

施宁, 布和朝鲁. 2015. 中国大范围持续性极端低温事件的一类平流层前兆信号 [J]. 大气科学, 39 (1): 210–220, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1403.13309. Shi Ning, Bueh Cholaw. 2015. A specific stratospheric precursory signal for the extensive and persistent extreme cold events in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (1): 210–220.

中国大范围持续性极端低温事件的一类 平流层前兆信号

施宁¹ 布和朝鲁^{2,3}

1 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

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

摘 要 本文利用 NCEP/NCAR 逐日再分析资料, 研究了大范围持续性极端低温事件 (EPECE) 的平流层前兆信号及其对对流层环流异常的影响。结果表明, 在 52 个 EPECE 中, 有 17 个 EPECE 具有一类共同的平流层前兆信号: (1) 在 EPECE 发生前 10 天左右, 在巴伦支海一带的 100 hPa 位势高度场呈现较强的正距平特征; (2) 随后, 该正异常环流逐渐向东移动, 并在 EPECE 发生的前 5 天左右, 使贝加尔湖西北侧 200 hPa 纬向风显著减弱。本文据此提出了关于 EPECE 平流层前兆信号的两个判别条件, 并以这两个判别条件对 1949~2009 年冬季 (11 月至次年 3 月) 所有逐日低频场进行了后查和检验。结果表明, 上述两个判别条件对 EPECE 的发生日期具有一定的预测能力。本文进一步通过位涡 (PV) 反演探讨了平流层前期异常环流如何影响 EPECE 发生的物理机制。分析表明, 巴伦支海附近的平流层中低层 PV 异常有利于该地区对流层中上层正高度异常的维持, 后者强度的 25% 来源于前者的作用。

关键词 平流层信号 大范围持续性极端低温事件 位涡反演

文章编号 1006-9895(2015)01-0210-11

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1403.13309

A Specific Stratospheric Precursory Signal for the Extensive and Persistent Extreme Cold Events in China

SHI Ning¹ and BUEH Cholaw^{2,3}

1 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

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

Abstract On the basis of daily NCEP/NCAR data sets, this study investigates a stratospheric circulation precursor for the extensive and persistent extreme cold events (EPECEs) in China. Results show that 17 out of 52 EPECEs are characterized by a specific stratospheric circulation precursor. The precursor exhibits itself clearly in two aspects. (1) Strong positive geopotential height anomalies occur around the Barents Sea in the lower stratosphere (100 hPa) 10 days

收稿日期 2013-11-12; 网络预出版日期 2014-05-23

资助项目 国家科技支撑计划项目 2009BAC51B02, 国家自然科学基金项目 41375064、41105042, 公益性行业科研专项 GYHY201406022, 江苏高校优势学科建设工程资助项目 (PAPD), 江苏省“青蓝工程”创新团队项目

作者简介 施宁, 男, 1982 年出生, 副教授, 主要从事中高纬度大气动力学研究。E-mail: shining@nuist.edu.cn

prior to the occurrence of the EPECE. (2) In relation to the eastward movement of the positive height anomalies, the zonal wind over the northwest of Lake Baikal is weakened significantly at 200 hPa about 5 days before the occurrence of an EPECE. According to these stratospheric precursor circulation features, two initial assessment conditions are proposed. To test prediction accuracy, the two assessment conditions are applied to the daily low-frequency data of all winter seasons (November to March) from 1949 to 2009. Results show that our two proposed assessment conditions, at least to some extent, can enable the prediction of the occurrence date of an EPECE. Regarding the physical mechanism of the influence of the stratospheric circulation precursor on the EPECE, potential vorticity (PV) inversion analysis shows that the mid and lower stratospheric PV anomalies around the Barents Sea can induce the geopotential height anomalies at the upper and midtroposphere. In particular, 25% of the real amplitude of the latter originates from the influence of former.

Keywords Stratospheric precursory signal, Extensive and persistent extreme cold events, PV inversion

1 引言

长期以来, 人们认为平流层大气是受对流层影响的被动系统。但自 20 世纪末期以来, 大气科学界逐渐认识到平流层大气和对流层大气是相互耦合在一起。许多观测研究、诊断分析和数值模拟均表明平流层的环流异常也会影响到对流层环流异常 (Baldwin and Dunkerton, 1999; Colucci, 2010; Hinssen et al., 2010; Kodera et al., 1990)。由于平流层异常持续时间较长, 其影响不仅具有天气意义, 而且有气候意义。因此, 充分考虑平流层环流异常的影响应当可以提高地面预测水平 (Baldwin et al., 2003; Christiansen, 2005)。目前, 模式的发展也存在着这样一种趋势和共识: 能够较好地模拟平流层环流的数值模式能更好地模拟对流层天气系统, 如阻塞高压的发展和冷空气的爆发。由此可见, 充分利用平流层信号是提高天气气候预报和预测的一个有效途径。通常而言, 平流层影响对流层环流异常的动力机制主要是 (1) 行星波的异常传播、(2) 位涡 (PV) 的影响 (Ambaum and Hoskins, 2002; Hartley et al., 1998; Hinssen et al., 2010) 以及 (3) Rossby 波的折射 (Nishii and Nakamura, 2005)。关于第一个机制, 可参考有关综述文献 (陈文和魏科, 2009; 胡永云, 2006)。

2008 年 1 月 (简记为“0801”事件) 我国南方地区出现了 50 年一遇的大范围冰冻雨雪天气 (陶诗言和卫捷, 2008)。一些研究发现, 在此次大范围持续性低温事件 (简记为 EPECE) 前期, 平流层极涡出现了明显的加强和偏移 (刘毅等, 2008; 王东海等, 2008; 向纯怡等, 2009)。但如何提取和利用这些平流层信号以改进我们对 EPECE 的预测仍是一个难题。因为仅依据个例研究 (如“0801”事件), 难以提取普遍意义的平流层信号, 这需对

更多的样本进行深入分析。依据 Peng and Bueh (2011) 的界定标准, 我国自 1951 年至 2009 年共发生过 52 次 EPECE。这 52 个事件均满足极端低温 (至少低于 10 个百分位)、范围大 (至少占我国面积的 20%)、持续时间长 (至少 8 天) 这三个条件。本研究将基于这 52 个 EPECE, 重点研究以下两个方面: (1) 如何提取最具普遍性的前期平流层信号; (2) 讨论平流层信号与对流层异常环流间的动力学链接特征。

2 资料和分析方法

本文采用美国国家环境预报中心/美国国家大气研究中心 (NCEP/NCAR) 的逐日再分析资料 (Kalnay et al., 1996), 气象要素场为位势高度 (h , 后文简称为高度)、水平风速 (u 、 v)、气温 (T) 以及对流层顶高度场。时间段为 1948 年至 2009 年的每年冬季 (11 月至次年 3 月), 这可以覆盖 Peng and Bueh (2011) 所挑出的 52 次 EPECE 发生时间。除对流层顶高度场外, 其他要素场的高度层次均为从 1000 hPa 至 10 hPa (共 17 层)。为突出环流的缓变演变特征, 所有变量场资料均进行了低通滤波, 分离出 8 天以上的低频环流。选用的滤波器为递归六极正切 Butterworth 滤波器 (Kaylor, 1977)。图 1 中给出了 62 年冬季平均对流层顶高度随纬度变化特征。可见, 对流层顶高度随纬度的增加而降低。在 20°N 地区, 对流层顶位于 100 hPa, 而在 40°N 以北地区则位于 300 hPa 附近。据此, 本研究主要在 200 hPa 至 10 hPa 共 7 层上寻找中高纬度平流层信号。

