

董仕, 肖子牛. 冬季北极涛动对东亚表面温度的持续异常影响. 应用气象学报, 2015, 26(4): 422-431.
doi:10.11898/1001-7313.20150404

冬季北极涛动对东亚表面温度的持续异常影响

董仕¹⁾ 肖子牛²⁾*

¹⁾(中国气象科学研究院, 北京 100081)

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)

摘 要

利用 1950—2013 年 NCEP/NCAR 再分析资料和哈德莱中心的海表面温度资料, 统计分析了冬季北极涛动(AO)对东亚表面温度的影响。研究发现: 冬季 AO 正位相时, 东亚大槽减弱, 西伯利亚高压减弱, 低层风场异常偏南, 东亚冬季风减弱, 东亚冬季风区温度升高, 而负位相时情况相反。冬季高纬度大气变率大, 冬季逐月 AO 与东亚冬季温度的关系表明 1 月、2 月 AO 分别与东亚表面温度的相关关系皆可持续 2 个月以上; AO 正位相时, 西太平洋海温和东亚表面温度均有所升高, 由于海洋运动和变化具有缓慢性及持续性, 西太平洋海温可以承载长达 4 个月的 AO 信号, 西太平洋海温可持续影响东亚地区温度, 导致 AO 持续影响东亚表面温度。

关键词: 北极涛动; 东亚表面温度; 西太平洋海温; 海气相互作用

引 言

Thompson 等^[1]首次提出了北极涛动(AO, Arctic Oscillation)的概念, AO 反映了中纬度西风的强弱, 这种中高纬度地区的环状分布可以从海平面一直伸展到平流层低层, 是具有高度纬向对称的深厚系统^[2-3]。AO 在全年持续存在, 冬季影响尤为强烈, 涛动中心的季节性移动和太阳辐射的季节性移动有关^[4]。AO 作为北半球中高纬度重要的大气环流遥相关型, 对热带外地区温度和位势高度影响显著, 会导致北半球中高纬度地区多种极端天气事件的发生。冬季 AO 负异常时, 北半球中高纬度地区易发生阻塞天气, 导致寒潮、强风、低温等极端天气^[5]。Thompson 等^[2]将北半球各地冬季气温与 AO 指数(AOI, Arctic Oscillation index)的时间序列做回归分析, 在 AO 处于正异常时, 整个欧亚大陆高纬度地区呈温度正距平。

近年来也有很多研究成果表明, AO 对东亚冬季和极端天气有重要影响, 龚道溢等^[6]分析了近百

年北极涛动对中国冬季气候的影响, 指出冬季 AO 对我国冬季气温和降水的影响方式不同, AO 与西伯利亚高压之间可能存在动力联系, AOI 偏强时, 西风环流强而平直, 东亚大槽减弱, 槽后辐合下沉减弱, 地面西伯利亚高压也相应减弱, 中国大部分地区冬季气温偏高, 同时降水偏多^[7-8]。东亚冬季风支配着东亚的天气和气候, 通过西伯利亚高压间接受 AO 的影响, AO 与东亚冬季风呈显著的负相关关系, 当 AO 为正位相时, 冬季风偏弱, 易出现暖冬^[9-12]。年代际尺度下, AO 和太平洋年代际振荡处于负(正)位相, 东亚冬季风偏强(弱), 中国冬季气温偏低(高)^[13]。

东亚冬季气候不仅受到 AO 的同期影响, 而且太平洋对东亚地区气候的影响也十分关键^[14]。东亚冬季温度和降水异常显著依赖于 ENSO 和 AO 的不同位相配置, 并不仅由其中某个因子决定^[15-17]。Liu 等^[18]发现冬季北太平洋海温经过最大协方差分析(MCA, Maximum Covariance Analysis)呈马蹄形海温形态, 该形态会持续至夏季, 影响区域大气的环流。Kim 等^[19]指出秋季北太平洋海

2014-11-14 收到, 2015-03-20 收到再改稿。

资助项目: 国家重大科学研究计划(2012CB957804), 国家自然科学基金项目(41175051)

* 通信作者, email: xiaozn@cma.gov.cn

表面温度对11月的AO有显著影响,导致大气环流系统改变,进而控制整个东亚冬季的温度。He等^[20]发现11月、12月AO与1月东亚表面温度相关关系均最为显著,11月和12月有罗斯贝波由高纬度向东南传播,并在1月移至东亚地区,从而使AO的信号可持续到1月。同时,无论是11月还是12月,在AO正位相之后1个月,会引起北太平洋副热带中部海温上升并达到峰值,形成一个马蹄状海温异常分布,该马蹄状异常海温分布型通过东亚经向风异常导致东亚温度随之变化。

现有研究多考虑季节尺度的相关联系,但季节内各月的变化并不均衡,研究已发现,个别月份AO的异常作用具有更重要的意义^[20],本文应用北半球环状模(NAM, Northern Annular Mode)表征AO,对全年逐月的AOI与东亚表面温度进行同期与滞后相关分析。着重分析1月、2月AO与东亚地区表面温度高相关关系的持续性,并探讨这种长时间持续性的可能机制。

1 资料和方法

本文所用资料包括:①1950—2013年美国环境预报中心(NCEP, National Centers for Environmental Prediction)和美国国家大气研究中心(NCAR, National Center for Atmospheric Research)发布的全球

月平均海平面气压、1000 hPa 纬向风、1000 hPa 经向风、500 hPa 位势高度和表面温度再分析资料^[21],水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,②1950—2013年哈德莱中心海表面温度资料 HadISST(<http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst>),水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。

AOI 依据于 Li 等^[22] 的相关研究,利用 35°N 和 65°N 上两个环状活动带中心的标准化纬向平均海平面气压差作为 AOI, 这一定义相比 Thompson 等^[1] 1998 年利用自然正交函数分解(EOF)方法提出 AO 的物理意义更加清楚。本文所计算的逐月 AOI 与 NCEP 气候预测中心(CPC, Climate Prediction Center)所提供的逐月 AOI 基本一致,相关系数为 0.7, 达到 0.01 显著性水平。

