

张乐英, 徐海明, 施宁. 2017. 冬季南极涛动对欧亚大陆地表气温的影响 [J]. 大气科学, 41 (4): 869–881. Zhang Leying, Xu Haiming, Shi Ning. 2017. Influence of the Antarctic oscillation on surface air temperature over the Eurasian continent during boreal winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (4): 869–881, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1612.16228.

冬季南极涛动对欧亚大陆地表气温的影响

张乐英^{1,2} 徐海明^{1,2} 施宁^{1,2}

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/气候与环境变化国际合作联合实验室, 南京 210044

² 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

摘 要 基于 1962~2011 年 NCEP/NCAR 逐日再分析资料, 本文研究了北半球冬季南极涛动 (Antarctic Oscillation, AAO) 对欧亚大陆地表气温的影响及其物理过程。线性回归结果表明, 在扣除冬季 ENSO 信号后, 1 月 AAO 与 2 月欧亚大陆地表气温呈显著正相关关系。当 1 月 AAO 处于正位相时, 东南太平洋出现显著的位势高度正异常, 这对应着南半球副热带高压的增强。该高度正异常在空间上从南半球向北扩展至北半球东太平洋地区, 在时间上可一直持续到 2 月, 它在南北半球相互作用过程中起重要作用。2 月, 北半球东太平洋高度正异常随高度向北倾斜, 在对流层上层位于美国西南侧, 该位置对应着北大西洋风暴轴入口处。进一步的相关分析表明, 美国西南侧的高度正异常与地中海西北侧的瞬变波活动显著正相关, 进而对应着斯堪的纳维亚半岛地区的高度负异常的形成。该负异常通过向下游频散波能量, 引起贝加尔湖西侧高度正异常, 形成典型的负位相斯堪的纳维亚环流型。该环流型对应 60°N 附近的西风异常, 抑制了北侧冷空气南下, 进而引起欧亚大陆地表气温正异常, 反之亦然。

关键词 南极涛动 地表气温 高频瞬变涡动反馈强迫 波作用通量

文章编号 1006-9895(2017)04-0869-13

中图分类号 P446

文献标志码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1612.16228

Influence of the Antarctic Oscillation on Surface Air Temperature over the Eurasian Continent during Boreal Winter

ZHANG Leying^{1,2}, XU Haiming^{1,2}, and SHI Ning^{1,2}

¹ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD)/ Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME) / Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

² College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract Based on the NCEP/NCAR daily reanalysis data over the period from 1962 to 2011, this study reveals the relationship between Antarctic Oscillation (AAO) and surface air temperature over the Eurasian continent during the boreal winter. The linear regression results show that after filtering out the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) signal, the AAO in January is significantly and positively correlated with the air temperature over the Eurasian continent in

收稿日期 2016-09-12; **网络预出版日期** 2016-12-14

作者简介 张乐英, 女, 1990 年出生, 博士研究生, 主要从事海气相互作用研究。E-mail: zhangleyingzi@126.com

通讯作者 徐海明, E-mail: hxu@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41575057、41575077、41490643, 江苏省 333 高层次人才培养工程 BRA2015290, 江苏省高校自然科学研究重大项目 15KJA170004, 江苏省研究生创新计划项目 KYLX15-0860

Funded by National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 41575057, 41575077, 41490643), “333” Project of Jiangsu Province (Grant BRA2015290), Natural Science Foundation of High Education of Jiangsu Province (Grant 15KJA170004), Innovation Project for Graduate Student of Jiangsu Province (Grant KYLX15-0860)

February. When a stronger AAO occurs in January, positive geopotential height anomaly appears over the southeastern Pacific and enhances the subtropical high in the southern Hemisphere. Furthermore, it extends northward to the eastern Pacific and persists from January to February, which acts as the key circulation in the inter-hemispheric interaction. In February, the eastern Pacific geopotential height anomaly tilts northward with altitude and anchors over southwestern America in the upper troposphere, which is right at the entrance of the climatological North Atlantic storm track. The geopotential height anomaly at southwestern America is positively correlated with the transient eddy activities over the northwestern Mediterranean Sea, which can trigger a negative geopotential height anomaly over the Scandinavian. Due to the downstream dispersion of wave energy originated from the Scandinavian geopotential height anomaly, positive anomaly develops to the west of the Lake Baikal and the negative phase of the Scandinavian pattern forms with increased westerlies around 60°N. The increased westerlies can suppress the southward invasion of cold air and thus are favorable for the development and maintenance of above-normal temperature over Eurasian continent, and vice versa.

Keywords Antarctic Oscillation, Surface air temperature, High-frequency transient eddy feedback forcing, Wave activity flux

1 引言

南极涛动 (Antarctic Oscillation, AAO) 是具有半球尺度的大气环流异常型, 因其水平方向的环状空间结构也被称为南半球环状模 (SAM), 表现为南半球中高纬度大气质量变化的“跷跷板”结构 (龚道溢和王绍武, 1998; Gong and Wang, 1999; Thompson and Wallace, 2000; Li and Wang, 2003); 在垂直方向上, AAO 在南半球整个对流层中表现为正压结构 (Kindson, 1988; Gong and Wang, 1999; Thompson and Solomon, 2002)。作为南半球最重要的大气环流系统 (Trenberth et al., 2005), AAO 对南半球气候, 例如, 南极海冰 (Yuan and Li, 2008)、南极地表气温 (Marshall and Connolley, 2006; Marshall and Bracegirdle, 2015) 以及澳大利亚、南非和南美的降水 (Silvestri and Vera, 2003; Hendon et al., 2007; Li and Smith, 2009; Malherbe et al., 2014) 均有重要影响。最近的研究还表明 AAO 对热带气旋的频率 (Choi et al., 2014a) 和南半球阻塞事件 (Mendes and Cavalcanti, 2014) 也有显著影响。

实际上, AAO 对大气环流的影响并不局限于南半球, 它甚至可以影响到北半球。Fan and Wang (2004) 指出北半球冬、春季 AAO 可通过两半球的经向遥相关和沿太平洋波列影响欧亚中高纬度西风和阿留申低压, 进而影响中国北部沙尘天气频次的年际和年代际变化。数值试验也进一步证实了南北两半球间的欧亚经向遥相关型的存在 (范可和王会军, 2007)。Wu et al. (2009) 研究表明, 当北半球秋季 SAM 偏强时, 冬季 Hadley 环流偏弱, 有利于对流层低层的南风异常, 最终使得东亚冬季风

偏弱。此外, 很多学者研究了不同季节 AAO 对东亚降水的影响。Nan and Li (2003) 发现北半球春季 AAO 正位相时, 中国夏季季风降水正异常。Choi et al. (2014b) 研究表明北半球 8 月 AAO 与同期朝鲜降水呈显著正相关关系。Wu et al. (2015) 指出北半球冬季 AAO 与冬季中国南部降水呈显著的负相关关系。北半球冬季 AAO 还可以影响次年春季华南降水 (郑菲和李建平, 2012; Zheng et al., 2015) 和次年夏季长江中下游的旱涝急转现象 (吴志伟等, 2006)。除东亚降水外, 北半球春季 AAO 对北美夏季季风降水 (Sun, 2010) 和西非夏季降水 (Sun et al., 2010) 都有重要影响。其中, 海表面温度 (SST) 的“记忆”作用为南半球 AAO 跨季节影响北半球气候提供了可能途径 (郑菲和李建平, 2012; Liu et al., 2015)。AAO 可通过海表面热量变化和海洋中的经向 Ekman 流引起南半球中高纬度反向的 SST 异常带 (Ciasto and Thompson, 2008; Liu et al., 2015), 该 SST 异常带可一直持续到下个季节, 并通过调控西北太平洋副热带高压 (郑菲和李建平, 2012)、Hadley 环流 (Liu et al., 2015; Shi et al., 2016) 和赤道辐合带 (Wu et al., 2015) 影响北半球气候。此外, 一些研究也强调了马斯克林高压和索马里急流在 AAO 影响北半球气候中的桥梁作用 (薛峰等, 2003; Ho et al., 2005; Shi et al., 2016)。

