖的高压脊显著减弱, 东亚大槽虽然有所增强, 但低压区向东延伸, 致使槽后的偏北气流

减弱, 槽后冷空气主要影响华北、东北等较高纬度地区, 难以到达中国南部。因此, 在弱极涡后期, 出现北冷南暖的温度变化。

图 11 给出了东亚地区不同纬度带 500 hPa 位势高度距平随时间的变化, 更清楚的描绘了亚洲东部在平流层弱极涡事件中南北位势高度场的演变过程。在亚洲东部 (105°E~120°E) 的 40°~50°N (图 11a), 第 15 天之前主要为小幅正距平, 15 天之后, 开始出现大槽由西向东加强的过程。有利于北方的冷空气进入 40°N 以北的地区。而在 20°~30°N (图 11b), 在第 10~15 天时, 低槽发展, 引导冷空气南下, 导致地面偏冷, 从第 17 天以后, 位势高度距平基本为正值, 冷空气活动较弱, 因而偏暖。

5 结论

本文利用 NCEP 资料, 在分析了冬季 10 hPa NAM 指数与地面温度距平的关系的基础上, 以 NAM 指数 < -3.0 作为表征平流层弱极涡事件的指标, 选择了 17 次弱极涡事件作为研究对象。分析了平流层弱极涡下, 亚洲东部地区冬季近地面温度的变化。并通过位势涡度的分布和变化以及 500 hPa 位势场的变化来讨论平流层极涡异常影响对流层气候的过程和机制。

研究结果表明: 亚洲东部冬季近地面温度与平流层 NAM 指数存在显著的相关关系, 平流层环流异常比对流层温度变化超前约 15 天。对 17 次弱极涡事件的合成分析结果表明, 在平流层弱极涡盛期, 地面温度变化幅度较小, 而且有时会出现北方 (45°N~65°N 区域) 偏暖, 南方 (40°N 以南) 偏冷的情况; 在平流层弱极涡后期, 地面温度变化幅度增大, 温度距平反转, 变成北方冷、南方暖。

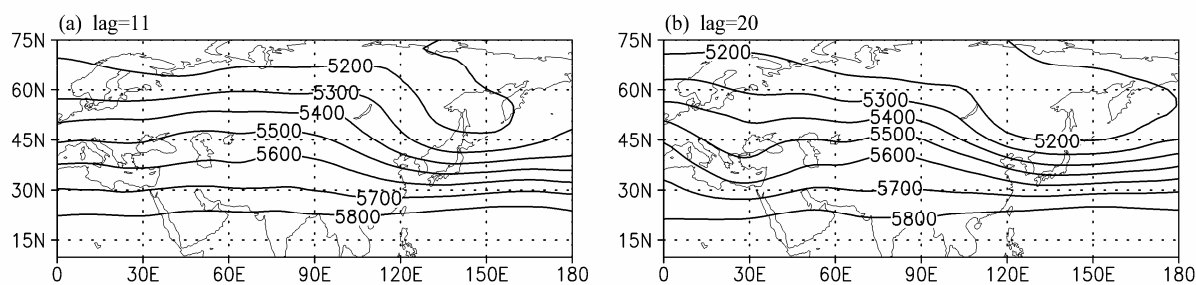


图 10 合成的弱极涡发生后 500 hPa 位势高度场 (单位: gpm): (a) 第 11 天; (b) 第 20 天

Fig. 10 Composite geopotential height at 500 hPa after the occurrence of the weak polar vortex (units: gpm): (a) The 11st day; (b) the 20th day