本文的逐日低频异常场为全场减去其对应日期的气候平均场。为消除年代际变化的影响, 这里的逐日气候平均场取为其对应年份的前后 5 年共 11 年滑动平均后再 31 天滑动平均。对于前 5 年 (1948

年至 1952 年) 和后 5 年 (2005 年至 2009 年) 而言, 其逐日气候平均场分别取为前 11 年 (1948 年至 1958 年) 和后 11 年 (1999 年至 2009 年) 的平均再 31 天滑动平均。这里取 31 天滑动平均的目的是在保留月际变率的同时, 尽可能消除或减弱逐日气候场中较大的日际变率。在求取距平后, 环流异常的逐日变化即可更好地被刻画。

通常而言, “信号” 是相对于 “噪音” 而言。本文将利用局地环流 1 个标准差 (1σ) 作标准来区分环流 “信号” 和环流 “噪音”。具体地, 我们将强度大于 1σ (小于 -1σ) 的正 (负) 异常环流称为 “正信号” (“负信号”), 其余则为 “噪音”。

准地转位涡 (后文简称位涡, PV) 扰动通常定义为

$$q' = L_g(\psi'), \quad (1)$$

其中, $\psi' = \phi' / f_0$ 为准地转扰动流函数; 线性算子 $L_g = \nabla^2 + f_0^2 \partial(1/S \cdot \partial/\partial p) / \partial p$, 其中 $S = -(\alpha/\theta)(\partial\theta/\partial p)$ 为静力稳定度, 它仅是气压 p 的函数, 这里取为 40°N 以北的气候平均值。 α 为比容。为简洁起见, 文中所提到的区域平均是指以格点面积为权重的区域平均值。PV 一个重要的性质是其可反演性 (Charney and Stern, 1962; Hoskins et al., 1985)。具体而言, 在给定 q' 分布以及边界条件下, 通过反算 L_g 可得到 ψ' 的分布, 即 $\psi' = L_g^{-1}(q')$ 。本文采用分段位涡反演方法 Davis (1992) 分析平流层信号与对流层环流异常之间的联系。上、下边界条件取为 Neumann 条件:

$$\partial\psi' / \partial p = -R\theta'(p/p_0)^{R/c_p} / (f_0 p). \quad (2)$$

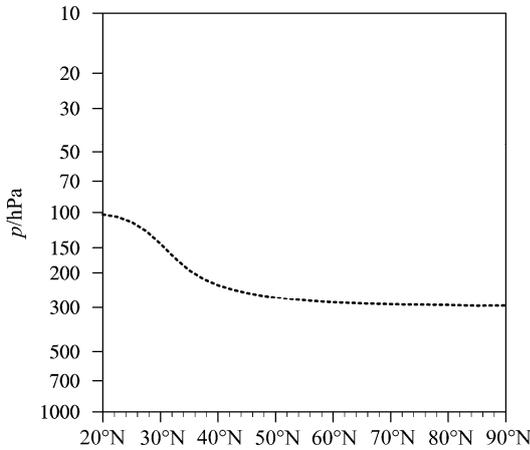


图 1 1948 年至 2009 年共 61 年冬季 (11 月至次年 3 月) 气候平均的对流层顶高度
Fig. 1 61-year climatological winter-mean (November to March) tropopause level from 1948 to 2009

3 平流层信号的提取

本文以每个 EPECE 的开始日期为参考日期, 记为第 0 天。开始日期前 (后) n 天, 记为第一- n (n) 天。需指出的是, 若直接对 52 个 EPECE 进行合成分析, 易导致正、负信号相消或被削弱。为解决该问题, 本文首先定义了平流层信号一致性指数 CISS (i, t), 其中, i 为北半球在平流层中 (200 hPa 至 10 hPa) 任意一空间格点的位置, t 为时间。CISS 的数值为某气象要素场在第 t 天第 i 格点上出现局地 “信号” 的 EPECE 个数, 最后再将 CISS 转换成百分率 (除以 52, 再乘以 100)。CISS 极大值区即是 52 个事件中较多的事件在该时间、该空间位置上出现的一致 “信号”。按此方法, 可分别得到正、负信号的时空分布特征。

经统计, 正值信号的 CISS 值大值区 (大于 30%) 最早出现在 h 场上第 -10 天左右 100 hPa 巴伦支海附近 (图 2)。值得注意的是, 在更早或其他层次上也能出现 CISS 大于 30% 的区域, 但由于其空间范围较小或在随后的演变过程中不连续, 这里暂不作进一步讨论。根据图 2, 利用标准化的位势高度场 (\tilde{h}) 定义了区域信号指数 HI, 即 \tilde{h} 在 ($70^\circ \sim 80^\circ\text{N}$,

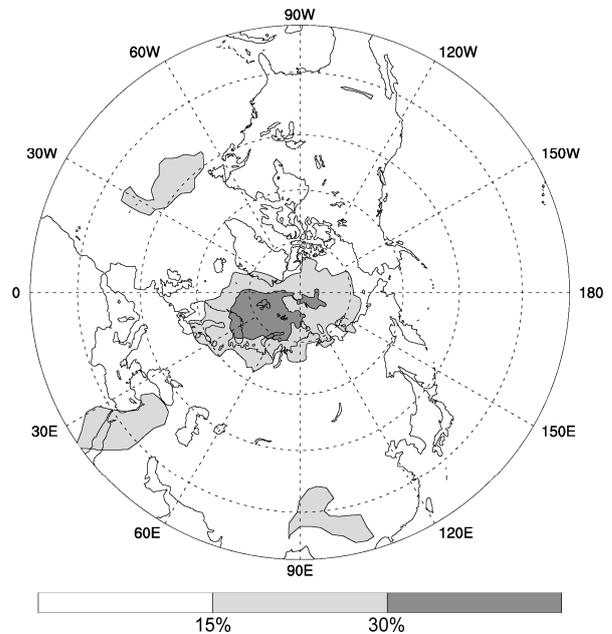


图 2 第 -10 天 100 hPa CISS 指数 (%), 即局地高度异常大于 $+1\sigma$ 的事件个数百分率
Fig. 2 Distribution of CISS (consistency index of stratospheric signal) defined at 100 hPa at day -10, which represent the percentage of events with the local height anomalies exceed $+1\sigma$