综上所述, AAO 可影响到北半球气候, 尤其是降水。相对而言, AAO 对北半球地表气温的影响研究较少。此外, 前人的研究多集中在 AAO 对后期气候的跨季节影响, 而对季节内的研究甚少。为此, 本文将重点研究北半球冬季 AAO 在年际及季节内时间尺度上对地表气温的影响及可能的物理机制。若北半球冬季 AAO 与北半球地表气温存在

显著相关关系,其可能的动力学链接过程是什么?本文第2节是资料和方法介绍,第3节指出了1月AAO与2月欧亚大陆地表气温呈显著正相关关系,其可能的影响过程在第4节,最后给出结论和讨论。

2 资料和方法

2.1 资料

本文所用资料为:(1) NCEP (National Centers for Environmental Prediction)/NCAR (National Center for Atmospheric Research) 逐日再分析资料 (Kalnay et al., 1996), 所选要素场包括气温、水平风场、垂直速度和位势高度场, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 垂直方向 17 层。(2) Hadley 中心的逐月海表面温度资料 (HadISST1), 水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。此外, 本文还利用中国国家气象信息中心台站资料插值的 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 逐日地表气温数据 (http://data.cma.gov.cn/data/detail/dataCode/SURF_CLI_CHN_TEM_DAY_GRID_0.5.html[2014-07-24]), 参考气候变化检测和指标专家组给出的气候指数定义 (Karl et al., 1999; Grotjahn et al., 2016), 计算了 4 种极端低温指数: 冷日 (TX10p)、冷夜 (TN10p)、最高气温极小值 (TXn) 和极端最低气温 (TNn), 其具体定义如表 1 所示。在计算过程中首先使用 5 天滑动取样方法对气温资料进行处理, 基底年选择 1971~2000 年 (尹珊等, 2013)。AAO 指数定义为南半球 20°S 以南 700 hPa 月平均异常高度场的经验正交函数第一模态 (EOF1) 所对应的标准化时间序列 (PC1) (Thompson and Wallace, 2000)。为讨论方便, 本文主要分析上述资料的重叠时间, 即 1962 年 1 月至 2011 年 12 月, 共 50 年。

表 1 极端低温指数定义

Table 1 Definition of extreme low temperature indices

序号	简称	名称	定义	单位
1	TX10p	冷日	日最高气温 (TX) < 10% 分位值的天数	d
2	TN10p	冷夜	日最低气温 (TN) < 10% 分位值的天数	d
3	TXn	最高气温极小值	每月日最高气温的最小值	$^{\circ}\text{C}$
4	TNn	极端最低气温	每月日最低气温的最小值	$^{\circ}\text{C}$

考虑到 AAO 指数有显著的增加趋势 (Zheng et al., 2015), 本文在计算前已去掉所有资料中的长期线性趋势。此外, 本文还利用傅里叶分析滤除了资料中的前三波, 即认为滤除了年代际变化 (Zhang

et al., 2017), 重点讨论 AAO 年际变化的影响。

众所周知, El Niño–Southern Oscillation (ENSO) 在年际尺度上对全球大气环流有重要影响, 尤其对欧亚地区 (Zhang et al., 1999; Zhou et al., 2010)。实际上, L'Heureux and Thompson (2006) 研究表明, ENSO 可解释北半球冬季 AAO 约 25% 的年际变率。因此, 在研究 AAO 对北半球的影响时, 有必要扣除 ENSO 的影响。本文主要利用回归分析的方法扣除 ENSO 信号, 即将前年 12 月至当年 2 月平均的标准化的 Niño 3.4 区 ($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{W}$) SST 作为 ENSO 指数, 用该指数回归各变量场, 再用各变量场的原始场减去其对应的回归场, 即认为得到与当年 ENSO 线性无关的变量场。上述做法与 Gong et al. (2011) 类似。以 1 月 AAO 指数为例, 图 1 给出了扣除 ENSO 信号前后 1 月 SST 对 1 月 AAO 指数的回归场。可以发现, 在扣除 ENSO 信号后, 1 月 AAO 与 1 月东太平洋 SST 的显著负相关关系也随之消失, 即认为本文上述做法基本可以去除 ENSO 信号的线性影响。

2.2 高频瞬变涡动反馈强迫 (TEFF)

中高纬度瞬变波活动对低频高度场异常起重要作用, 其强迫作用主要通过高频涡动的涡度和热量通量的辐合辐散产生 (Lau and Holopainen, 1984; Lau and Nath, 1991; 施宁, 2013)。各月的瞬变波活动强度利用 8 天以下高通滤波的 300 hPa 位势高度场月平均方差的平方根来表征 (Blackmon, 1976)。TEFF 用位势倾向方程来表征 (Lau and Holopainen, 1984; Holopainen and Fortelius, 1987):

$$\begin{cases} g \left[\frac{1}{f} \nabla^2 + f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{1}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right] \frac{\partial Z}{\partial t} = D_{\text{heat}} + D_{\text{vort}} + R \\ D_{\text{heat}} = f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\nabla \cdot \mathbf{V}' \theta'}{\bar{S}} \right) \\ D_{\text{vort}} = -\nabla \cdot \mathbf{V}' \zeta' \end{cases} \quad (1)$$

上、下边界分别为 100 hPa 和 1000 hPa, 需要满足:

$$\begin{cases} -\frac{g p}{R} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/C_p} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_{\text{heat}} = -\nabla \cdot \mathbf{V}' \theta' \\ \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial Z}{\partial t} \right)_{\text{vort}} = 0 \end{cases} \quad (2)$$

其中, “'” 和 “—” 分别表示 8 天高通滤波和 8 天低通滤波场。公式 (1) 中, $\sigma = -(\alpha/\theta)(\partial\theta/\partial p)$ 为静力稳定度参数, α 为比容, $\bar{S}$ 表示北半球平均的 $-\partial\bar{\theta}/\partial p$ 。为计算方便, f 取为 43°N 上的科氏参

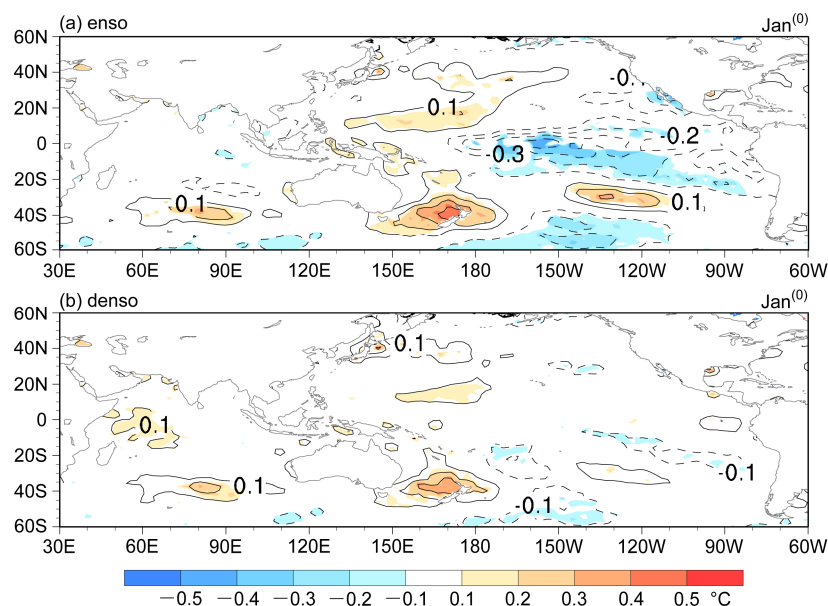


图 1 1 月海表面温度 (SST, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 对 1 月南极涛动 (AAO) 指数的回归系数: (a) 未扣除冬季 ENSO 信号; (b) 扣除冬季 ENSO 信号后。上标“(0)”表示当年, 阴影表示通过 95% 信度检验的区域

Fig. 1 Regression coefficients of the sea surface temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) onto the AAO (Antarctic Oscillation) index in January: (a) Before the removal of ENSO; (b) after the removal of ENSO. Superscript “(0)” denotes the simultaneous year. Shading represents the statistically significant coefficients over the 95% confidence level

数 ($1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$; Holopainen and Fortelius, 1987), R 为准地转位涡方程中的剩余项, 包括低频环流的水平平流, 非绝热加热以及摩擦。公式下标 “heat” 和 “vort” 分别表示高频瞬变涡动的热量和涡度通量的作用。其它变量则为常用的气象要素。参照 Holopainen and Fortelius (1987) 和施宁 (2013), 利用球谐函数对公式 (1) 中的二维拉普拉斯算子在球面上展开计算 (本文采用 T21 谱截断)。