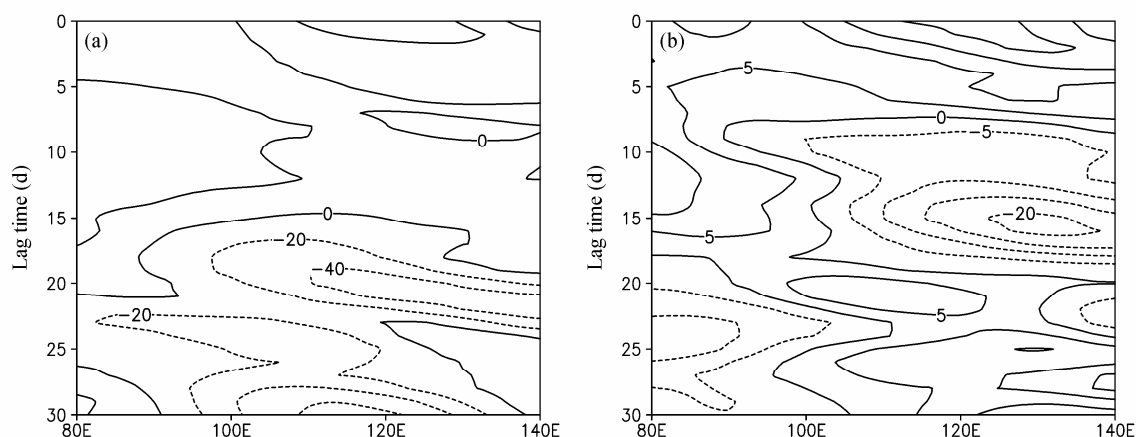


图 11 合成的弱极涡发生后亚洲东部 (105°E~120°E) 不同纬度带 500 hPa 位势高度距平变化 (单位: gpm) (a) 40°N~50°N 的平均 (b) 20°N~30°N 的平均

Fig. 11 Variation of composite geopotential height departure at 500 hPa in different latitudes in eastern Asia after the occurrence of the weak polar vortex (units: gpm): (a) Averaged from 40°N to 50°N; (b) averaged from 20°N to 30°N

在地面温度的变化过程中, 来自上层和高纬度的冷空气强度和路径是影响地面温度变化的关键因素。对位势高度的分布和变化的分析表明, 在弱极涡盛期, 自平流层向下, 高位涡冷空气主要局限在纬度较高的区域。同时, 500 hPa 等压面上贝加尔湖高压脊有所加强, 使得亚洲东部地区高空槽后脊前的偏北气流增强, 冷空气有可能南下影响到南方地区, 相对来说对 50°N 以北地区影响就要小一些。因此, 北方地区并没有明显偏冷, 有时会有些偏暖, 而南方地区却是偏冷的。从弱极涡的后期开始, 平流层下层和对流层上中层 (300 hPa 和 500 hPa) 高位涡冷空气向南扩张到 45°N 附近, 同时 40°N 以北对流层顶高度降低, 这意味着 40°N 以北地区有平流层干冷空气下沉。同时, 在 500 hPa 等压面上贝加尔湖的高压脊显著减弱, 东亚大槽虽然有所增强, 但低压区向东延伸, 致使槽后的偏北气流减弱, 槽后冷空气主要影响中国华北、东北及其以北地区, 造成这些地区偏冷。而弱极涡后期 40°N 以南对流层顶升高, 有南方低位涡偏暖空气向北运

动, 冷空气活动减少, 地面显著偏暖。因此, 在弱极涡后期, 出现北冷南暖的温度变化。

本文对亚洲东部冬季近地面温度的变化与平流层弱极涡关系的分析, 从统计上给出了两者存在的相关变化关系, 重点指出了平流层极涡异常要超前于地面温度响应的特点, 平流层异常信号的超前性可以作为预测和预报地面天气和气候过程的一个指示因子。依据平流层异常是否下传和下传强度, 可以评价其对对流层过程的影响的程度。本文还指出了地面温度变化存在非常显著的南北差异, 在证实了弱极涡事件后期中国华北、东北及其以北地区偏冷的同时, 还指出了中国南方存在显著偏暖的事实, 虽然南方温度变化的绝对值不如北方大, 但是由于南方温差较小, 相对变化也不容忽视。

合成分析只反映了 17 个平流层弱极涡的平均情况。实际上不同的平流层弱极涡在强度、下传速度等方面都会有一定的差异, 对对流层下层的影响也不尽相同。在做预报时如果考虑平流层弱极涡的

影响则需要对具体情况作具体分析。一般情况下, 当极涡很弱、NAM 指数的负位相逐渐下传, 同时下传到对流层下层时 NAM 指数的绝对值有所减小, 在对流层 NAM 指数有时出现正负交替的变化, 大约经过 10~15 天以后, NAM 指数的负位相才传到近地面并且维持一段时间, 这种情况下地面温度的变化与合成分析结果比较一致, 这种情况在 17 个平流层弱极涡的例子中占到一半以上。当极涡很弱(即出现强的爆发性增温)而且 NAM 指数的负位相迅速下传, 很快对流层下层 NAM 指数维持着负位相, 这种情况下, 近地面北冷南暖的情况会出现得比较早, 这种情况最典型的例子就是 2009 年 1 月 25 日~2 月 11 日和 1958 年 12 月 1 日~12 月 4 日。如果极涡虽然比较弱, 但 NAM 指数的负位相只在平流层维持一段不太长的时间, 并没有下传到对流层, 对流层下层 NAM 指数以正值为主, 这种情况下, 近地面北冷南暖的情况基本上不会出现。这种情况例子不多, 17 个平流层弱极涡中只有两个(1989 年 2 月 22 日~25 日和 1998 年 12 月 16 日~20 日)