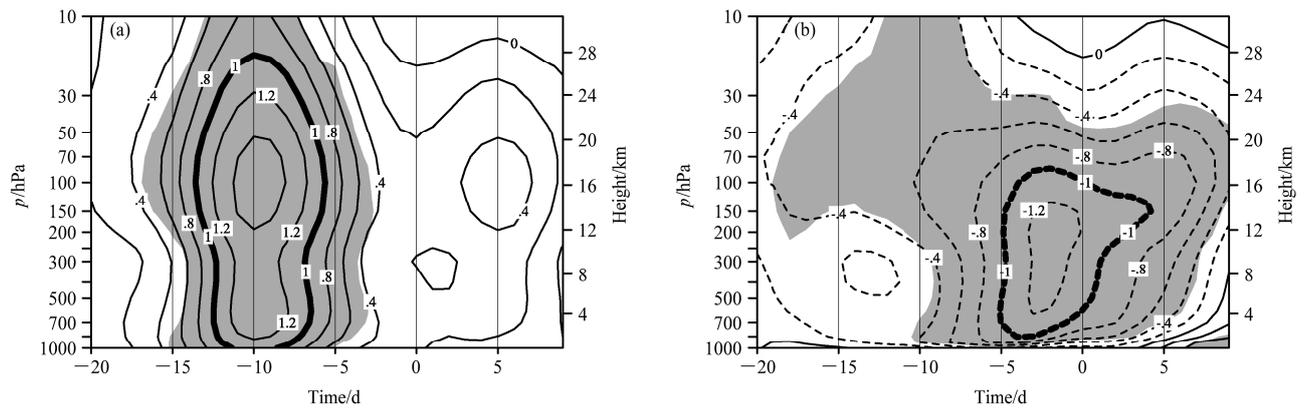


图3 (a) 17个EPECE合成的(70°~80°N, 0°~60°E)区域平均信号指数HI的时间—高度剖面, 阴影为通过99%显著性检验的区域; (b)同(a), 但为标准化纬向风异常场的(55°~65°N, 80°~100°E)区域平均值。(a)和(b)中粗线分别为+1 σ 、-1 σ , 代表强信号

Fig. 3 (a) Time–pressure cross section of the composited HI averaged over (70°–80°N, 0°–60°E) of 17 EPECE events. Shading indicates the area with 99% confidence level; (b) same as (a), but for the normalized zonal wind anomalies averaged over (55°–65°N, 80°–100°E). Thick lines in (a) and (b) represent positive and negative 1 σ respectively, both of which indicate the strong signals

0°~60°E)范围内(简记为A区)的区域平均值。经统计, 52个EPECE中在第-10天100 hPa上HI大于1的事件共有17个(表1), 这对应着图2中局地30%的CISS指数。这里HI的阈值仍取为1 σ , 以保证其强度达到本文所提到的“信号”的标准。图3a给出了这17个事件的HI的高度—时间剖面图。可以看出, 信号(大于1 σ)最早出现在第-13天100 hPa上, 并在第-10天左右达到极值(1.4 σ)。此后, HI有所减弱。至第-5天, HI在各层上的值已小于1, “信号”消失。因此, 虽然大于1 σ 的信号能在1000~20 hPa各层出现, 但最早和最强的信号均出现在100 hPa上。根据这一前期平流层信号, 本文提出EPECE开始日期的判别条件一(简称条件一): 100 hPa上HI>1 σ , 且至少能持续5天, 则这5天后的第8天左右可能会发生EPECE。

图4给出了17个EPECE合成的100 hPa上 \tilde{h} 及其随时间的演变特征。由图4可见, 巴伦支海附近的正高度异常随时间缓慢向东移动。这也对应着HI在第-10天后的局地减弱(图3)。至第0天时, 其中心已位于(70°N, 85°E)附近(图4c)。值得注意的是, 这与“0801”事件中斯堪的纳维亚型环流极罕见的向东移动过程类似(Bueh et al., 2011b)。需注意的是, 在该异常环流东移过程中, 巴尔喀什湖地区出现了 \tilde{h} 显著负值, 它逐渐向东伸展至贝加尔湖及以东地区。与 \tilde{h} 的演变相对应, 贝加尔湖西北侧地区的标准化的纬向风场(\tilde{u})出现了强烈的信号(图3b)。这里采用与定义100 hPa上HI类似的方法, 把 \tilde{u} 在区域(55°~65°N, 80°~100°E)(简

表1 满足第-10天100 hPa上HI>1 σ 的17个EPECE的开始日期和用判别条件一预测的开始日期以及两者之差
Table 1 Start dates of every 17 EPECE events with HI>1 σ at 100 hPa at day -10, start dates of events predicted by the judging condition one and the differences between the real dates and the predicted ones

| 序号 | 实际开始日期 | 预测的开始日期 | 偏差日数 |
|-----|-------------------|-------------------|------------|
| 1* | 1952-12-01 | 1952-12-04 | -3 |
| 2* | 1954-03-03 | 1954-03-02 | +1 |
| 3* | 1959-12-17 | 1959-12-14 | +3 |
| 4 | 1961-01-10 | 1960-12-23 | +16 |
| 5* | 1962-11-20 | 1962-11-19 | +1 |
| 6* | 1966-12-20 | 1966-12-17 | +3 |
| 7* | 1968-01-30 | 1968-02-01 | -2 |
| 8* | 1969-01-27 | 1969-01-30 | -3 |
| 9* | 1971-02-27 | 1971-02-25 | +2 |
| 10* | 1975-12-07 | 1975-12-08 | -1 |
| 11* | 1976-12-25 | 1976-12-22 | +3 |
| 12 | 1977-01-26 | 1977-01-17 | +9 |
| 13 | 1979-11-10 | 1979-11-04 | +6 |
| 14* | 1985-03-04 | 1985-03-06 | -2 |
| 15* | 1985-12-06 | 1985-12-08 | -2 |
| 16* | 1993-11-17 | 1993-11-17 | 0 |
| 17* | 2008-01-14 | 2008-01-13 | +1 |

注: “*”表示预测的开始日期与其原日期(Peng and Buch, 2011)相差不超过3天的事件, 共14个事件; 斜粗体则表示日期相差大于3天的事件, 共3个事件。

记为B区)内的平均值定义为UI。从合成结果来看(图3b), 显著UI负值首先出现在第-18天100 hPa上, 只是其强度较小(-0.4 σ)。随着巴伦支海附近的正高度异常缓慢向东移动, UI逐渐增大。第-5天, UI<-1 σ 几乎出现在850~100 hPa各

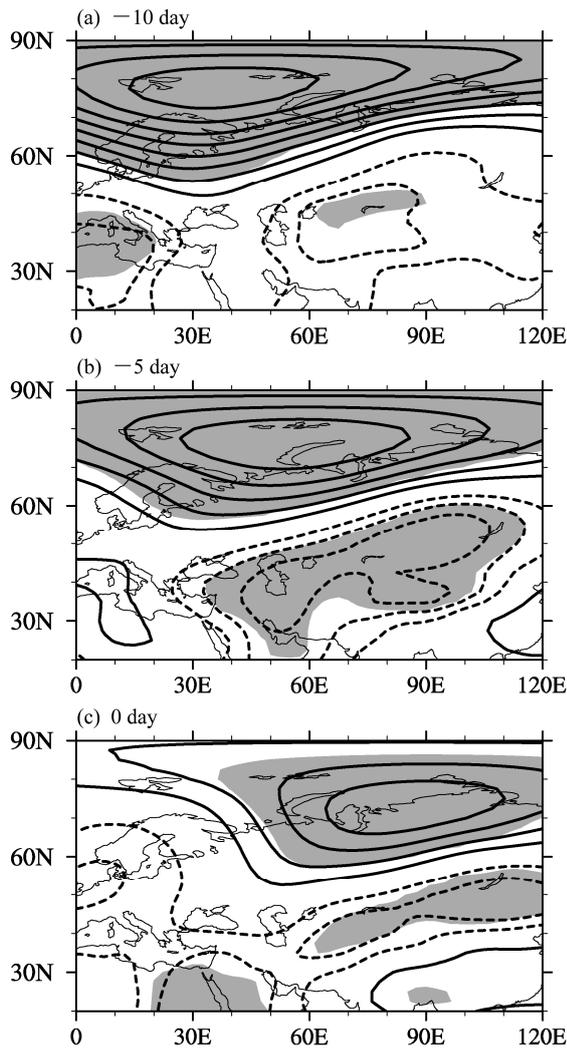


图4 17个EPECE合成的100 hPa标准化高度异常场:(a)第-10天;(b)第-5天;(c)第0天。等值线间隔为 0.2σ ;实(虚)线代表正(负)异常,零线已略去;阴影为通过99%显著性检验的区域