2.3 波作用通量

本文利用 Takaya and Nakamura (1997, 2001) 推导的三维波作用通量来表征与 AAO 有关的低频 Rossby 波的能量频散特征。在 Wentzel-Kramers-Brillouin 近似下, 该通量与波位相无关并与低频 Rossby 波局地的三维群速度方向平行。该波作用通量的水平分量为

$$\mathbf{W} = \frac{P}{2|\mathbf{U}|} \left[\frac{U(v'^2 - \psi'v'_x) + V(-u'v' + \psi'u'_x)}{U(-u'v' + \psi'u'_x) + V(u'^2 + \psi'u'_y)} \right] \quad (3)$$

其中, ψ' 表示准地转扰动流函数, $\mathbf{U} = (U, V)$ 为基本流场, u' 、 v' 分别为扰动的准地转纬向风和经向风, 这里指与 AAO 有关的风速, P 为除以 1000 hPa 后的气压场。

3 北半球冬季 AAO 对地表气温及环流的影响

图 2 给出了地表气温对 AAO 指数的回归场。可以看出, 冬季 AAO 对欧亚大陆地表气温的影响存在明显的季节内变化特征。具体而言, 前期 12 月 AAO 显著影响 1 月欧亚大陆地表气温的区域范围较小, 仅局限在北冰洋和东亚到黑潮延伸体的区域。与此形成对比的是, 前期 12 月和 1 月 AAO 与 2 月欧亚大陆气温密切相关。其中, 1 月 AAO 与 2 月地表气温的正相关关系尤为显著, 几乎横跨整个欧亚大陆 (图 2c), 即当 1 月 AAO 处于正 (负) 位相时, 2 月欧亚大陆明显增温 (降温)。这与范可和王会军 (2006) 的结论基本一致, 但图 2 更进一步揭示了 AAO 与欧亚大陆地表气温在季节内时间尺度上也存在显著的相关关系。需要注意的是, 1 月 AAO 与中国东部气温也有显著的正相关关系 (图 2c), 本文第 5 节将讨论 1 月 AAO 对中国极端气温的影响。此外, 本文也计算了逐月 AAO 指数与地表气温的同期相关关系, 但相关并不明显 (图略)。据此, 本文将主要研究 1 月 AAO 对同年 2 月欧亚大陆地表气温的影响。

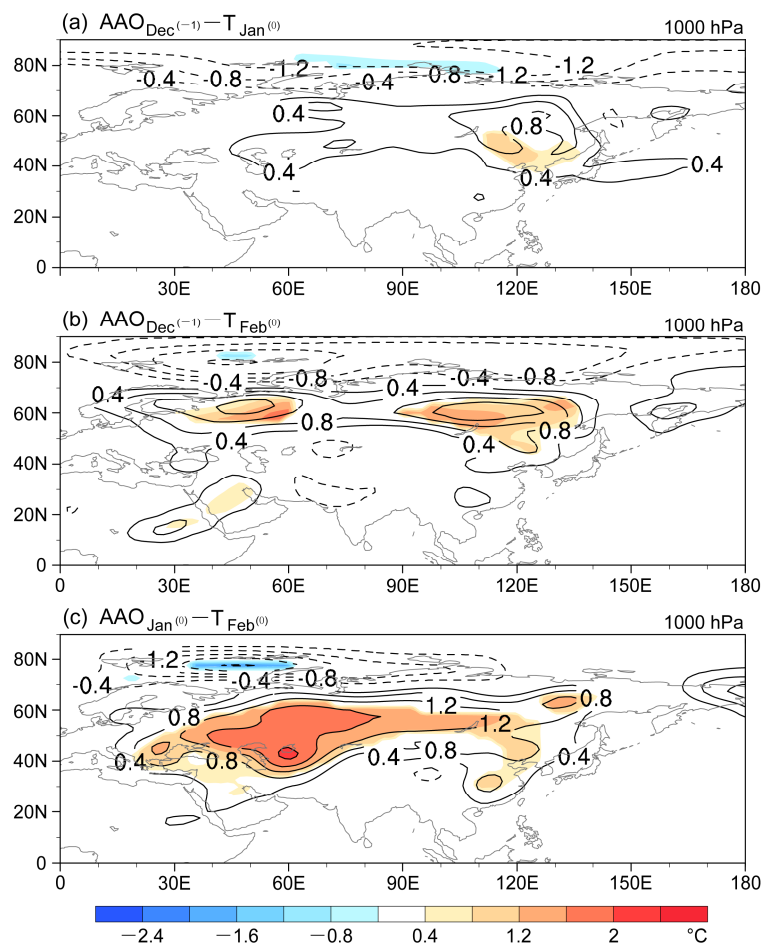


图2 1000 hPa 气温(单位: $^{\circ}\text{C}$)对 AAO 指数的回归系数: (a) 1 月气温对 12 月 AAO 指数的回归系数; (b) 2 月气温对 12 月 AAO 指数的回归系数; (c) 2 月气温对 1 月 AAO 指数的回归系数。上标“(-1)”和“(0)”分别表示前年和当年。阴影表示通过 95% 信度检验的区域

Fig. 2 Regression coefficients of the 1000 hPa air temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) onto the AAO index: (a) Regression coefficients of air temperature in January onto the AAO index in the preceding December; (b) regression coefficients of air temperature in February onto the AAO index in the preceding December; (c) regression coefficients of air temperature in February onto the AAO index in January. Superscripts “(-1)” and “(0)” denote the preceding and simultaneous years, respectively. Shadings represent the statistically significant coefficients over the 95% confidence level

图3为1、2月位势高度场和风场对1月AAO指数的回归场。从图3a和3c可以看出,当1月AAO为正位相时,南半球中、高纬度分别为显著的位势高度正、负异常,呈现典型正位相AAO的水平结构(龚道溢和王绍武,1998;Thompson and Wallace, 2000)。需指出的是,与1月相比,南半球中高纬度异常高度场在2月基本无显著相关区域,这表明AAO信号在月际尺度上的持续性较差(Feldstein, 2000; Pan and Jin, 2005)。1月,南半球中纬度的位势高度正异常位于东南太平洋副热带高压气候态(图3c 1525 gpm 黑色等值线)及其北侧,这有利于南半球副热带高压的增强及北扩。从图3a可看出,该高度正异常可一直延伸至300 hPa。Wang et

al. (2005) 通过个例研究指出8至10月层云冷却可引起对流层低层东太平洋异常高度场的向北扩展。但此机制是否适用于本文,仍值得今后进一步研究。对比图3c和3d,可以发现北半球赤道东太平洋高度正异常从1月持续至2月。为验证该信号的持续性,本文计算了扣除ENSO信号后1、2月850 hPa ($25^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$) 区域平均的高度场的相关系数,两者的相关系数为0.40,可通过95%信度检验,即当1月东太平洋出现高度异常,它可一直持续至2月,存在着较强的持续性。从1月AAO指数回归的高度场的纬度-高度剖面图(图4)也可以看出,与1月AAO有关的南半球对流层低层的位势高度正异常可扩展到北半球的