2 AO 与东亚表面温度的关系

2.1 冬季 AO 与冬季东亚表面温度的关系

AO 在冬季时最为明显,同时冬季各月 AOI 平均多为正值(AO 的正位相),对应极地地区气压降低,中高纬度地区气压升高,作为一个深厚系统,使对流层高层的西风加强,对中高纬度地区天气和气候影响显著。

AO 与东亚地区表面温度存在紧密联系,图 1 为 1951—2013 年冬季(前一年 12 月与当年 1 月、2 月)AOI 与表面异常温度的同期相关系数分布,在

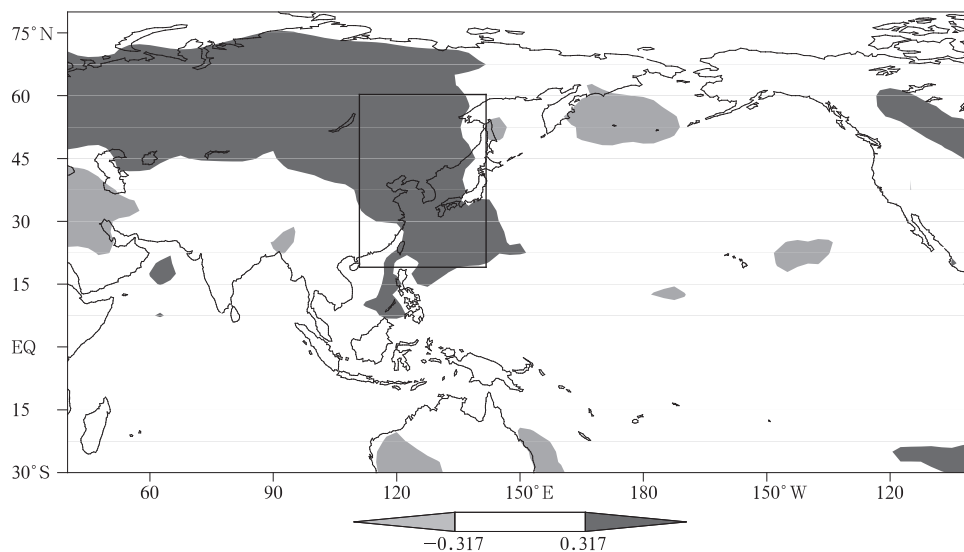


图1 1951—2013年冬季AOI与同期异常表面温度相关分布
(方框为受AO影响最显著的东亚地区,阴影区达到0.01显著性水平)

Fig. 1 Correlation between AO index and surface air temperature anomalies in winter during 1951—2013
(the box denotes the target area influenced by AO, the shaded denotes passing the test of 0.01 level)

冬季 AO 处于正位相时,东亚、北亚表面温度有所升高,中亚地区 AOI 和表面温度相关不显著,这是由于对流层西风加强,大槽变浅,高纬度冷空气多被锢囚在极地地区。图 1 方框内所示为东亚冬季风主要影响区域($20^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$),因此,定义为本文主要研究区域,可以看出,在 AO 处于正位相时,整个区域温度明显升高,说明这一区域表面温度的变化对 AO 的响应具有统一性,该区域也与东亚冬季风^[23]、北太平洋的海温和海冰等关系十分密切^[11,15-16,24],定义该区域异常表面温度的区域加权

平均为 T_{EA} 。

基于 AO 在冬季的显著影响,并与东亚关系密切,对 1951—2013 年 63 个冬季进行统计分析,将冬季平均 AOI 超过 ± 1 个标准差的年份分别定义为 AO 正位相年份和负位相年份,得到 10 个 AO 正位相年(1972, 1988, 1989, 1991, 1992, 1998, 1999, 2001, 2006, 2007 年)和 8 个 AO 负位相年(1955, 1962, 1964, 1967, 1968, 1976, 2009, 2010 年),继而用这两组 AOI 异常年份的风场、温度场、不同层次的位势高度场进行合成分析,合成结果如图 2 所示。

