

一个反映中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数的统计预测方法^{*1}

刘 舸¹ 宋文玲² 朱艳峰³
LIU Ge¹ SONG Wenling² ZHU Yanfeng³

1. 中国气象科学研究院, 北京, 100081

2. 国家气候中心, 北京, 100081

3. 国家气象信息中心, 北京, 100081

1. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2. *National Climate Center, Beijing 100081, China*

3. *National Meteorological Information Center, Beijing 100081, China*

2012-08-07 收稿, 2012-09-13 改回.

刘舸, 宋文玲, 朱艳峰, 2013. 一个反映中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数的统计预测方法. *气象学报*, 71(2): 275-285

Liu Ge, Song Wenling, Zhu Yanfeng. 2013. A statistical prediction method for an East Asian winter monsoon index reflecting winter temperature changes over the Chinese mainland. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(2): 275-285

Abstract Using the monthly temperature data from 160 stations of China, the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis data, the NOAA-Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES) 20th Reanalysis data, etc., and the statistical analysis methods, the abilities to reflect the pattern of the consistent variability in winter temperatures over the mainland of eastern China are assessed for a variety of East Asian winter monsoon (EAWM) indices, respectively. The precursors affecting the EAWM intensity and associated influencing processes are investigated. According to these precursors, a prediction model is established to predict the EAWM index. The research results show that among these indices, the EAWM index defined by Zhu in 2008 can reflect well anomalous winter temperatures in most parts of eastern China during the two periods before 1981 and after 1981; the previous autumn (September–October) sea surface temperature (SST) in the mid-latitude North Pacific region to the west of the North American continent (35°–50°N, 145°–130°W), the previous autumn sea ice concentration over the Kara Sea region of the Arctic Ocean (75°–82°N, 65°–85°E), and the previous autumn high-level (300–200 hPa) air temperature over the mid-latitude region of the East Asia (30°–50°N, 80°–140°E) have a good persistence with anomalous signals persisting from the previous autumn to winter, and therefore may affect the strength of the EAWM; based on these three preceding factors, a statistical prediction model for the EAWM is established. The evaluation results show that the model has a strong predictive ability, and can be used to predict the EAWM intensity and its corresponding winter temperatures over eastern China.

Key words East Asian winter monsoon (EAWM), Prediction, Sea surface temperature (SST), Arctic sea ice, High-level temperature

摘 要 利用中国 160 个站逐月温度、NCEP 再分析和 NOAA-CIRES 20 世纪再分析等资料, 采用统计分析方法, 就反映中国东部大陆冬季一致性气温变化模式的能力方面, 对多种东亚冬季风指数进行了评估, 探讨了影响东亚冬季风强弱的主要前期

* 资助课题: 公益性行业专项(GYHY200906016)、国家重点基础研究发展计划项目(2010CB428606)、中国气象科学研究院基本科研业务费重点项目(2010Z001, 2010Z003)。

作者简介: 刘舸, 主要从事东亚季风研究。E-mail: liuge@cams.cma.gov.cn

通讯作者: 宋文玲, 主要从事短期气候预测研究。E-mail: songwl@cma.gov.cn

因子及其相应的影响过程,并据此建立了一个预测冬季风指数的预测模型。研究表明:1981年前、后两个阶段,朱艳峰2008年定义的东亚冬季风指数都可以很好地反映中国东部大部分地区的冬季气温异常;北美大陆西侧北太平洋中纬度地区(35°—50°N,145°—130°W)的前期秋季(9—10月)海温、北极喀拉海地区(75°—82°N,65°—85°E)的前秋海冰密集度和东亚中纬度地区(30°—50°N,80°—140°E)的前秋高空(300—200 hPa)温度异常都具有较强的持续性,异常信号可从前秋一直持续到冬季,进而影响东亚冬季风的强度;根据上述3个前期因子建立了东亚冬季风统计预测模型,评估发现该模型具有较强的预测能力,可用于冬季风强度以及相应的中国东部大陆冬季气温的定性预测。