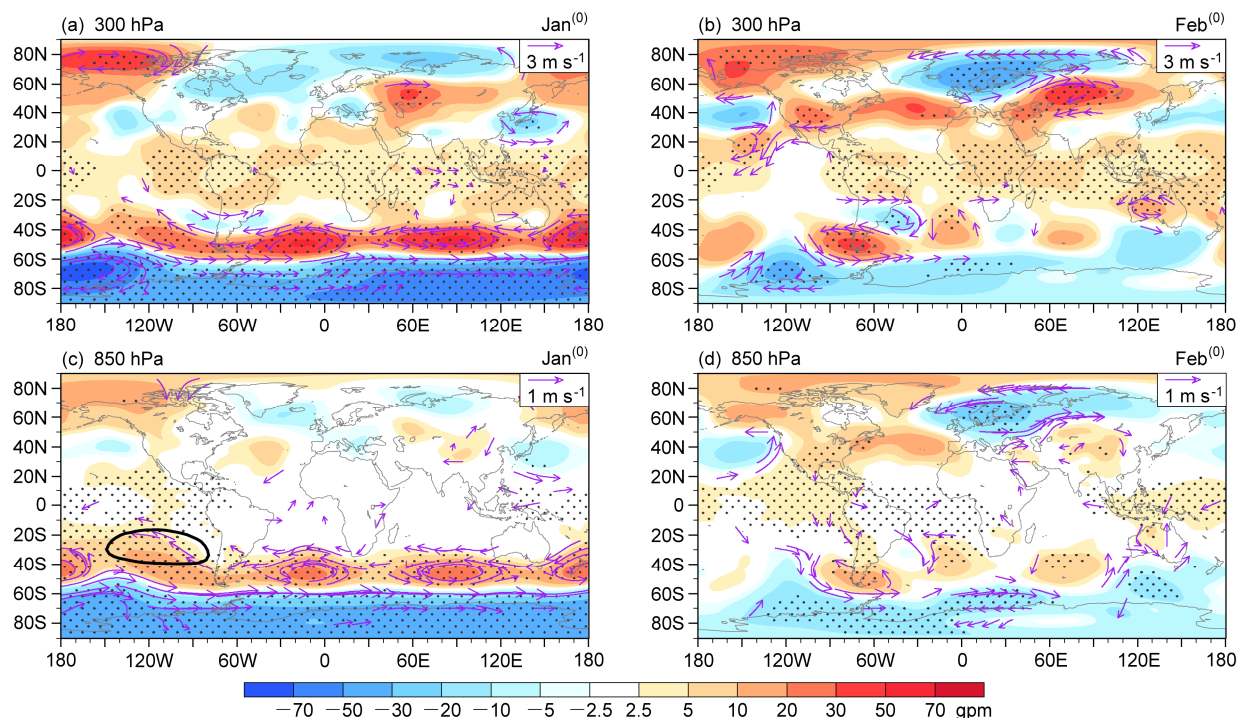


图3 (a) 1月 300 hPa、(b) 2月 300 hPa、(c) 1月 850 hPa 和 (d) 2月 850 hPa 位势高度场 (阴影, 单位: gpm) 和风场 (箭头, 单位: m s^{-1}) 对 1 月 AAO 指数的回归系数。图 c 中的 1525 gpm 黑色等值线表示南半球副热带高压气候态。风场仅给出纬向或经向通过 95% 信度检验的风场, 点状区域表示高度异常场通过 95% 信度检验的区域

Fig. 3 Regression coefficients of geopotential height (shadings, units: gpm) and horizontal winds (vectors, units: m s^{-1}) onto the AAO index in January: (a) 300 hPa in January; (b) 300 hPa in February; (c) 850 hPa in January; (d) 850 hPa in February. The black contour in (c) is the contour of 1525 gpm, which represents the climatological subtropical high in the South Hemisphere. Only the winds with their zonal or meridional components exceeding the 95% confidence level are shown. Stippled areas represent the geopotential height anomalies statistically significant at the 95% confidence level

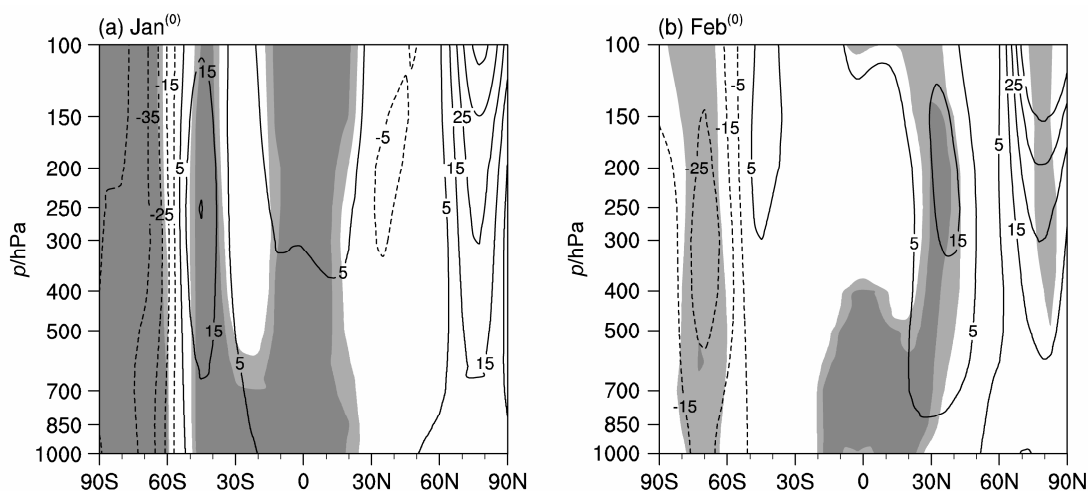


图4 (a) 1月、(b) 2月 ($130^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$) 纬向平均的位势高度场 (等值线, 单位: gpm) 对 1 月 AAO 指数的回归系数的纬度—高度剖面。深、浅阴影分别表示高度异常场通过 99%、95% 信度检验的区域

Fig. 4 Latitude–height cross sections of regression coefficients of geopotential height (contours, units: gpm) zonally averaged over $130^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ in (a) January and (b) February onto the AAO index in January. Light and heavy shadings represent the height anomalies statistically significant at the 95% and 99% confidence levels, respectively

东太平洋附近, 并维持至 2 月。其中, 2 月东太平洋的高度正异常随高度向北倾斜, 在对流层高层位于美国西南部 (大约 30°N , 图 3b 和 4b)。除美国西南部显著高度正异常外, 2 月斯堪的纳维亚半岛和贝加尔湖西侧地区分别出现了显著的高度负异常和正异常 (图 3b 和 3d), 且这些异常在整个对流层中均为正压结构, 呈现较典型的斯堪的纳维亚环流型 (SCA 型; Bueh and Nakamura, 2007), 只是东大西洋的正异常活动中心的显著性较弱。需注意的是, 斯堪的纳维亚半岛的高度负异常和贝加尔湖西侧的高度正异常可引起欧亚大陆 60°N 附近的西风异常, 抑制北侧冷空气的南侵, 进而引起欧亚大陆地表气温正异常 (图 2c)。由此可见, 1 月 AAO 通过 2 月 SCA 型的形成进而直接影响 2 月欧亚大陆地表气温。

4 可能的影响过程

上节分析表明, 除 SCA 型外, 2 月美国西南侧还出现了显著的位势高度正异常。实际上, 该高度正异常恰好位于北太平洋风暴轴气候态 (图 5a 黑色等值线) 的入口处。很多研究表明, 北大西洋风暴轴对欧亚大陆上空的环流系统有重要影响 (Joung and Hitchman, 1982; Takaya and Nakamura, 2005)。Rogers (1997) 指出北大西洋风暴轴旋转主成分分析第一模态与斯堪的纳维亚和巴伦支海北部的月平均海平面气压变率密切相关。曾鼎文等 (2015) 研究发现北大西洋风暴轴偏东时, 西伯利亚高压面积减小、纬度偏南、强度减弱, 使得西伯利亚及东亚地区温度偏高。因此, 美国西南部的高度正异常可能通过北大西洋风暴轴进而影响其下游的环流系统。为分析美国西南部高度正异常与北大西洋风暴轴的相关关系, 本文定义了 ($25^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$, $115^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$) (图 5a 紫色矩形框) 区域平均的位势高度标准化指数为美国西南部高度场指数。图 5a 为 2 月瞬变波活动强度对 2 月美国西南部高度场指数的回归系数。可以看出, 瞬变波活动从美国东北部到地中海西北部均显著增强, 且显著区域几乎横跨整个北大西洋。图 5b 为 2 月瞬变波活动强度对 1 月 AAO 指数的回归系数, 尽管该瞬变波活动异常 (图 5b) 有所减弱, 但地中海西北侧仍有显著的瞬变波活动正异常, 这表明 1 月正位相 AAO 可以通过 2 月美国西南侧的高度正异常增强地中海西北侧的瞬变波活动。在中高纬地区, 瞬变波活动异常对