Fig. 4 Evolution of the composited normalized height anomalies at 100 hPa for 17 EPECE events. (a) day -10; (b) day -5; (c) day 0. Contour interval is 0.2σ . Solid (dashed) contours indicate the positive (negative) anomalies, zero lines are omitted. Shading indicates the area with 99% confidence level

等压面上,其中心位于对流层中上层及平流层底层。这种形势一直维持至第0天左右。因此,就平流层信号而言,已由第-10天左右100 hPa上的HI信号转变为第-5天平流层底层的UI信号。据此提出判别条件二(简称条件二):若第-5天至第0天中至少有一天出现200 hPa上 $UI < -0.5\sigma$,则进一步确认由条件一预测的事件可能是EPECE。实际上,条件二也间接表征了平流层上巴伦支海地区正高度异常的东移特征。比较条件一和条件二后可

以看出,无论从持续时间(1天)还是从强度(0.5σ)上来看,条件二的要求均低于条件一。这样做的目的是突出在更早时间上用条件一作出的预测结果,而条件二对应临近EPECE的发生,它更多地起着定性修正条件一预测结果的作用。

4 平流层信号的检验

为检验我们的判别方法(条件一及条件二)在预测EPECE上的准确性,首先将条件一应用于1948年至2009年冬季(11月至次年3月)的逐日低频场上,对所有可能的EPECE的开始日期做出预测,并允许前后3天的误差。需指出的是,考虑到100 hPa上出现 $HI > 1\sigma$ 的连续天数可能远多于5天,我们仅在第一次连续5天 $HI > 1\sigma$ 时预测其后8天可能出现一次事件,而不是每5天就预测一次事件。最终预测出97个事件(这里不称其为EPECE,仅称其为事件)。表1中17个EPECE有14个事件(“*”标注)被挑出,这其中包含着“0801”事件。剩余3个事件(表1中斜粗体)则由于前期 $HI > 1\sigma$ 的持续时间较长,预测的EPECE开始日期要早于实际日期6天以上,因而没被记入。因此,如不考虑除这17次EPECE外的其他35次EPECE(Peng and Bueh, 2011),仅依靠条件一做出的预测准确率大约为 $14/97 \times 100\% \approx 14.4\%$ 。

利用条件二对97个事件进一步分类后发现,除上述14个EPECE满足条件二外,还有50个事件满足条件二,这里称其为潜在的EPECE(简记为 P_EPECE)。不满足条件二的剩余事件称为一般事件(简记为CE),共有33个。因此,若加入条件二,可将预测准确率提高至 $14/(97-33) \times 100\% \approx 21.9\%$ 。此外需要注意的是,14个EPECE加上50个 P_EPECE 共64个事件,几乎是CE个数(33个)的两倍。这表明用条件一挑出的所有事件中有2/3事件会在5天后左右出现纬向风场在B区显著减弱的现象。

图5给出了这14个EPECE、50个 P_EPECE 以及33个CE在第0候(即连续5天 $HI > 1\sigma$ 后的第6至第10天平均)的异常环流合成图。可以看出,EPECE与 P_EPECE 无论在300 hPa上高度异常场(图5a, 5b)还是在地表气温异常(T_s ,图5d, e)的分布上均十分类似。正、负高度异常分别位于新地岛附近和咸海经贝加尔湖至我国东北北侧,即呈现EPECE中典型的大型斜脊/斜槽式的环流异

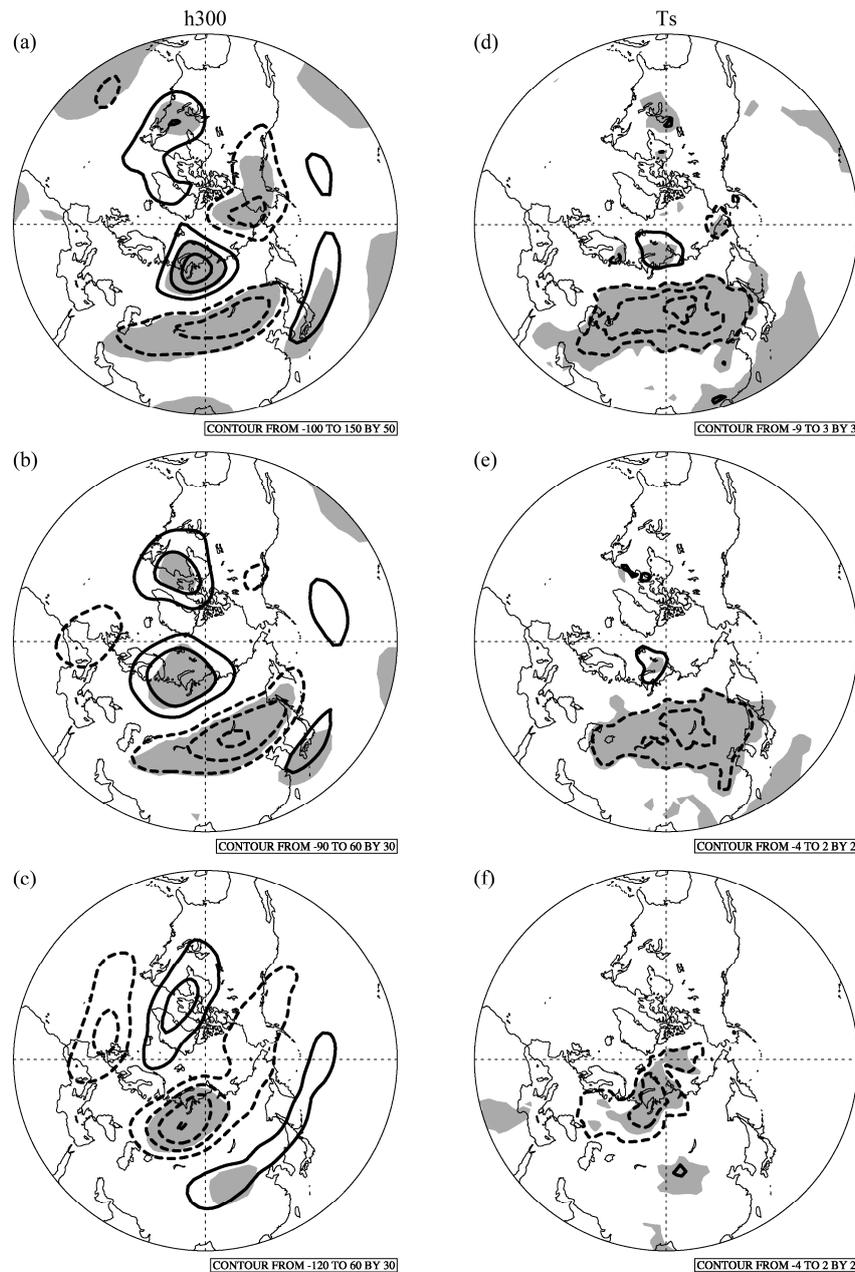


图5 合成的14个EPECE (a, d)、50个P_EPECE (b, e)以及33个CE (c, f)在第0候(以第0天为中心日期的前后2天共5天平均)的异常环流场。左列为300 hPa高度异常场,单位为m;右列为地表气温异常场,单位为 $^{\circ}\text{C}$ 。等值线间隔在(a)中为50 m, (b)、(c)中为30 m, (d)中为 3°C , (e)、(f)为 2°C ;实(虚)线代表正(负)异常,零线已略去;阴影为通过99%显著性检验的区域