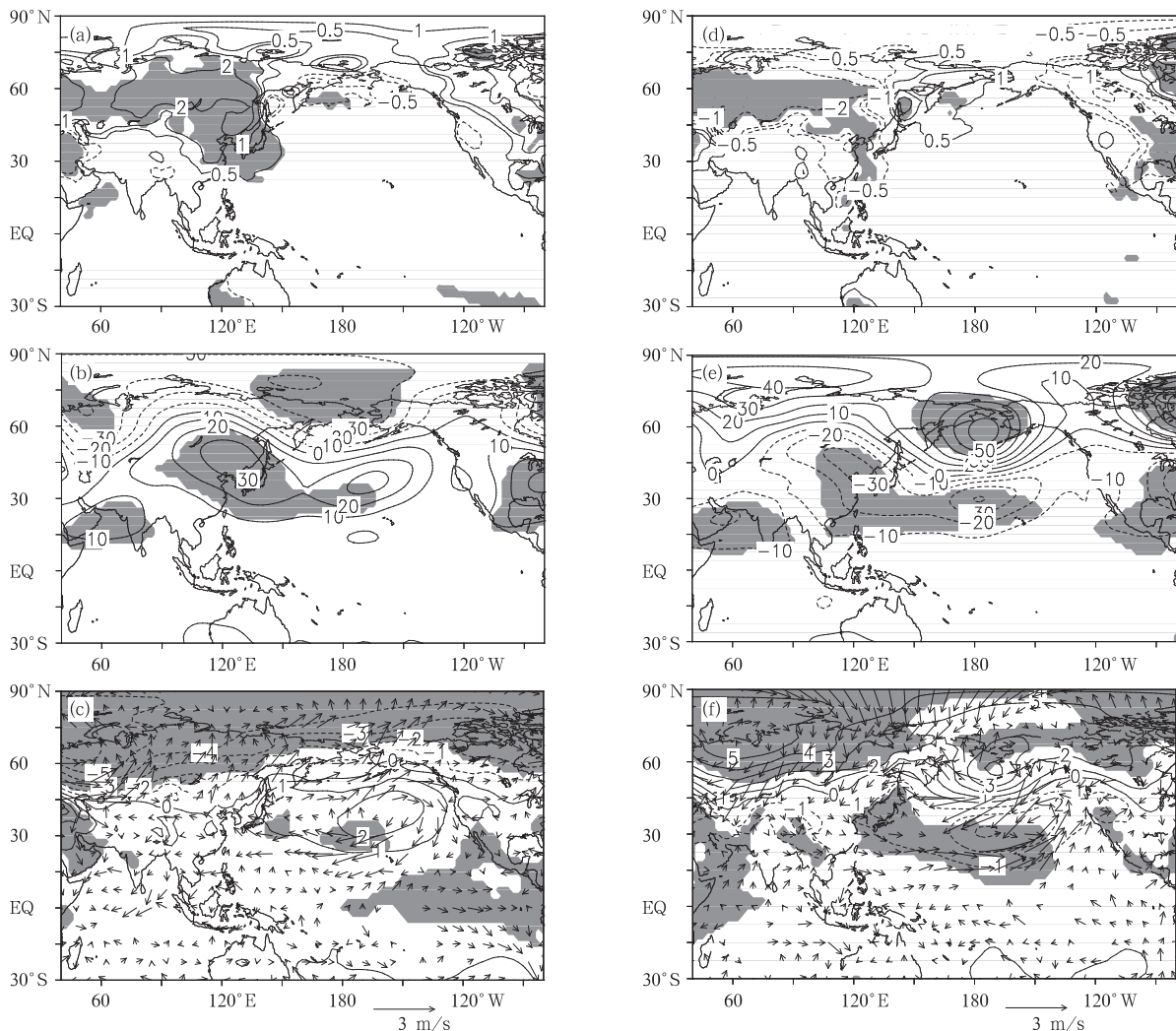


图 2 1951—2013 年冬季 AO 正位相表面异常温度(单位:K)(a),500 hPa 位势高度场(单位:gpm)(b),1000 hPa 风场(箭头)和海表面气压(等值线,单位:hPa)(c)的异常分布及冬季 AO 负位相表面异常温度(单位:K)(d),500 hPa 位势高度场(单位:gpm)(e),1000 hPa 风场(箭头)和海表面气压(等值线,单位:hPa)(f)异常分布(阴影区表示达到 0.05 显著性水平,风场达到 0.05 的显著性水平)

Fig. 2 Surface air temperature anomalies(unit:K)(a),500 hPa geopotential height(unit:gpm)(b),1000 hPa wind(vectors) and sea level pressure(unit:hPa)(c)based on the positive phase of wintertime AO during 1951—2013, Fig. 2d, Fig. 2e, Fig. 2f are the same as in Fig. 2a, Fig. 2b, Fig. 2c, but for the negative phase of wintertime AO(the shaded denotes passing the test of 0.05 level, the wind is significant at 0.05 level)

图2为冬季AO正位相和负位相年份各要素合成场,如图2a所示,在冬季AO处于正位相时,东亚、北亚表面温度明显升高,白令海有部分降温区域,与图1中冬季AO和冬季东亚表面温度相关分布十分吻合,说明AO对表面温度的影响显著;图2d为AO负位相时,东亚和北亚表面温度降低,分布与图2a相似,符号相反。分析500 hPa高度场(图2b),冬季AO处于正位相时,东亚大槽处存在正异常,北太平洋高压脊存在负异常,说明东亚大槽和北太平洋高压脊均有所减弱,西风加强,阻塞形势变少,寒潮等冷空气活动也会相应减少;由图2e可

知,AO负位相时,500 hPa高度场与正位相时情况相反。对海表面气压进行合成分析(图2c),西伯利亚高压明显减弱,同时阿留申低压处气压异常升高,阿留申低压减弱,东亚地区1000 hPa风场异常偏南,北太平洋地区存在一个异常巨大的反气旋环流,对应冬季东亚冬季风减弱,表现在图2a中东亚地区的表面温度正异常;AO负位相时情况相反(图2f),这些皆与此前关于北极涛动影响东亚冬季气候的结果相一致^[22,25]。