低频环流异常起重要作用 (廉毅等, 2010; 张冬斌等, 2011; 周星妍等, 2015)。理论上, 增强的瞬变波活动可通过高频涡动的涡度和热量通量的辐合辐散在其北侧激发出异常的气旋性环流, 在其南侧激发出异常的反气旋性环流 (Lau and Holopainen, 1984; 施宁, 2013)。如图 5c, 地中海西北侧增强的瞬变波活动在其北侧激发出异常的气旋性环流, 这有利于斯堪的纳维亚半岛附近的高度负异常的形成, 在瞬变波活动南侧也伴有异常的反气旋性环流, 但是未通过 95% 信度检验。

图 6 为 2 月位势高度对 1 月 AAO 指数的回归系数及对应的波作用通量。可以看出, Rossby 波从斯堪的纳维亚半岛的高度负异常区向东南方向频散到贝加尔湖西侧, 并引起贝加尔湖西侧的高度正异常。最终, 在斯堪的纳维亚半岛附近的高度负异常和贝加尔湖西侧的高度正异常的控制下, 60°N 附近的西风得以增强, 它抑制了北侧冷空气的南侵, 进而使得欧亚大陆地表气温出现正异常。此外, 虽然与 1 月 AAO 有关的大西洋东侧的高度正异常通过显著性检验的区域较小, 但其激发的 Rossby 波向东北方向频散也有利于斯堪的纳维亚半岛地区高度负异常的形成。综上所述, 1 月正位相 AAO 可通过美国西南部的位势高度正异常增强地中海西北侧的瞬变波活动, 有利于斯堪的纳维亚半岛高度负异常的形成。斯堪的纳维亚半岛附近的高度负异常通过向下游频散 Rossby 波能量, 引起贝加尔湖西侧高度正异常, 进而形成典型的负位相 SCA 型。该环流型对应 60°N 附近的西风异常, 抑制了北侧冷空气南下, 最终引起欧亚大陆地表气温正异常。

5 结论与讨论

本文重点分析了扣除 ENSO 信号后冬季 AAO 对欧亚大陆地表气温的影响及物理过程。结果表明, 1 月 AAO 与 2 月欧亚大陆地表气温呈显著的正相关关系。以正位相 AAO 为例, 具体物理过程为, 当 1 月 AAO 为正位相时, 东南太平洋的副热带高压显著增强, 该位势高度正异常可北扩到东太平洋地区, 且一直持续至 2 月。2 月, 北半球东太平洋高度正异常随高度向北倾斜, 在对流层高层 ($\sim 300\text{ hPa}$) 位于美国西南部, 正好位于北大西洋风暴轴气候态的入口处。通过相关分析表明, 美国西南部的高度正异常可引起地中海西北侧瞬变波活动增强。增强的瞬变波活动可在其北侧激发出异常的气

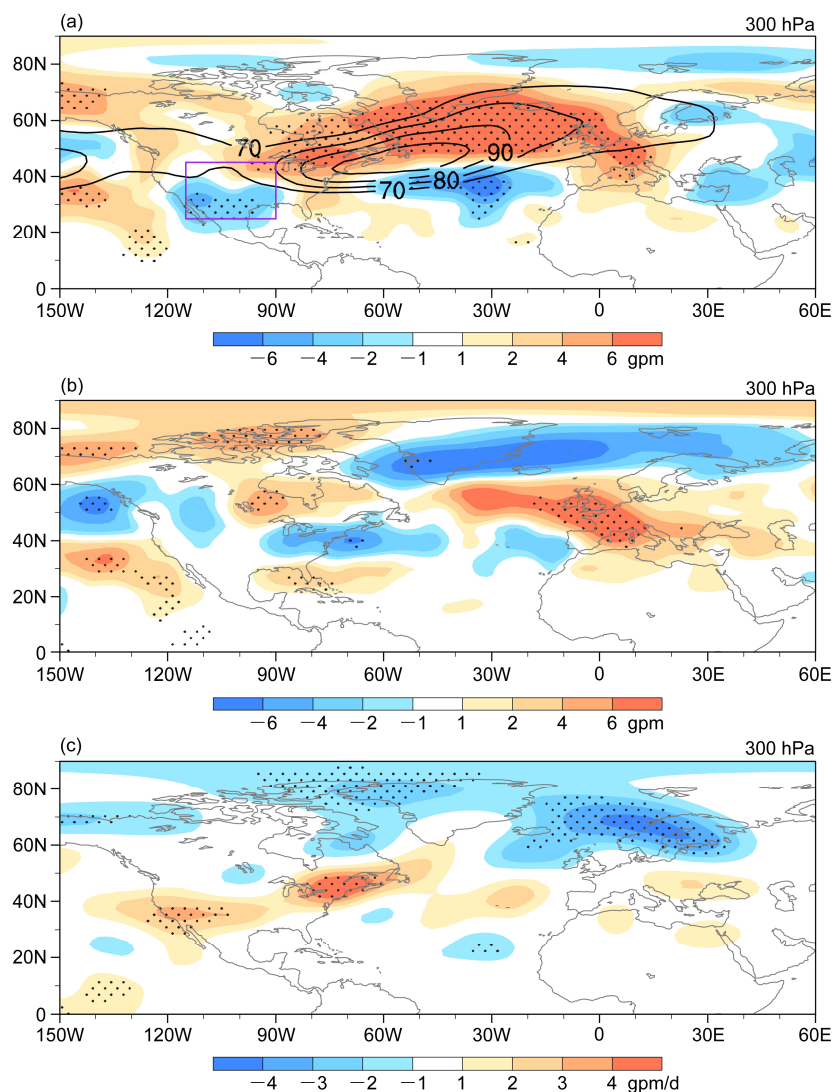


图5 300 hPa (a) 2月瞬变波活动(阴影, 单位: gpm)对2月美国西南部高度场指数的回归系数; (b) 2月瞬变波活动(阴影, 单位: gpm)对1月AAO指数的回归系数; (c) 高频瞬变波活动强迫的低频高度倾向(阴影, 单位: gpm/d)对1月AAO指数的回归系数。图(a)中的黑色等值线表示2月瞬变波活动气候态(等值线从70 gpm开始, 间隔为10 gpm), 紫色矩形表示美国西南部的位势高度异常区; 图中点状区域表示通过95%信度检验的区域

Fig. 5 Regression coefficients of (a) transient eddy activities in February onto the height index over southwestern America in February (shadings, units: gpm), (b) transient eddy activities in February onto the AAO index in January (shadings, units: gpm), and (c) low-frequency geopotential height tendencies due to high-frequency transient eddy feedback forcing (shadings, units: gpm/d) onto the AAO index in January at 300 hPa. Black contours in (a) indicate the climatological transient eddy activities in February, starting from 70 gpm at an interval of 10 gpm. The purple rectangle in (a) represents the height anomaly region over southwestern America. Stippled areas are for values that are statistically significant at the 95% confidence level

旋性环流, 有利于斯堪的纳维亚半岛高度负异常的形成。该高度负异常通过 Rossby 波能量向下游频散, 使得贝加尔湖西侧出现高度正异常, 形成典型的负位相 SCA 型。该环流型有利于 60°N 附近西风增强, 抑制北侧冷空气南侵, 进而引起欧亚大陆地表气温正异常。负位相 AAO 则反之。实际上, 本文也采用了 Gong and Wang (1999) 定义的 AAO 指

数进行分析, 最终结果与本文结果基本一致(图略)。

自 2008 年 1 月的冰冻雨雪灾害后, 气象学家越来越关注极端气温的物理机制(丁一汇等, 2008; 王东海等, 2008; 江漫等, 2014)。据此, 图 7 给出了 1 月 AAO 指数与 2 月极端低温指数的相关关系。可以发现, 1 月 AAO 指数与 2 月中国东部冷日