尽管弱极涡本身有强弱, 形态和位置的不同, 近地面温度的响应也有变化程度的不同和滞后时间的长短等差别, 而且强极涡时对近地面温度也会有不同的影响, 但是本文对多个弱极涡个例的合成, 揭示了弱极涡条件下亚洲东部冬季近地面温度变化最为普遍和一般性的共同特点。基于这些一般性的特点, 将平流层极涡异常信号作为一个可供参考的前兆因子, 并结合对流层天气系统的发展变化, 可以改善和提高对冬季区域性近地面温度变化的中长期预报的质量。而平流层强极涡类型的研究结果, 将另文详述。

致谢 感谢 NOAA/OAR/ESRL PSD 提供了 NCEP 资料使得本文的工作得以完成。感谢审稿人提出了非常宝贵的意见。

参考文献 (References)

- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D24): 30937–30946.
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. *Science*, 294 (5542): 581–584.
- Baldwin M P, Thompson D W J, Shuckburgh E F, et al. 2003. Weather from the stratosphere? [J]. *Science*, 301 (5631): 317–319.
- Cai M. 2003. Potential vorticity intrusion index and climate variability of surface temperature [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (3): 1119.
- Cai M, Ren R C. 2006. 40–70 day meridional propagation of global circulation anomalies [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (6): L06818.
- 陈冬冬, 戴永久. 2009. 近五十年中国西北地区夏季降水场变化特征及影响因素分析 [J]. *大气科学*, 33 (6): 1247–1258.
- Chen Dongdong, Dai Yongjiu. 2009. Characteristics and analysis of typical anomalous summer rainfall patterns in Northwest China over the last 50 years [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (6): 1247–1258.
- 陈文, 康丽华. 2006. 北极涛动与东亚冬季气候在年际尺度上的联系: 准定常行星波的作用 [J]. *大气科学*, 30 (5): 863–870.
- Chen Wen, Kang Lihua. 2006. Linkage between the Arctic Oscillation and winter climate over East Asia on the interannual timescale: Roles of quasi-stationary planetary waves [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (5): 863–870.
- 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]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 24 (3): 272–285.
- 陈月娟, 周任君, 邓淑梅, 等. 2009. 2008 年雪灾同平流层环流异常的关系 [J]. *中国科学技术大学学报*, (1): 15–22.
- Chen Yuejuan, Zhou Renjun, Deng Shumei, et al. 2009. Relationship between stratospheric circulation anomalies and extended snow storm [J]. *Journal of University of Science and Technology of China (in Chinese)*, (1): 15–22.
- 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.
- Jeong J H, Ho C H. 2005. Changes in occurrence of cold surges over East Asia in association with Arctic Oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (14): L14704.
- Jeong J H, Kim B M, Ho C H, et al. 2006. Stratospheric origin of cold surge occurrence in East Asia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (14): L14710.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471.
- Kistler R, Collins W, Saha S, et al. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82 (2): 247–267.
- Lau N C, Lau K M. 1984. The structure and energetics of midlatitude disturbances accompanying cold-air outbreaks over East Asia [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112 (7): 1309–1327.
- 李崇银, 顾薇, 潘静. 2008. 梅雨与北极涛动及平流层环流异常的关联 [J]. *地球物理学报*, 51 (6): 1632–1641.
- Li Chongyin, Gu Wei, Pan Jing. 2008. Mei-yu, Arctic Oscillation and stratospheric circulation anomalies [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 51 (6): 1632–1641.
- Limpasuvan V, Hartmann D L. 1999. Eddies and the annular modes of climate variability [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (20): 3133–3136.
- Ren R C, Cai M. 2007. Meridional and vertical out-of-phase relationships of temperature anomalies associated with the Northern Annular Mode variability [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (7): L07704.

- 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: 175–183. Tan Guirong, Chen Haishan, Sun Zhaobo. 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: 175–183.
- 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.
- 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.
- 辛晓歌, 周天军, 宇如聪. 2008. 气候系统模式对北极涛动的模拟[J]. 地球物理学报, 51 (2): 337–351. Xin Xiaoge, Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2008. The Arctic Oscillation in coupled climate models [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 51 (2): 337–351.
- 易明建, 陈月娟, 周任君, 等. 2009. 2008 年中国南方雪灾与平流层极涡异常的等熵位涡分析 [J]. 高原气象, 28 (4): 880–888. Yi Mingjian, Chen Yuejuan, Zhou Renjun, et al. 2009. Analysis on isentropic potential vorticity for the snow calamity in South China and the stratospheric polar vortex in 2008 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 28 (4): 880–888.