冬季的AO与东亚气候异常均存在明显的年代际变化^[6,26],图3为冬季AOI与东亚平均表面温度

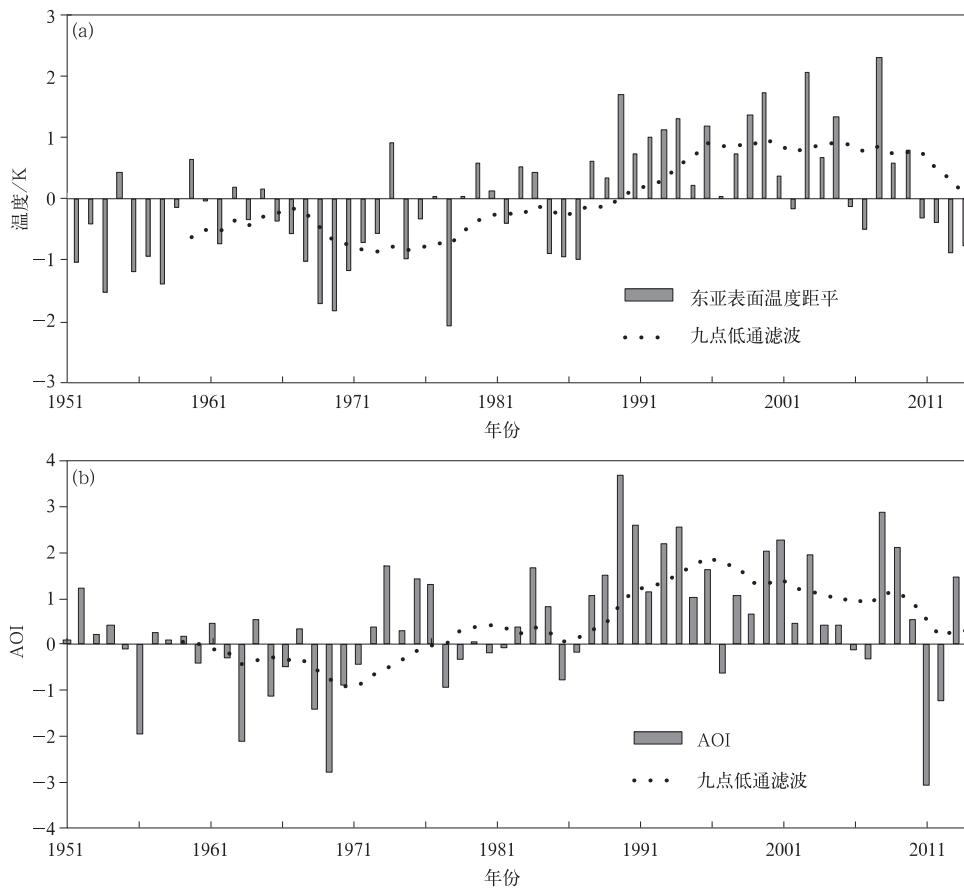


图3 1951—2013年冬季东亚平均表面温度距平(a)与AOI(b)的变化

Fig. 3 The average surface air temperature anomalies in East Asia(a) and AO index(b) in winter during 1951—2013

距平的时间序列。可以看出,图3a、图3b东亚异常表面温度和AOI的年代际变化十分相似,20世纪50年代到80年代中期,东亚表面温度偏低,AO强度较弱;20世纪80年代到21世纪初东亚呈升温趋势,AO处于正位相且强度较强;21世纪之后东亚增温停滞并开始下降,AO强度也在减弱。冬季AO与东亚冬季表面温度具有较为一致的年代际变化特

征,这与丁一汇等^[13]提到的中国冬季气温经历了冷期-暖期-变暖停顿期,以及东亚冬季风所表现的强-弱-强3个阶段的年代际变化特征基本吻合。

2.2 冬季逐月AOI与同期及后期东亚表面温度关系

本文计算了冬季AOI各月之间的自相关系数,发现12月一次年2月AOI只有在滞后1个月的相

关系数通过显著性检验(表1),但自相关系数未超过0.39。事实上,AO在冬季、春季不同月份强度和空间结构均有显著变化^[2],尤其冬季高纬度大气变率较大,结合表1中冬季AO较低的自相关系数可以看出,冬季AO自身的持续性十分有限。为了深入考察冬季AO与东亚地区气候的联系,本文计算了月尺度冬季AOI与东亚表面温度的相关性,以便对逐月AO与东亚表面异常温度进行分析。

计算结果发现,春夏季不同月份AOI与东亚表面温度的相关关系并不好,但冬季两者之间的关系

很好。表2给出了冬季AOI各月与同期以及随后6个月内 T_{EA} 的相关关系,如表2所示,12月AOI与1月 T_{EA} 相关性最优,但与随后2月 T_{EA} 相关性并未通过显著性检验,这与He等^[20]的研究结果相一致。2月AOI可以与滞后1—2个月的气温有很高的相关性,虽然1月、2月的AOI与 T_{EA} 同期相关性为最优,但与随后4个月的 T_{EA} 皆存在一定的相关关系,直到6月,冬季各月AOI与6月 T_{EA} 相关系数未达到0.1的显著性水平,这说明冬季逐月AOI对东亚表面温度的影响至少可以持续两个月以上。

表1 1951—2013年冬季AOI滞后相关系数

Table 1 AO index lagged correlations in winter during 1951—2013

时间段及物理量	1950—2012年12月AOI	1951—2013年1月AOI	1951—2013年2月AOI
1951—2013年1月AOI	0.388**		
1951—2013年2月AOI	0.100	0.367**	
1951—2013年3月AOI	0.054	0.096	0.280*
1951—2013年4月AOI	-0.045	-0.054	-0.074
1951—2013年5月AOI	0.088	0.050	-0.027

注:*,**分别表示达到0.05,0.01显著性水平。

表2 1951—2013年冬季AOI与同期及后期东亚异常表面温度的相关系数

Table 2 Correlation between winter AO and Asian surface air temperature anomalies during 1951—2013

时间段及物理量	1950—2012年12月AOI	1951—2013年1月AOI	1951—2013年2月AOI
1950—2012年12月 T_{EA}	0.421**		
1951—2013年1月 T_{EA}	0.423**	0.620**	
1951—2013年2月 T_{EA}	0.244	0.303*	0.562**
1951—2013年3月 T_{EA}	0.114	0.310*	0.526**
1951—2013年4月 T_{EA}	0.309*	0.318**	0.356**
1951—2013年5月 T_{EA}	-0.007	0.256*	0.266*
1951—2013年6月 T_{EA}	0.037	0.015	0.048

注:*,**分别表示达到0.05,0.01显著性水平。

AO未表现出很好的持续性,但冬季逐月AOI与东亚表面温度的显著相关长时间持续,应通过其他途径完成信息传递。大气自身扰动的尺度较短,大气内部变化快,很难记忆跨月尺度的异常变化,海洋比热大,质量大,海洋巨大的热容量使海洋运动和变化具有明显的缓慢性持续性,特别是储存大量能量的混合层滞后性最为显著,能够使大气异常的信息得以储存,继而再对大气运动产生作用。上面对AOI自身的持续性的计算结果表明,AOI本身存在1个月的滞后性,平流层行星尺度波与纬向流之间的作用使AOI在平流层的变化时间尺度为30~60 d^[3,27],AOI与 T_{EA} 显著相关关系可以持续两个月。而AOI对东亚表面温度造成持续两个月以上的影响,不仅通过大气本身,海洋的影响亦不可忽视。