Fig. 5 Composites anomalies at pentad 0 (5-day mean centered at day 0) for (a) and (d) 14 EPECE events, (b) and (e) 50 P_EPECE events and (c) and (f) 33 CE events. Left column is height anomalies at 300 hPa, units are m; right one is the surface air temperature anomalies, units are $^{\circ}\text{C}$. Contour interval is 50 m in (a), 30 m in (b) and (c), 3°C in (d) and 2°C in (e) and (f). Solid (dashed) lines represent the positive (negative) anomalies, zero lines are omitted. Shading indicates the area with 99% confidence level

常分布 (Bueh et al., 2011a)。显著 T_s 负异常则在里海经贝加尔湖至我国东北北侧出现,并有向我国东部南伸的趋势,其中心位于贝加尔湖附近。在下一候(图略),随着环流系统的东移南下,显著的 T_s 负异常在两类事件中均向南伸至我国东南地区。

而在CE事件中,第0候异常环流型(图5c)几乎与前者反相(图5a, 5b)。在巴伦支海的下游乌拉尔山以东地区出现了显著负异常(图5c),该负异常的稳定维持可能和前期在上游巴伦支海及斯堪的纳维亚地区维持的正异常(图略)向下游频散

波能量有关，呈现出驻波的特征，是一种较为典型的斯堪的纳维亚环流型 (Bueh and Nakamura, 2007)。\$T_s\$ 负异常主要位于新地岛附近 (图 5f)。以上结果表明，条件二有助于定性修正条件一的预测结果。

总之，(1) 条件二的加入有助于我们进一步判断由条件一做出的预测是否定性成立，进而提高预测准确率；(2) 虽然由两个条件预测出的事件个数多于实际 EPECE 个数，但这些事件在开始发生时仍表现出与实际 EPECE 十分类似的异常环流特征。

5 可能的影响机制

图 6 给出了 17 个 EPECE 的 (60°N~90°N, 30°W~120°E) 区域平均的合成 PV 扰动场。可以看出，PV 异常首先出现在 30~50 hPa 的中平流层 (第-20 天左右，强度约为 $-1 \times 10^{-5} s^{-1}$)，随后逐渐向下伸展并增强。第-15 天左右，对流层中上层开始出现较强的 PV 负异常。第-10 天，出现了两个 PV 异常的极小值区，分别位于对流层 400 hPa 左右和平流层 50~70 hPa 左右。从 PV 异常的水平分布来看，第-10 天，50 hPa 上主要存在两个异号的 PV 异常 (图 7a)，其中心分别位于东半球的巴伦支海和西半球的维多利亚岛附近。由于西半球的平流层 PV 异常对东半球对流层高度异常的影响较小 (图略)，后文将重点讨论东半球平流层 PV 异常

的影响。与平流层情形不同的是 (图 7a)，在 400 hPa (图 7b) 上，PV 异常的分布形势较复杂，出现了多个大范围的正、负 PV 异常中心。经分析，尽管这些中高纬度的正、负 PV 异常各自能在平流层产生引起较强的高度异常，但它们的影响存在相互抵消作用。因此，后文将分析对流层 (45°N~90°N, 60°W~120°E) 范围内所有 PV 异常对平流层高度异常的整体影响。若对整个北半球的对流层 PV 异常反演，后文结果不会被定性改变。需指出的是，位于巴伦支海及其下游巴尔喀什湖北侧的负、正 PV

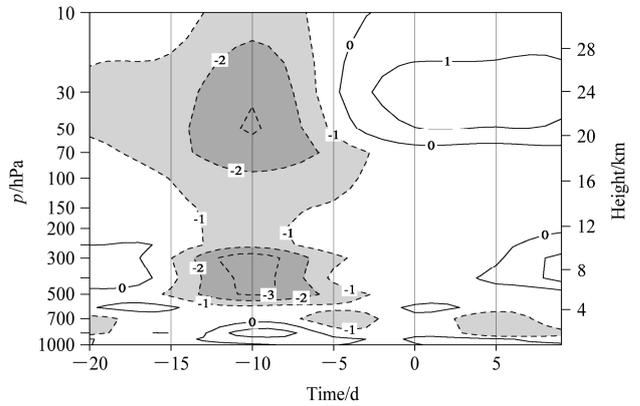


图 6 同图 3(a)，但为合成的 PV 异常场，区域平均的范围为 (60°~90°N, 30°W~120°E)，单位为 $10^{-5} s^{-1}$ 。浅阴影和深阴影分别为小于 $-1 \times 10^{-5} s^{-1}$ 和 $-2 \times 10^{-5} s^{-1}$ 的区域

Fig. 6 Same as Fig. 3 (a), but for composited PV anomalies averaged over (60°~90°N, 30°W~120°E). Units: $10^{-5} s^{-1}$. Light and heavy shading marks the regions less than $-1 \times 10^{-5} s^{-1}$ and $-2 \times 10^{-5} s^{-1}$, respectively