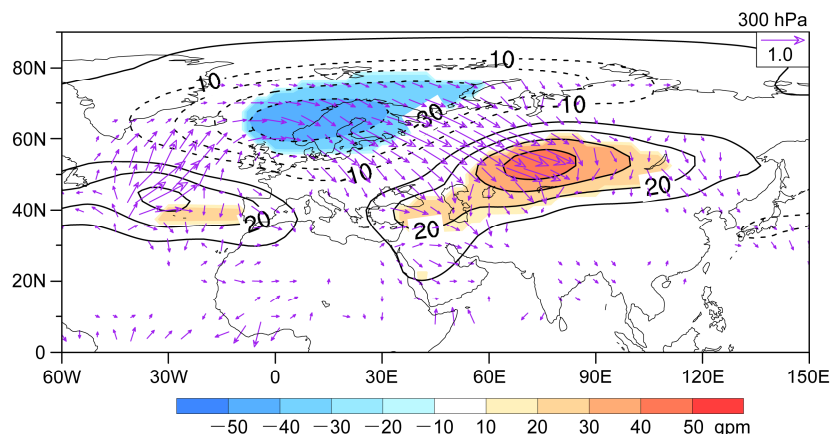


图 6 2 月 300 hPa 位势高度场（等值线，单位：gpm）对 1 月 AAO 指数的回归系数及其对应的波作用通量（箭头，单位： $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ）。阴影表示高度异常场通过 95% 信度检验的区域

Fig. 6 Regression coefficients of geopotential height (contours, units: gpm) at 300 hPa in February onto the AAO index in January and corresponding wave activity fluxes (vectors, units: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$). Shadings represent the height anomalies statistically significant at the 95% confidence level

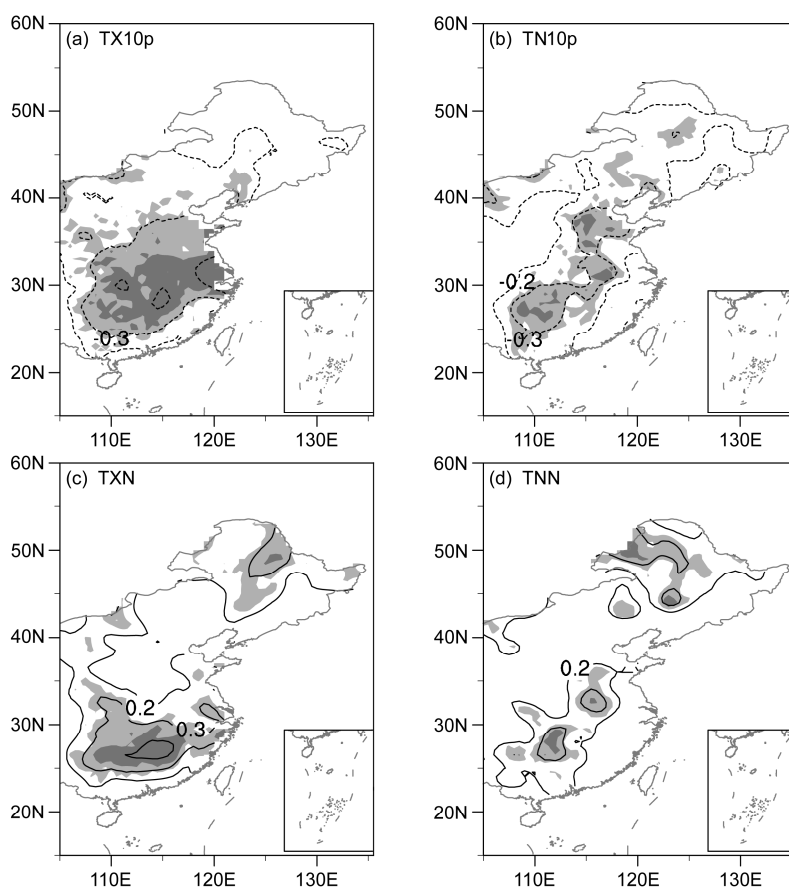


图 7 1 月 AAO 指数与 2 月极端低温指数的相关关系：(a) 冷日 (TX10p)；(b) 冷夜 (TN10p)；(c) 最高温度极小值 (TXn)；(d) 极端最低温度 (TNN)。等值线间隔为 0.1，零线已略去。深、浅阴影分别表示通过 99%、95% 信度检验的区域

Fig. 7 Correlation coefficients between January AAO index and extreme cold indices in February: (a) TX10p (cold days); (b) TN10p (cold nights); (c) TXn (minimum of the maximum temperature); (d) TNN (minimum of the minimum temperature). Contour interval is 0.1 and the zero lines are omitted for clarity. Light and heavy shadings represent the correlation coefficients exceeding the 95% and 99% confidence levels, respectively

(TX10p)、冷夜(TN10p)呈显著负相关关系,而与最高气温极小值(TXn)、极端最低气温(TNn)有显著的正相关关系,其中,长江中下游地区尤为显著。这对应着图2c中1月AAO指数与2月中国东部气温呈现的显著正相关关系。可见,当1月AAO为正位相时,2月长江中下游地区极端冷事件的天数减少且强度减弱,这为该地区极端气温的预测提供了新的思路。

需指出的是,冬季AAO与欧亚大陆地表气温的相关关系存在着年代际变化。图8为冬季逐月的AAO指数与其滞后一个月欧亚大陆(40°N~60°N, 40°E~70°E)区域平均的地表气温指数的滑动15年相关系数。可以看出,在1962~1976年和2000~2014年的年代中,1月AAO与2月欧亚大陆地表气温有显著的正相关关系,而在1976~2000年的年代中两者的正相关关系并不显著。两者相关关系的年代际变化还需进一步深入研究。

很多研究强调了南半球中纬度SST在AAO影响北半球气候中的重要作用(郑菲和李建平, 2012; Liu et al., 2015; Wu et al., 2015)。实际上,与前人研究一致,1月AAO指数与南半球中纬度(30°S~45°S)SST有显著的正相关关系,而与高纬度(50°S~65°S)SST有显著的负相关关系,但上述相关关系在扣除ENSO信号后有所减弱(图1)。需注意的是,从本文的分析结果来看,至少在2月份,南半球中纬度SST异常并非是链接南半球与欧亚大陆环流异常的关键因子。除南半球中高纬

度SST异常外, Li et al. (2010)指出印度洋SST在链接南北半球环流系统中起重要作用。从图1可以看出,在扣除ENSO信号后,1月AAO与1月赤道印度洋SST有显著的正相关关系。但1月赤道印度洋SST正异常引起的环流异常与1月AAO有关的环流异常并不一致,与其相联系的2月环流系统也仅局限在里海西侧,并未影响到整个欧亚大陆(图略)。因此,印度洋SST异常在1月AAO影响2月欧亚大陆地表气温过程中可能并不起主要作用。

全球质量环流是横跨半球的哈得来单圈质量环流,包括低纬度上升在高层向极地方向的暖空气支,以及高纬度下沉在低层向赤道方向的冷空气支(Johnson, 1989; Cai and Ren, 2006, 2007; 任荣彩等, 2014)。Yu et al. (2015)发现质量环流是北半球中纬度冷空气爆发的一个重要的前兆指标,当北极地区出现强的质量环流,对应着一周后北半球中纬度冷空气的爆发。因此,全球质量环流可能通过南、北半球冷暖空气的经向输送进而在连接两半球大气环流异常中起重要作用。而它在AAO影响欧亚大陆地表气温的过程中起怎样的作用将是我们今后研究的一个重点。此外,与AAO相联系的北半球环流异常是大范围系统性的,本文仅从北半球东太平洋的环流异常研究了AAO影响欧亚大陆气温的可能过程。至于与AAO有关的其他环流系统,如图1赤道中太平洋的海温正异常、图3b南北半球纬向风的经向波列(范可和王会军, 2006)等,也需今后进一步深入研究。

参考文献 (References)

- Blackmon M L. 1976. A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 33 (8): 1607–1623, doi:10.1175/1520-0469(1976)033<1607:ACSSOT>2.0.CO;2.
- Bueh C, Nakamura H. 2007. Scandinavian pattern and its climatic impact [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133 (629): 2117–2131, doi:10.1002/qj.173.
- 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, doi:10.1175/JAS3922.1.
- Choi K S, Wu C C, Wang Y Q. 2014a. Seasonal prediction for tropical cyclone frequency around Taiwan using teleconnection patterns [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 116 (3–4): 501–514, doi:10.1007/s00704-013-0954-5.
- Choi K S, Oh S B, Kim D W, et al. 2014b. Possible influence of AAO on