3 冬季逐月AOI与西太平洋海温的关系

海洋的热惯性使海洋状况变化有滞后效应,且海气耦合作用使较高频率的大气变化(扰动)减频,耦合波的频率变低,而后作用于大气,因此,海洋可能是AOI与东亚表面温度持续相关的主要原因。Deser^[28]曾指出,AOI与北大西洋区域气候关系密切,但与北太平洋的相关较弱。而本文将逐月AOI与全球的海温进行同期相关分析,主要相关区域位于北大西洋和西太平洋(图4)。北大西洋的相关性分布呈三极型,在西太平洋地区则为面积较大较明显的正相关区域,AOI为正位相时,图4a~图4h西太平洋的海温均呈明显的升温,图4a、图4b在北太平洋中部副热带地区存在正相关区域,这与已有研

究中北太平洋的马蹄形海温分布相似^[18,20],但如图 4a~图 4d 所示,这种马蹄形海温分布持续性并不强,持续不超过两个月。计算发现,冬季北大西洋三极型的海温形态和东亚表面温度的相关关系不明显,图 4a 中北大西洋正相关区域的海温减负相关区域的海温定义为北大西洋三极型海温形态海温指数,将 1 月、2 月此海温指数分别与同期及后期 4 个月内的 T_{EA} 进行相关分析,相关系数均小于 0.2,未达到 0.1 显著性水平(表略)。因此,本文将主要关

注西太平洋地区,西太平洋地区($10^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{N}, 120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$)异常海表面温度的区域平均简称为 WPSST(Western Pacific sea surface temperature)。表 3 中同时列出了 AOI 与 WPSST 滞后 5 个月的自相关系数,AOI 在滞后 1 个月时相关系数最大,而 WPSST 可以持续至 5 个月。图 4 和表 3 说明海洋自身具有持续性,且可以承载 AO 信号,以上分析表明,逐月 AO 与东亚冬季表面温度的长时间持续性影响海洋作用不可忽视。

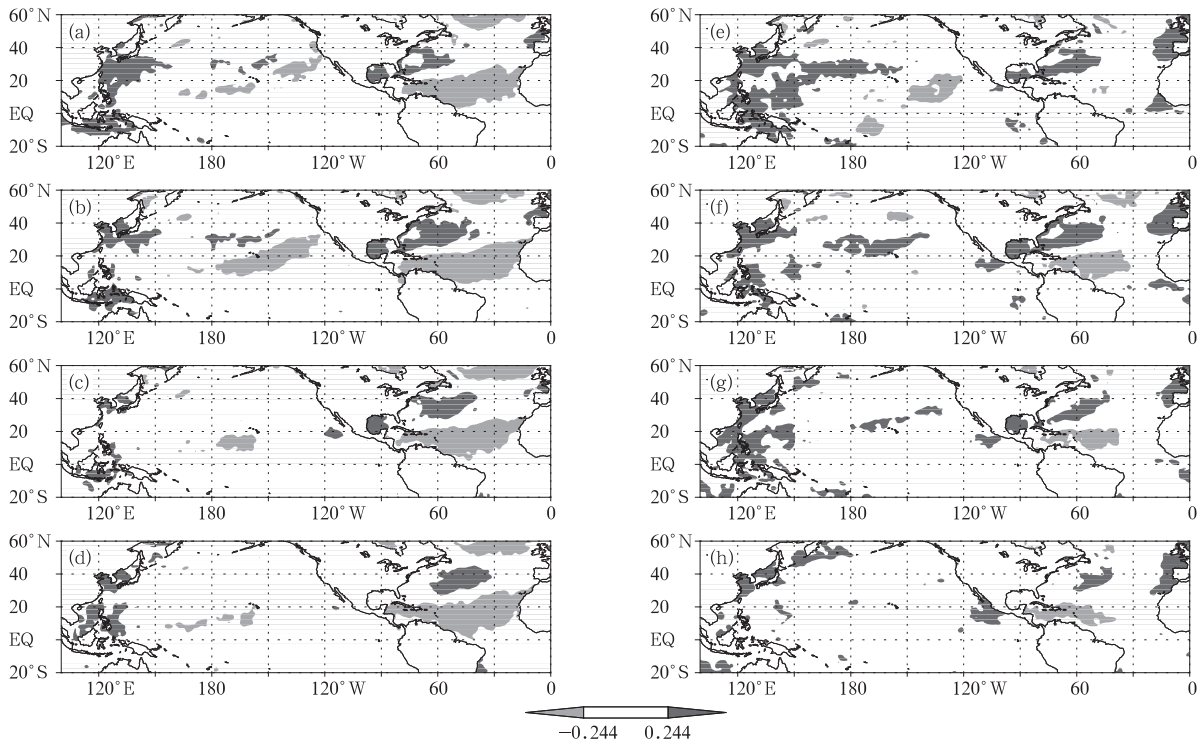


图 4 1951—2013 年 1 月 AOI 与 1951—2013 年 1 月(a)、2 月(b)、3 月(c)、4 月(d)的太平洋和大西洋海温相关分布及 1951—2013 年 2 月 AOI 与 1951—2013 年 2 月(e)、3 月(f)、4 月(g)、5 月(h)的太平洋和大西洋海温相关分布(阴影表示达到 0.01 显著性水平)

Fig. 4 Correlation between AO index in Jan and Pacific-Atlantic sea surface temperature in Jan(a), Feb(b), Mar(c), Apr(d) during 1951—2013, correlation between AO index in Feb and Pacific-Atlantic sea surface temperature in Feb(e), Mar(f), Apr(g), May(h) during 1951—2013 (the shaded denotes passing the test of 0.01 level)

表 3 1950 年 1 月—2013 年 12 月 AOI 和 WPSST 自相关系数

Table 3 Autocorrelation of AO index and WPSST from Jan 1950 to Dec 2013

滞后长度/月	AOI 自相关系数	WPSST 自相关系数
1	0.430	0.790
2	0.174	0.647
3	0.010	0.565
4	-0.105	0.513
5	-0.193	0.469