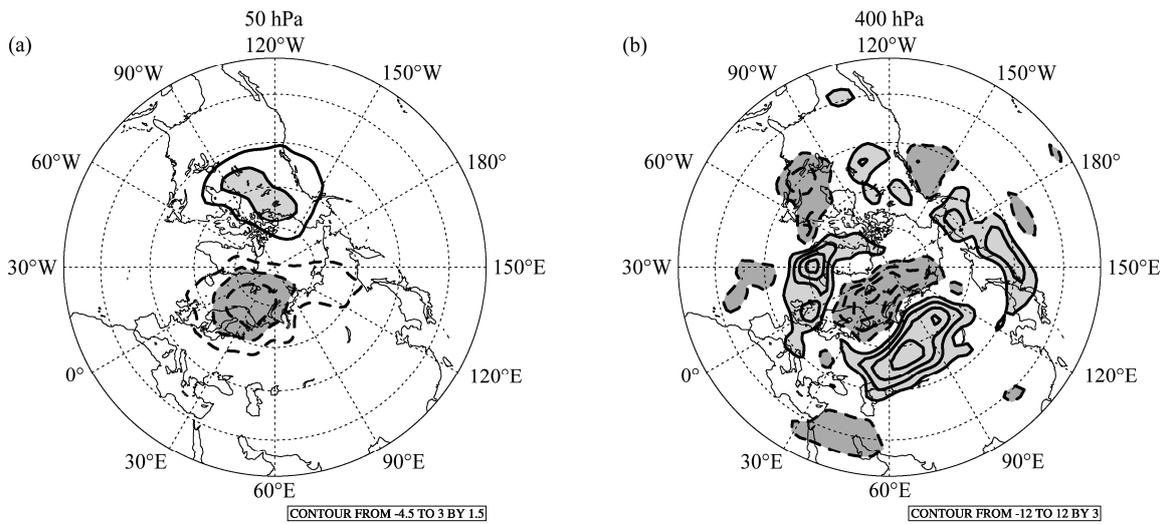


图 7 同图 6，但为 (a) 50 hPa 和 (b) 400 hPa 上的 PV 异常。深、浅阴影分别为小于 $-3 \times 10^{-5} s^{-1}$ 、大于 $3 \times 10^{-5} s^{-1}$ 的区域；等值线间隔在 (a) 和 (b) 中分别为 $1.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ 和 $3 \times 10^{-5} s^{-1}$ ；零线均已略去

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for composited PV anomalies at (a) 50 hPa and (b) 400 hPa. Heavy and light shading marks the regions less than $-3 \times 10^{-5} s^{-1}$ and larger than $3 \times 10^{-5} s^{-1}$. Contour intervals in (a) and (b) are $1.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ and $3 \times 10^{-5} s^{-1}$, respectively. Zero lines are omitted

异常(图 7b)基本对应着 EPECE 典型的大型斜脊、斜槽的异常环流形势。Bueh et al. (2011b)指出,斜脊与斜槽之间存在着强烈的波能量向下游频散的特征。换言之,斜脊的出现有利于斜槽的出现。据此,本节将以第-10天(平流层信号最强)为例,重点分析平流层 PV 异常如何影响巴伦支海附近的环流异常。

图 8 给出了 17 个 EPECE 第-10天 300 hPa 上的高度异常场(图 8a)及通过反演 PV 异常场得到的高度异常场(图 8b、c)。可以看出,通过反演整个 PV 异常(对流层和平流层)后,巴伦支海附近的高度正异常(图 8b)的强度与原高度异常基本一致(图 8a),中心强度均约为+280 m。这为后文进一步利用分部 PV 反演分析提供了基础。实际上,若为分析局地影响而将公式(1)中的 σ 取为巴伦支海附近[如(50°N~90°N, 40°W~130°E)]区域平均的气候平均值,本文结果不会被定性的改变。若仅考虑平流层(200 hPa 至 10 hPa)巴伦支海附

近(60°N~90°N, 30°W~120°E)的 PV 异常,反演得到的 300 hPa 上的高度异常的中心位置与实际位置基本吻合,其强度达+80 m 左右,约占整个高度异常(图 8a)强度的 1/4~1/3。500 hPa 的情况与此类似(图略)。实际上,通过反演平流层各层 PV 异常后发现,这种影响主要来自于该地区 70 hPa 及其以下层次上的平流层 PV 异常(图略),这与前人认为的平流层中低层的环流异常更易引起对流层环流异常的结论相一致(Colucci, 2010; Hinssen et al., 2010)。

若仅反演对流层(45°N~90°N, 60°W~120°E)范围内所有 PV 异常,可发现其在平流层中的影响随高度减弱。这里仅讨论 100 hPa 上的反演高度异常场(图 8e)。与图 8d 比较,反演出的 100 hPa 正高度异常中心的位置处于实际中心位置的偏西北,且其中心强度较弱(+20 m 左右),约占实际异常中心强度的 1/16。这表明来自对流层 PV 异常的整体局地影响较弱。实际上,该情况在更早时刻(比

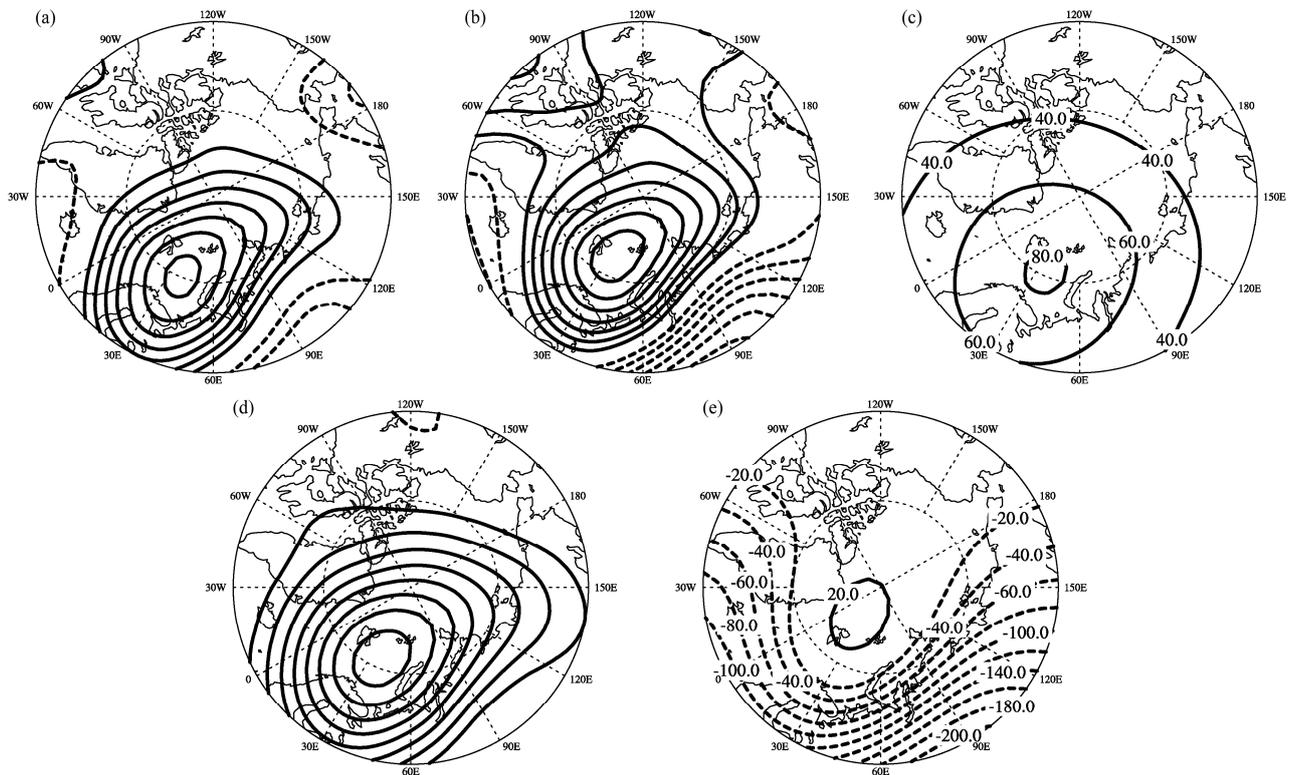


图 8 第-10天 300 hPa 上的高度异常场: (a) 17 个 EPECE 的合成; (b) 整个 PV 异常的反演场; (c) 仅反演平流层 PV 异常; (d) 同 (a), 但为 100 hPa 上的高度异常场; (e) 仅反演对流层 PV 异常得到的 100 hPa 高度异常。单位为 m; (a)、(b) 和 (d) 中的等值线间隔为 40 m, (c) 和 (e) 中为 20 m, 零线均已略去