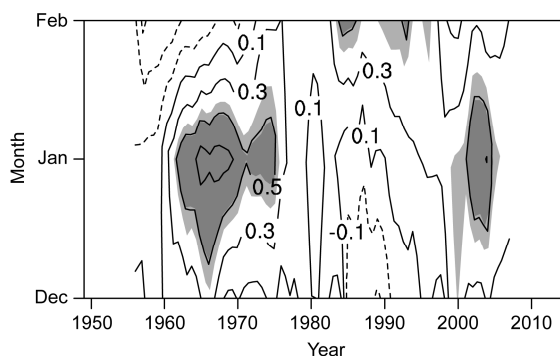


图8 1949~2014年冬季逐月AAO指数与其滞后1个月(40°N~60°N, 40°E~70°E)区域平均的气温的15年滑动相关系数。深、浅阴影分别为通过95%、90%信度检验的区域

Fig. 8 15-year sliding correlation coefficients between monthly AAO index in boreal winter and (40°N–60°N, 40°E–70°E) area-averaged air temperature in the subsequent month from 1949–2014. Light and heavy shadings represent statistically significant correlation at the 90% and 95% confidence levels, respectively

- North Korean rainfall in August [J]. *Int. J. Climatol.*, 34 (6): 1785–1797, doi:10.1002/joc.3801.
- Ciasto L M, Thompson D W J. 2008. Observations of large-scale ocean–atmosphere interaction in the Southern Hemisphere [J]. *J. Climate*, 21 (6): 1244–1259, doi:10.1175/2007JCLI1809.1.
- 丁一汇, 王遵娅, 宋亚芳, 等. 2008. 中国南方 2008 年 1 月罕见低温雨雪冰冻灾害发生的原因及其与气候变暖的关系 [J]. *气象学报*, 66 (5): 808–825. Ding Yihui, Wang Zunya, Song Yafang, et al. 2008. Causes of the unprecedented freezing disaster in January 2008 and its possible association with the global warming [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 66 (5): 808–825, doi:10.11676/qxzb2008.074.
- Fan K, Wang H J. 2004. Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (10): L10201, doi:10.1029/2004GL019465.
- 范可, 王会军. 2006. 南极涛动的年际变化及其对东亚冬春季气候的影响 [J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 36 (4): 385–391. Fan Ke, Wang Huijun. 2006. Interannual variability of Antarctic Oscillation and its influence on East Asian climate during boreal winter and spring [J]. *Sci. China Ser. D*, 2006, 49(5): 554–560, doi:10.1007/s11430-006-0554-7.
- 范可, 王会军. 2007. 南极涛动异常及其对冬春季北半球大气环流影响的数值模拟试验 [J]. *地球物理学报*, 50 (2): 397–403. Fan Ke, Wang Huijun. 2007. Simulation of the AAO anomaly and its influence on the Northern Hemispheric circulation in boreal winter and spring [J]. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 50 (2): 397–403, doi:10.3321/j.issn:0001-5733.2007.02.009.
- Feldstein S B. 2000. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns [J]. *J. Climate*, 13 (24): 4430–4440, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4430:TPSAC>2.0.CO;2.
- 龚道溢, 王绍武. 1998. 南极涛动 [J]. *科学通报*, 43 (3): 296–301. Gong Daoyi, Wang Shaowu. 1998. Antarctic oscillation: Concept and applications [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 43 (9): 734–738, doi:10.1007/BF02898949.
- Gong D Y, Wang S W. 1999. Definition of Antarctic oscillation index [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (4): 459–462, doi:10.1029/1999GL900003.
- Gong D Y, Yang J, Kim S J, et al. 2011. Spring Arctic Oscillation—East Asian summer monsoon connection through circulation changes over the western North Pacific [J]. *Climate Dyn.*, 37 (11–12): 2199–2216, doi:10.1007/s00382-011-1041-1.
- Grotjahn R, Black R, Leung R, et al. 2016. North American extreme temperature events and related large scale meteorological patterns: A review of statistical methods, dynamics, modeling, and trends [J]. *Climate Dyn.*, 46 (3–4): 1151–1184, doi:10.1007/s00382-015-2638-6.
- Hendon H, Thompson D W J, Wheeler M C. 2007. Australian rainfall and surface temperature variations associated with the Southern Hemisphere annular mode [J]. *J. Climate*, 20 (11): 2452–2467, doi:10.1175/JCLI4134.1.
- Ho C H, Kim J H, Sui C H, et al. 2005. Possible influence of the Antarctic Oscillation on tropical cyclone activity in the western North Pacific [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (19): D19104, doi:10.1029/2005JD005766.
- Holopainen E, Fortelius C. 1987. High-frequency transient eddies and blocking [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44 (12): 1632–1645, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<1632:HFTEAB>2.0.CO;2.
- 江漫, 于甜甜, 钱维宏. 2014. 我国南方冬季低温雨雪冰冻事件的大气扰动信号分析 [J]. *大气科学*, 38 (4): 813–824. Jiang Man, Yu Tiantian, Qian Weihong. 2014. Analysis on atmospheric anomalous signals of winter low temperature and snow ice storms in southern China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 38 (4): 813–824, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13217.
- Johnson D R. 1989. The forcing and maintenance of global monsoonal circulations: An isentropic analysis [J]. *Adv. Geophys.*, 31: 43–316, doi:10.1016/S0065-2687(08)60053-9.
- Joung C H, Hitchman M H. 1982. On the role of successive downstream development in East Asian polar air outbreaks [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (9): 1224–1237, doi:10.1175/1520-0493(1982)110<1224:OTROSD>2.0.CO;2.
- 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, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Karl T R, Nicholls N, Ghazi A. 1999. CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes workshop summary [J]. *Climatic Change*, 42 (1): 3–7, doi:10.1023/A:1005491526870.
- Kindson J W. 1988. Indices of the Southern Hemisphere zonal wind [J]. *J. Climate*, 1 (2): 183–194, doi:10.1175/1520-0442(1988)001<0183:IOTSHZ>2.0.CO;2.
- Lau N C, Holopainen E O. 1984. Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies [J]. *J. Atmos. Sci.*, 41 (3): 313–328, doi:10.1175/1520-0469(1984)041<0313:TEFOTT>2.0.CO;2.
- Lau N C, Nath M J. 1991. Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48 (24): 2589–2613, doi:10.1175/1520-0469(1991)048<2589:VOTBAB>2.0.CO;2.
- L'Heureux M L, Thompson D W J. 2006. Observed relationships between the El Niño–Southern oscillation and the extratropical zonal-mean circulation [J]. *J. Climate*, 19 (2): 276–287, doi:10.1175/JCLI3617.1.
- Li Y, Smith I. 2009. A statistical downscaling model for southern Australia winter rainfall [J]. *J. Climate*, 22 (5): 1141–1158, doi:10.1175/2008JCLI2160.1.
- Li J P, Wang J X L. 2003. A modified zonal index and its physical sense [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (12): 1632, doi:10.1029/2003GL017441.
- Li S L, Perlwitz J, Hoerling M P, et al. 2010. Opposite annular responses of the Northern and Southern Hemispheres to Indian Ocean warming [J]. *J. Climate*, 23 (13): 3720–3738, doi:10.1175/2010JCLI3410.1.
- 廉毅, 布和朝鲁, 谢作威, 等. 2010. 初夏东北冷涡活动异常与北半球环流低频变化 [J]. *大气科学*, 34 (2): 429–439. Lian Yi, Bueh C, Xie Zuwei, et al. 2010. The anomalous cold vortex activity in Northeast China during the early summer and the low-frequency variability of the northern hemispheric atmosphere circulation [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 34 (2): 429–439, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.02.16.
- Liu T, Li J P, Zheng F. 2015. Influence of the boreal autumn southern annular mode on winter precipitation over land in the Northern Hemisphere [J]. *J. Climate*, 28 (22): 8825–8839, doi:10.1175/JCLI-D-14-00704.1.
- Malherbe J, Engelbrecht F A, Landman W A. 2014. Response of the southern annular mode to tidal forcing and the bidecadal rainfall cycle over subtropical southern Africa [J]. *J. Geophys. Res.*, 119 (5): 2032–2049, doi:10.1002/2013JD021138.