冬季 AO 的正位相时,西太平洋海温有持续正异常响应(图 4)。由图 5 可知,造成这种西太平洋海温的正异常,起主导作用的是海气耦合过程中大气低层风场的改变,低层风场可以驱动表层海水,风场变化将极大影响海表面温度。由图 5a、图 5c 可知,在 AO 处于正位相时,1 月、2 月北半球副热带地区存在异常的东北信风,赤道信风加强,且在西太平洋地区存在气旋性环流,这些均促使表层暖水向西

太平洋的输运和堆积。由图 5b、图 5d 可知, AO 负位相时可以看到在西太平洋地区由最初的气旋性环流变为反气旋环流, 风场与 AO 正位相时相反。AO 给西太平洋海温带来的变化, 由于海洋自身的持续

性得以保留。

AO 变化可以改变风场, 通过动力改变表层海水分布, 变化的海洋可以将信号保存下来, 通过潜热和感热的输送推动上层的大气运动, 影响大气环流。

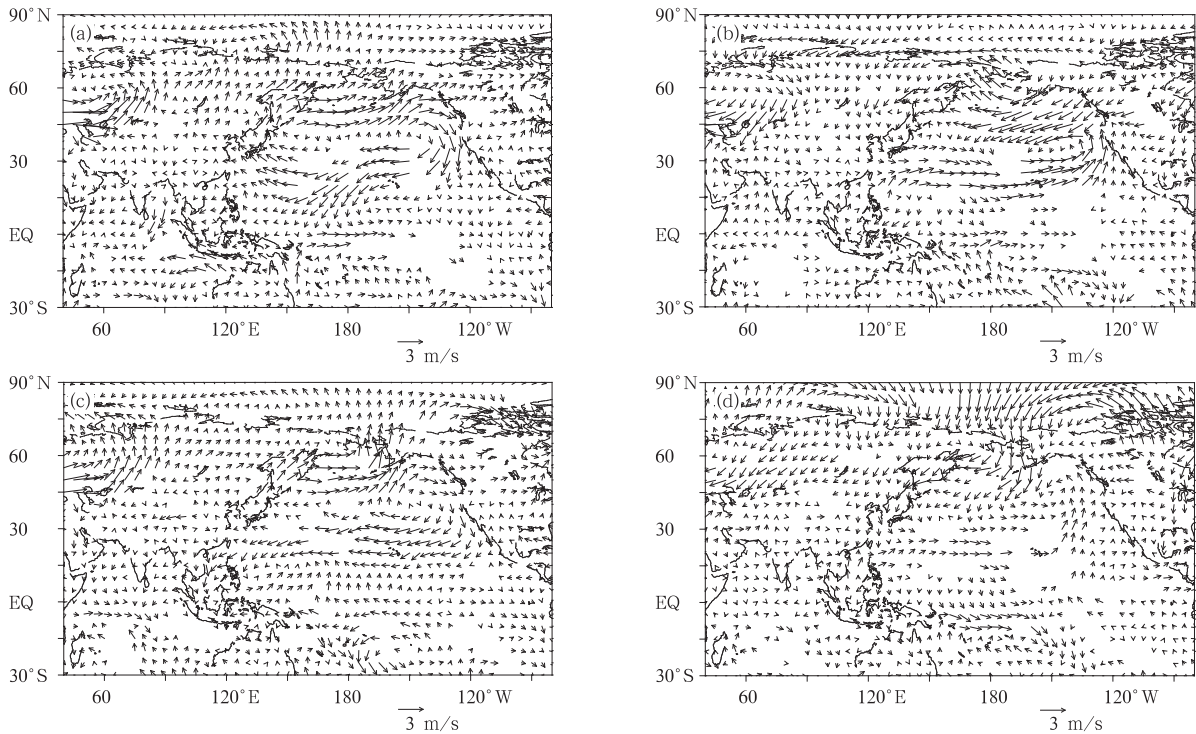


图 5 1951—2013 年 1 月 AO 正位相(a)、负位相(b) 1000 hPa 异常风速, 1951—2013 年 2 月 AO 正位相(c)、负位相(d) 1000 hPa 异常风速(风场达到 0.05 显著性水平)

Fig. 5 1000 hPa wind anomalies based on positive(a) and negative(b) phases of AO in Jan during 1951—2013 and 1000 hPa wind anomalies based on positive(c) and negative(d) phases of AO in Feb during 1951—2013 (the wind is significant at 0.05 level)

4 冬季西太平洋海温对东亚表面温度影响

AO 正位相时导致东亚表面温度持续正异常, 同期使海表面风场发生变化, 海温也随之发生变化。基于以上分析可知, 西太平洋海温(WPSST)是受 AO 影响的关键区域, 1 月、2 月 WPSST 分别与同期及后期东亚表面温度相关分布如图 6 所示, 图 6 方框区域同图 1 为主要关注的东亚冬季风区。由图 6a~图 6d 可知, WPSST 升高, 在所关注的东亚冬季风区域内, 同期及后期的表面温度也会明显升高。1 月 WPSST 与 3 月东亚表面温度的相关不显著(图 6c), 1 月 WPSST 与 4 月东亚表面温度相关显

著(图 6d), 与表 2 中 AOI 与 T_{EA} 的相关关系相对应。2 月 WPSST(图 6e~图 6h)与各月的东亚表面温度相关性皆较好。

综合图 4、图 6 可知, 1 月、2 月 AO 对东亚表面温度持续影响的主要原因很可能来自西太平洋海温。AO 正位相时, 同期东亚表面温度和西太平洋的海温均有所升高, 西太平洋海温可以承载至少 4 个月 AO 的信号, 同时, 西太平洋海温升高, 东亚表面温度也会升高, 西太平洋中 AO 的信号传递给东亚大陆, 正是由于海气相互作用, 使大气中 1 月、2 月 AO 信号影响可以持续在东亚表面温度中体现, 甚至影响整个春季的东亚表面温度。