Fig. 8 Height anomalies at 300 hPa for 17 EPECE events at day -10. (a) composite results for 17 EPECE events, (b) height anomalies by inverting the whole PV anomalies, (c) height anomalies by inverting the only stratospheric PV anomalies. (d) Same as (a), but at 100 hPa. (e) Height anomalies by inverting the only tropospheric PV anomalies. Units are m. Contour intervals are 40 m in (a), (b), and (d), 20 m in (c) and (e). Zero lines are omitted

如第-15天)也是如此。

综上所述,前期巴伦支海附近的平流层 PV 异常可影响到该地区的对流层高度异常,进而与 EPECE 的发生建立联系。

6 结论和讨论

本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料,对 52 次我国大范围持续性极端低温事件的前期平流层信号进行了研究。结果表明,有 17 个事件在其开始日期前 10 天左右巴伦支海附近出现正高度异常信号 ($>1\sigma$)。该正高度异常信号随后缓慢向东移动,并在开始日期前 5 天左右引起贝加尔湖西北侧地区纬向风场的异常。至于平流层高度场信号如何联系到 10 天后 EPECE 的发生,本文通过 PV 反演分析发现,巴伦支海地区的平流层 PV 异常可解释对流层中高度异常强度的约 1/4。这同时也表明,平流层前兆信号并不是导致 EPECE 事件是否发生的唯一或决定因子。

根据上述环流特征,本文提出了 EPECE 的两个平流层前兆信号的判别条件。条件一为巴伦支海附近出现正信号 ($\tilde{h} > 1\sigma$),若其能够持续至少 5 天,则认为在该第 5 天后的第 8 天可能会发生 EPECE。条件二,由条件一预期的发生日期前 5 天内至少有一天在 200 hPa 上贝加尔湖西北侧地区出现纬向风减弱 ($\tilde{u} < -0.5\sigma$)。通过对历史资料进行分析后,除实际发生的 14 个 EPECE 外,还有 50 个事件满足这两个条件。进一步对这 50 个事件进行合成分析发现,对流层上层 300 hPa 的高度异常呈大型斜脊/斜槽式分布,我国北方地区出现了地面气温负异常。该结果与实际 EPECE 的合成结果十分类似。因此,至少可以说,本文提出的判别条件一基本可以提前一周判断是否会发生一次低温事件。而条件二可以进一步提高其预测的准确率。但必须指出,预测出的低温事件能否持续或是否极端(即满足 Peng and Bueh (2011) 提出的 EPECE 标准),还需加强对对流层信号和其他平流层信号的监测。

从个例研究来看(Bueh et al., 2011b),对流层中的低频 Rossby 波的传播及高频瞬变涡动的反馈强迫作用对 EPECE 的发生和维持起着十分重要的作用。此外,Zeng (1983)从理论上指出,扰动的形态与急流位置之间的配置关系能影响扰动的维持和发展。符仙月和布和朝鲁(2013)也发现,降

水偏多的和偏少的 EPECE 在斜脊/斜槽空间尺度、高空的急流异常、低纬度环流系统的异常方面上均表现出较大的差异。因此,若要进一步排除 50 个 P_EPECE,还需进一步分析这 50 个事件在对流层动力学特征以及对流层环流异常上与 14 个 EPECE 的差异。这是我们下一步研究的重点。

此外,依据 Peng and Bueh (2011) 提出的 5 类 EPECE 空间分布型,前期出现共同平流层信号的 17 个事件中有 9 个事件属于全国类,4 个东部类,3 个西北—江南类,1 个东北—华北类。可见,低温事件空间分布情况复杂,同一平流层预兆信号并不唯一对应某一空间型事件。这可能与不同类型事件中(1)巴伦支海附近的平流层环流异常在下传过程中出现差异进而引起对流层中高纬度环流异常差异、(2)对流层中低纬度环流异常差异以及(3)辐射异常差异等因素有关。若能进一步细化区分不同类型低温事件前兆信号之间的差异,必将有利于提高我国对 EPECE 的预报能力。

为检验本文基于 NCEP/NCAR 再分析资料所提出的平流层信号判别方法的适用性,本文分析比较了欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的逐日再分析资料 ERA-40 (Uppala et al., 2005)。具体做法是将本文第 3 节提出的判别方法再应用于 ERA-40,重点比较两种再分析资料所得结果的异同。由于 ERA-40 再分析资料仅覆盖 1957 年 9 月至 2002 年 8 月时段,分析比较仅在该时段中进行。结果表明,在这 42 年冬季中,ERA-40 资料可挑出 46 个 P_EPECE,而 NCEP/NCAR 资料可挑出 47 个(表 2)。若允许两种资料所预测的 P_EPECE 开始日期之间相差 3 天、2 天和 1 天以内,则分别有 44 个、42 个和 39 个事件可被两种再分析资料共同预测得到。这表明本文的判别方法应用于两种再分析资料后所得分析结果基本一致,具有较好的适用性。该结果的出现应当与本文在提取平流层信号时并不使用距平场本身,而是用标准化的距平场有关。由于后者考虑进局地的气候变率(标准差),是一种相对量,因而在讨论环流异常时可以较好地减小不同资料中的系统性误差或差异。

此外需要特别指出的是,52 个 EPECE 中还存在着一些事件在前期平流层(10~30 hPa)的中低纬度出现位势高度场的负信号 ($\tilde{h} > -1\sigma$)。有研究表明,对于整个纬向平均的全球大气而言,存在着异常环流从平流层低纬向高纬并向下传播的特征,

当抵达极区对流层顶附近后，异常环流会在对流层中从高纬向低纬传播，整个周期较长，约为 110 天（Cai and Ren, 2006, 2007; Ren and Cai, 2006, 2007; 陈文和魏科, 2009）。实际上，这种起始于热带地区的环流异常的经向传播特征存在于“0801”事件中向纯怡等（2009），它加强了 2 个月后偏向东亚地区的平流层极涡。但对于其他 EPECE，其极涡的变化是否能够联系到 2 个月前的热带地区环流异常？对该问题的深入研究将为我们更长时间上预测 EPECE 的发生提供可能。