- Marshall G J, Connolley W M. 2006. Effect of changing Southern Hemisphere winter sea surface temperatures on southern annular mode strength [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (17): L17717, doi:10.1029/2006GL026627.
- Marshall G J, Bracegirdle T J. 2015. An examination of the relationship between the Southern Annular Mode and Antarctic surface air temperatures in the CMIP5 historical runs [J]. *Climate Dyn.*, 45 (5–6): 1513–1535, doi:10.1007/s00382-014-2406-z.
- Mendes M C D, Cavalcanti I F A. 2014. The relationship between the Antarctic oscillation and blocking events over the South Pacific and Atlantic Oceans [J]. *Int. J. Climatol.*, 34 (3): 529–544, doi:10.1002/joc.3729.
- Nan S L, Li J P. 2003. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24): 2266, doi:10.1175/2003GL018381.
- Pan L L, Jin F F. 2005. Seasonality of synoptic eddy feedback and the AO/NAO [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (21): L21708, doi:10.1029/2005GL024133.
- 任荣彩, 吴国雄, Cai Ming, 等. 2014. 平流层—对流层相互作用研究进展: 等熵位涡理论的应用及青藏高原影响 [J]. *气象学报*, 72 (5): 853–868. Ren Rongcai, Wu Guoxiong, Cai Ming, et al. 2014. Progress in research of stratosphere–troposphere interactions: Application of isentropic potential vorticity dynamics and the effects of the Tibetan Plateau [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 72 (5): 853–868, doi:10.11676/qxxb2014.076.
- Rogers J C. 1997. North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic oscillation and climate variability of northern Europe [J]. *J. Climate*, 10 (7): 1635–1647, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<1635:NASTVA>2.0.CO;2.
- 施宁. 2013. 高频瞬变涡动反馈强迫对东亚/太平洋事件演变过程中的作用 [J]. *大气科学*, 37 (6): 1187–1198. Shi Ning. 2013. Role of high-frequency transient eddy feedback forcing in the evolution of East Asia–Pacific events [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 37 (6): 1187–1198, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12147.
- Shi W J, Xiao Z N, Xue J J. 2016. Teleconnected influence of the boreal winter Antarctic oscillation on the Somali jet: Bridging role of sea surface temperature in southern high and middle latitudes [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 33(1): 47–57, doi:10.1007/s00376-015-5094-7.
- Silvestri G E, Vera C S. 2003. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (21): 2115, doi:10.1029/2003GL018277.
- Sun J Q. 2010. Possible impact of the boreal spring Antarctic oscillation on the North American summer monsoon [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 3 (4): 232–236, doi:10.1080/16742834.2010.11446870.
- Sun J Q, Wang H J, Yuan W. 2010. Linkage of the boreal spring Antarctic Oscillation to the West African summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 88 (1): 15–28, doi:10.2151/jmsj.2010-102.
- Takaya K, Nakamura H. 1997. A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 24 (23): 2985–2988, doi:10.1029/97GL03094.
- Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58 (6): 608–627, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<0608:AFOAPI>2.0.CO;2.
- Takaya K, Nakamura H. 2005. Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62 (12): 4423–4440, doi:10.1175/JAS3629.1.
- Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability [J]. *J. Climate*, 13 (5): 1000–1016, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2.
- Thompson D W J, Solomon S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change [J]. *Science*, 296 (5569): 895–899, doi:10.1126/science.1069270.
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Smith L. 2005. Interannual variability of patterns of atmospheric mass distribution [J]. *J. Climate*, 18 (15): 2812–2825, doi:10.1175/JCLI3333.1.
- 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 Meteor. Sinica (in Chinese)*, 66 (3): 405–422, doi:10.11676/qxxb2008.038.
- Wang Y Q, Xie S P, Wang B, et al. 2005. Large-scale atmospheric forcing by Southeast Pacific boundary layer clouds: A regional model study [J]. *J. Climate*, 18 (7): 934–951, doi:10.1175/JCLI3302.1.
- Wu Z W, Dou J, Lin H. 2015. Potential influence of the November–December Southern Hemisphere annular mode on the East Asian winter precipitation: A new mechanism [J]. *Climate Dyn.*, 44 (5–6): 1215–1226, doi:10.1007/s00382-014-2241-2.
- 吴志伟, 李建平, 何金海, 等. 2006. 大尺度大气环流异常与长江中下游夏季长周期旱涝急转 [J]. *科学通报*, 51 (14): 1717–1724. Wu Zhiwei, Li Jianping, He Jinhai, et al. 2006. Large-scale atmospheric singularities and summer long-cycle droughts–floods abrupt alternation in the middle and lower reaches of the Yangtze River [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 51 (16): 2027–2034, doi:10.1007/s11434-006-2060-x.
- Wu Z W, Li J P, Wang B, et al. 2009. Can the Southern Hemisphere annular mode affect China winter monsoon [J]. *J. Geophys. Res.*, 114 (D11): D11107, doi:10.1029/2008JD011501.
- 薛峰, 王会军, 何金海. 2003. 马斯克林高压和澳大利亚高压的年际变化及其对东亚夏季降水的影响 [J]. *科学通报*, 48 (3): 287–291. Xue Feng, Wang Huijun, He Jinhai. 2003. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influences on summer rainfall over East Asia [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 48 (5): 492–497, doi: 10.1360/03tb9104.
- 尹姗, 冯娟, 李建平. 2013. 前冬北半球环状模对春季中国东部北方地区极端低温的影响 [J]. *气象学报*, 71 (1): 96–108. Yin Shan, Feng Juan, Li Jianping. 2013. Influences of the preceding winter Northern Hemisphere annular mode on the spring extreme low temperature events in the north of eastern China [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 71 (1): 96–108, doi:10.11676/qxxb2013.008.
- Yu Y Y, Ren R C, Cai M. 2015. Comparison of the mass circulation and AO indices as indicators of cold air outbreaks in northern winter [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42 (7): 2442–2448, doi:10.1002/2015GL063676.
- Yuan X J, Li C H. 2008. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (C6): C06S91,

- doi:10.1029/2006JC004067.
- 曾鼎文, 朱伟军, 马小娇, 等. 2015. 冬季北大西洋风暴轴的变化及其对西伯利亚高压的影响 [J]. 大气科学学报, 38 (2): 232–240. Zeng Dingwen, Zhu Weijun, Ma Xiaojiao, et al. 2015. North Atlantic storm track and its influence on Siberian high in winter [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 38 (2): 232–240, doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20121003001.
- 张冬斌, 金飞飞, 李建平, 等. 2011. 瞬变天气涡旋对北大西洋涛动的增强效应 [J]. 大气科学, 35 (5): 927–937. Zhang Dongbin, Jin Feifei, Li Jianping, et al. 2011. Enhancement of North Atlantic Oscillation by transient eddies [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 35 (5): 927–937, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.05.12.
- Zhang L Y, Xu H M, Shi N, et al. 2017. Responses of the East Asian jet stream to the North Pacific subtropical front in spring [J]. Adv. Atmos. Sci., 34 (2): 144–156, doi:10.1007/s00376-016-6026-x.
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 16 (2): 229–241, doi:10.1007/BF02973084.
- 郑菲, 李建平. 2012. 前冬南半球环状模对春季华南降水的影响及其机理 [J]. 地球物理学报, 55 (11): 3542–3557. Zheng Fei, Li Jianping. 2012. Impact of preceding boreal winter Southern Hemisphere annular mode on spring precipitation over South China and related mechanism [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 55 (11): 3542–3557, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.11.004.
- Zheng F, Li J P, Wang L, et al. 2015. Cross-seasonal influence of the December–February Southern Hemisphere annular mode on March–May meridional circulation and precipitation [J]. J. Climate, 28 (17): 6859–6881, doi:10.1175/JCLI-D-14-00515.1.
- Zhou L T, Tam C Y, Zhou W, et al. 2010. Influence of South China Sea SST and the ENSO on winter rainfall over South China [J]. Adv. Atmos. Sci., 27 (4): 832–844, doi:10.1007/s00376-009-9102-7.
- 周星妍, 朱伟军, 顾聪. 2015. 冬季北大西洋风暴轴异常对我国寒潮活动的可能影响 [J]. 大气科学, 39 (5): 978–990. Zhou Xingyan, Zhu Weijun, Gu Cong. 2015. Possible influence of the variation of the northern Atlantic storm track on the activity of cold waves in China during winter [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 39 (5): 978–990, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1501.14259.