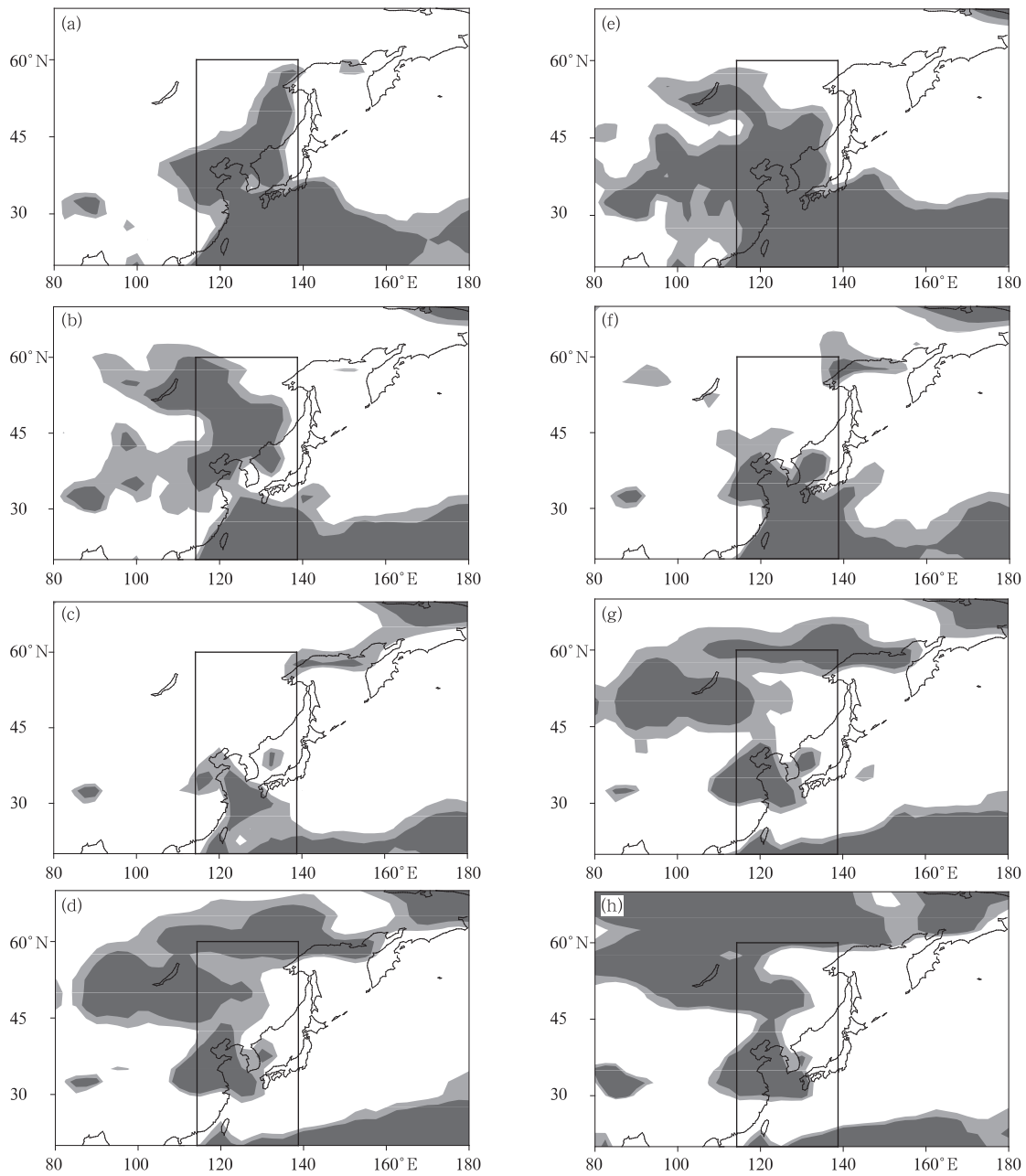


图 6 1951—2013 年 1 月 WPSST 与 1 月(a)、2 月(b)、3 月(c)、4 月(d)的东亚异常表面温度相关分布及 1951—2013 年 2 月 WPSST 与 2 月(e)、3 月(f)、4 月(g)、5 月(h)的东亚异常表面温度相关分布 (方框为受 AO 影响最显著的东亚地区,深色和浅色阴影分别表示达到 0.01 和 0.05 显著性水平的正相关区域)

Fig. 6 Correlation between WPSST in Jan and Asian surface air temperature anomalies in Jan(a), Feb(b), Mar(c), Apr(d) during 1951—2013, correlation between WPSST in Feb and Asian surface air temperature anomalies in Feb(e), Mar(f), Apr(g), May(h) during 1951—2013(the box denotes the target area influenced by AO, heavy and light shaded areas denote the positive correlation passing the tests of 0.01 and 0.05 levels, respectively)

5 结论与讨论

本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料和哈德莱

中心的海表面温度资料,探究冬季 AO 对于东亚表面温度的影响。主要结论如下:

1) 当冬季 AO 处于正位相时,高层东亚大槽显著减弱,同时地面西伯利亚高压减弱,说明东亚冬季

风偏弱,北亚和东亚地区地面南风异常,西伯利亚至我国南部的东亚季风区表面温度异常偏高。冬季AO与东亚冬季表面温度表现出一致的年代际变化特征。

2) 冬季AO在月际尺度上作用并不完全一致,由于冬季高纬度大气变率较大,其自身的持续性为1个月,但对东亚表面温度的影响会持续2个月以上,其中1月、2月AO分别与东亚表面温度存在长达4个月的相关关系。

3) 1月、2月AO对东亚表面温度的长时间影响很可能通过西太平洋的海气相互作用实现。在AO处于正位相时,AO可以通过低层风场将信号传递至西太平洋,导致西太平洋海温升高,由于海洋自身的持续性,使AO与东亚表面温度关系得以维持。

综合以上分析,说明冬季逐月AO对东亚表面温度持续影响,西太平洋海温起重要作用。在研究AO对中高纬度大陆影响时,海气相互作用也是关键性因素,所获得结论可通过今后的数值模拟进一步加以验证和完善。