表 2 两种再分析资料得到的 P_EPECE 开始日期及其两者之间的偏差日数。“—”表示该再分析资料没有分析得到 P_EPECE 或偏差日缺省

Table 2 Start dates of P_EPECE events based on the two reanalysis data sets and the corresponding different days between them. “—” denotes that the particular event cannot be predicted by the reanalysis data set or that the different days is default

| 序列 | NCEP | ERA40 | 偏差 日数 | 序列 | NCEP | ERA40 | 偏差 日数 |
|----|------------|------------|----------|----|------------|------------|----------|
| 1 | 1959-11-13 | 1959-11-13 | 0 | 26 | 1981-11-18 | 1984-11-18 | 0 |
| 2 | 1959-12-14 | 1959-12-12 | 2 | 27 | 1984-12-25 | 1984-12-28 | -3 |
| 3 | 1960-01-22 | — | — | 28 | 1985-01-10 | 1985-01-13 | -3 |
| 4 | 1960-12-23 | 1960-12-23 | 0 | 29 | — | 1985-01-29 | — |
| 5 | 1961-01-08 | 1961-01-08 | 0 | 30 | 1985-03-06 | 1985-03-06 | 0 |
| 6 | 1962-11-19 | 1962-11-18 | 1 | 31 | 1985-11-24 | 1985-11-24 | 0 |
| 7 | 1966-01-20 | 1966-01-20 | 0 | 32 | 1985-12-08 | 1985-12-08 | 0 |
| 8 | 1966-11-27 | 1966-11-27 | 0 | 33 | 1986-02-07 | 1986-02-07 | 0 |
| 9 | 1966-12-17 | 1966-12-17 | 0 | 34 | 1987-02-21 | 1987-02-21 | 0 |
| 10 | 1968-02-01 | 1968-01-31 | 1 | 35 | 1987-03-16 | 1987-03-14 | 2 |
| 11 | 1969-01-30 | 1969-01-30 | 0 | 36 | — | 1988-01-01 | — |
| 12 | 1970-12-01 | 1970-12-01 | 0 | 37 | 1991-01-09 | 1991-01-10 | -1 |
| 13 | 1971-02-25 | 1971-02-26 | -1 | 38 | 1991-02-12 | 1991-02-11 | 1 |
| 14 | 1972-01-21 | 1972-01-21 | 0 | 39 | 1991-03-12 | 1991-03-12 | 0 |
| 15 | 1974-03-16 | — | — | 40 | 1992-02-02 | 1992-02-02 | 0 |
| 16 | 1974-11-13 | 1974-11-13 | 0 | 41 | 1993-11-17 | 1993-11-17 | 0 |
| 17 | 1975-12-08 | 1975-12-07 | 1 | 42 | 1993-12-01 | 1993-12-01 | 0 |
| 18 | 1976-12-22 | 1976-12-23 | -1 | 43 | 1994-12-10 | 1994-12-11 | -1 |
| 19 | 1977-01-17 | 1977-01-17 | 0 | 44 | 1995-12-15 | — | — |
| 20 | 1977-01-31 | 1977-01-31 | 0 | 45 | 1996-01-23 | 1996-01-25 | -2 |
| 21 | 1977-12-09 | 1977-12-09 | 0 | 46 | 1998-01-16 | 1998-01-16 | 0 |
| 22 | 1978-02-15 | 1978-02-14 | 1 | 47 | 1999-03-19 | 1999-03-18 | 1 |
| 23 | 1979-11-04 | 1979-11-04 | 0 | 48 | 2000-12-25 | 2000-12-25 | 0 |
| 24 | 1979-12-25 | 1979-12-24 | 1 | 49 | 2001-12-08 | 2001-12-09 | -1 |
| 25 | 1981-02-23 | 1981-02-22 | 1 | | | | |

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.

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, Stephenson D B, Thompson D W J, et al. 2003. Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts [J]. *Science*, 301 (5633): 636-640.

Bueh C, Nakamura H. 2007. Scandinavian pattern and its climatic impact [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133 (629): 2117-2131.

Bueh C, Fu X Y, Xie Z W. 2011a. Large-scale circulation features typical of wintertime extensive and persistent low temperature events in China [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 4 (4): 235-241.

Bueh C, Shi N, Xie Z W. 2011b. Large-scale circulation anomalies associated with persistent low temperature over southern China in January 2008 [J]. *Atmos. Sci. Lett.*, 12 (3): 273-280.

Cai M, Ren R C. 2006. 40-70 day meridional propagation of global circulation anomalies [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (6): L06818, doi:10.1029/2005GL025024.

Cai M, Ren R C. 2007. Meridional and downward propagation of atmospheric circulation anomalies. Part I: Northern Hemisphere cold season variability [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (6): 1880-1901.

Charney J G, Stern M E. 1962. On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 19 (2): 159-172.

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.

Christiansen B. 2005. Downward propagation and statistical forecast of the near-surface weather [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D14), doi:10.1029/2004JD005431.

Colucci S J. 2010. Stratospheric influences on tropospheric weather systems [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67 (2): 324-344.

Davis C A. 1992. Piecewise potential vorticity inversion [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49 (16): 1397-1411.

符仙月, 布和朝鲁. 2013. 中国大范围持续性低温事件与中国南方降水异常 [J]. *大气科学*, 37 (6): 1247-1260. Fu Xianyue, Bueh Cholaw. 2013. Wintertime extensive and persistent low-temperature events of China and anomalous precipitation over southern China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 37 (6): 1247-1260.

Hartley D E, Villarin J T, Black R X, et al. 1998. A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere [J]. *Nature*, 391 (6666): 471-473.

Hinssen Y, van Delden A, Opsteegh T, et al. 2010. Stratospheric impact on tropospheric winds deduced from potential vorticity inversion in relation to the Arctic Oscillation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136 (646): 20-29.

Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111 (470): 877-946.

胡永云. 2006. 关于平流层异常影响对流层天气系统的研究进展 [J]. *地球科学进展*, 21 (7): 713-720. Hu Yongyun. 2006. On the influence of stratospheric anomalies on tropospheric weather systems [J]. *Advances in*

- Earth Science (in Chinese), 21 (7): 713–720.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–470.
- Kaylor R E. 1977. Filtering and decimation of digital time series [R]. Tech. Rep. Note BN 850, 14 pp. (Available from Engineering and Physical Science Library, University of Maryland at College Park, College Park, MD 20740.)
- Kodera K, Yamazaki K, Chiba M, et al. 1990. Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 17 (9): 1263–1266.
- 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.
- Nishii K, Nakamura H. 2005. Upward and downward injection of Rossby wave activity across the tropopause: A new aspect of the troposphere–stratosphere dynamical linkage [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (606): 545–564.
- Peng J B, Bueh C. 2011. The definition and classification of extensive and persistent extreme cold events in China [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 4 (5): 281–286.
- Ren R C, Cai M. 2006. Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 23 (6): 884–900.
- 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, doi:10.1029/2006GL028729.
- 陶诗言, 卫捷. 2008. 2008年1月我国南方严重冰雪灾害过程分析 [J]. *气候与环境研究*, 13 (4): 337–350. Tao Shiyan, Wei Jie. 2008. Severe snow and freezing-rain in January 2008 in the southern China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 13 (4): 337–350.
- Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (612): 2961–3012.
- 王东海, 柳崇健, 刘英, 等. 2008. 2008年1月中国南方低温雨雪冰冻天气特征及其天气动力学成因的初步分析 [J]. *气象学报*, 66 (3): 405–422. Wang Donghai, Liu Chongjian, Liu Ying, et al. 2008. A preliminary analysis of features and causes of the snow storm event over the Southern China in January 2008 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (3): 405–422.
- 向纯怡, 何金海, 任荣彩. 2009. 2007/2008年冬季平流层环流异常及平流层—对流层耦合特征 [J]. *地球科学进展*, 24 (3): 338–348. Xiang Chunyi, He Jinhai, Ren Rongcai. 2009. Stratospheric oscillation and stratosphere-troposphere coupling in 2007/2008 winter [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 24 (3): 338–348.
- Zeng Q C. 1983. The evolution of a Rossby-wave packet in a three-dimensional baroclinic atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40 (1): 73–84.