参考文献

- [1] Thompson D W J, Wallace J M. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys Res Lett*, 1998, 25(9): 1297-1300.
- [2] Thompson D W J, Wallace J M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J Climate*, 2000, 13(5): 1000-1016.
- [3] Baldwin M P, Timothy J D. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J Geophys Res*, 1999, 104: 30937-30946.
- [4] 范丽军, 李建平, 韦志刚, 等. 北极涛动和南极涛动的年变化特征. *大气科学*, 2003, 27(3): 419-424.
- [5] Wallace John M. North Atlantic Oscillation annular mode: Two paradigms-one phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2000, 126: 791-805.
- [6] 龚道溢, 王绍武. 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响. *地理学报*, 2003, 58(4): 559-568.
- [7] Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. East Asian winter monsoon and Arctic oscillation. *Geophys Res Lett*, 2001, 28(10): 2072-2076.
- [8] 毛睿, 龚道溢, 房巧敏. 冬季东亚中纬度西风急流对我国气候的影响. *应用气象学报*, 2007, 18(2): 137-146.
- [9] 施能. 近40年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与气候的关系. *应用气象学报*, 1996, 7(2): 175-182.
- [10] Wu B Y, Wang J. Impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian High, the East Asian winter monsoon. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19(2): 297-320.
- [11] 武炳义, 卞林根, 张人禾. 冬季北极涛动和北极海冰变化对东亚气候变化的影响. *极地研究*, 2004, 16(3): 211-220.
- [12] 刘实, 隋波, 涂钢, 等. 我国东北地区冬季气温变化的东亚季风背景. *应用气象学报*, 2014, 25(1): 11-21.
- [13] 丁一汇, 柳艳菊, 梁苏洁, 等. 东亚冬季风的年代际变化及其与全球气候变化的可能联系. *气象学报*, 2014, 72(5): 835-852.
- [14] 李春晖, 管兆勇, 何金海, 等. 西太平洋海温和南方涛动与中国冬季气候异常关系年代际变化的对比分析. *应用气象学报*, 2005, 16(1): 105-113.
- [15] Chen S F, Chen W, Wei K. Recent trends in winter temperature extremes in eastern China and their relationship with the Arctic Oscillation and ENSO. *Adv Atmos Sci*, 2013, 30(6): 1712-1724. doi: 10. 1007/s00376-013-2296-8.
- [16] 陈文, 兰晓青, 王林, 等. ENSO和北极涛动对东亚冬季气候异常的综合影响. *科学通报*, 2013, 58(8): 634-641.
- [17] 陈文, 魏科, 王林, 周群. 东亚冬季风气候变异和机理以及平流层过程的影响. *大气科学*, 2013, 37(2): 425-438.
- [18] Liu Qinyu, Wen Na, Liu Zhengyu. An observational study of the impact of the North Pacific SST on the atmosphere. *Geophys Res Lett*, 2006, 33(18): L18611. doi: 10. 1029/2006GL026082.
- [19] Kim Hae-Jeong, Ahn Joong-Bae. Possible impact of the autumnal North Pacific SST and November AO on the East Asian winter temperature. *J Geophys Res*, 2012, 117, D12104. doi: 10. 1029/2012JD017527.
- [20] He Shenping, Wang Huijun. Impact of the November/December Arctic Oscillation on the following January temperature in East Asia. *J Geophys Res*, 2013, 118(23): 12981-12998.
- [21] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437-470.
- [22] Li Jianping, Wang Julian. A modified zonal index and its physical sense. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(12): 1632. doi: 10. 1029/2003GL017441.
- [23] 康丽华, 陈文, 王林, 陈丽娟. 我国冬季气温的年际变化及其与大气环流的海温异常的关系. *气候与环境研究*, 2009, 14(1): 45-53.
- [24] 郭其蕴. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系. *应用气象学报*, 1994, 5(2): 218-225.
- [25] 陈文, 康丽华. 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. *大气科学*, 2006, 30(5): 843-870.
- [26] 李维京, 李怡, 陈丽娟, 等. 我国冬季气温与影响因子关系的年代际变化. *应用气象学报*, 2013, 24(4): 385-396.
- [27] Feldstein S B. The recent trend and variance increase of the Annular Mode. *J Climate*, 2002, 15(1): 88-94.
- [28] Deser C. On the Teleconnectivity of the Arctic Oscillation. *Geophys Res Lett*, 2000, 27(6): 779-782.

The Persistent Impact of Winter Arctic Oscillation on the East Asian Surface Air Temperature

Dong Shi¹⁾ Xiao Ziniu²⁾

¹⁾ (*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

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

Abstract

A statistical research of NCEP/NCAR reanalysis data and Met Office HadISST over the period of 1948–2013 is conducted to explore the influence of the winter AO on East Asian surface air temperature. The positive phase of the winter AO is characterized by weakened East Asia deep trough as well as Siberian high, low-level southerly wind field, and weakened East Asian winter monsoon resulting in temperature rise. The contrary is the case in the negative phase of the winter AO.

In high latitudes, atmospheric variability in winter is very large. With probing deeply into the relationship between monthly winter AO and East Asian surface air temperature, it is found that the impact of AO in January and February can last 2 months or longer, respectively. And the impact will almost disappear in June. The effect of winter AO itself on monthly scale is not consistent. AO can only last no more than two months after self-correlation analysis. But though a large amount of ocean heat content, sea change is slow and persistent. Ocean can store abnormal information of atmosphere, and then acting on atmosphere. For the positive phase of AO, the sea surface temperature (SST) in Western Pacific and East Asian surface temperature are simultaneously abnormally high, and anomalous northeast trades lead to SST anomalies in Western Pacific, making Western Pacific carry AO signals for more than 4 months.

With effects of Western Pacific, AO signals are passed continuously into East Asia. Above all, effects of SST in Western Pacific are of vital importance for the persistent impact of Arctic Oscillation on the East Asia through air-sea interaction.

Key words: Arctic Oscillation; East Asian surface air temperature; Western Pacific sea surface temperature; air-sea interaction