关键词 东亚冬季风, 预测, 海表温度, 北极海冰, 高空温度

中图法分类号 P461+.2

1 引言

东亚冬季风是季风系统的一个重要组成部分,它控制区域大,影响时间长,是北半球冬季最为活跃的大气环流系统。冬季风的活动以寒潮爆发为主要特征,它往往会带来大范围的低温、雨雪和冰冻灾害,影响中国的天气、气候(施能,1996;吴尚森等,2000)。研究东亚冬季风的变化特征和机理,并探索其预测方法,具有十分重要的科学意义和实用价值。

建立一个合适的季风指数是研究并预测东亚冬季风强弱变化的基础,为此许多学者从不同的角度定义了冬季风指数,如海-陆气压差(郭其蕴,1994;施能,1996;刘实,2007)、区域平均经向风(Ji, et al, 1997; Chen, et al, 2000; Liu, et al, 2012)、纬向风(Yang, et al, 2002; Jhun, et al, 2004; 朱艳峰, 2008; Li, et al, 2010)、水平风速(王会军等, 2004)、东亚大槽(孙淑清等, 1995; 崔晓鹏等, 1999)和西伯利亚高压(Wu, et al, 2002)等。近年来,很多学者(高辉, 2007; 邵鹏程等, 2012)对目前定义的一些东亚冬季风指数进行了分类,并系统地评估了它们对东亚大气环流异常的代表性以及对中国大陆冬季气温的代表性等。然而,上述评估主要针对的是20世纪50年代以来的整体状况。伴随80年代以来全球变暖的加剧,中国气候表现出了较为明显的年代际变化(沙万英等, 2002; 申红艳等, 2010),同时东亚冬季风本身自20世纪80年代初期开始也表现为年代际偏弱(施晓晖等, 2007)。那么,各种东亚冬季风指数反映中国大陆冬季气温的能力在80年代前、后是否也存在明显的变化呢?根据世界气象组织的规定,一般选取最近3个年代的平均值作为当前的气候平均状况,目前中国国家气候中心等业务单位已经将1981—2010年平均作为新的气候平均值标准。因此,在这一背景下,各种东亚冬季风指数在1981年以后对中国大陆冬季气温的代表性需要进一步评估。

对于东亚冬季风的预测,一些学者从海温、海冰以及大气内部环流演变等角度探讨了影响东亚冬季风强弱的前兆信号。从前期海表温度(SST)异常来看,其关键影响海域主要为赤道中东太平洋、黑潮区、印度洋等。陈海山等(2002a)指出,赤道中东太平洋Nino C区秋季海表温度正(负)异常,最终可导致东亚冬季风活动偏弱(强)。陈海山等(2002b)利用数值模拟进一步发现,中纬度太平洋地区秋季海表温度异常也是影响东亚冬季风强弱的重要因素,该地区持续偏冷(暖),能够引起有利于强(弱)东亚冬季风的环流异常。秋季黑潮海表温度偏高时,冬季蒙古高压加强,阿留申低压加深南移,海陆气压差加大,导致东亚冬季风偏强,反之亦然(李忠贤等, 2004)。另外,前期秋季印度洋全区一致性模态与东亚冬季风强度表现为显著负相关(李东辉等, 2006)。对于前期海冰异常,管成功等(2002)发现,秋季东西伯利亚海的海冰偏多(少),对应东亚冬季风偏强(弱)。武炳义等(2011)指出,秋冬季北冰洋东部以及欧亚大陆边缘海域的海冰密集度与反映冬季风强弱的西伯利亚高压强度指数显著负相关。除了海温、海冰等外强迫的影响,前期环流信号也与冬季风强弱密切相关。刘实等(2010)发现,前期10月北太平洋—北美—北大西洋异常环流型与冬季风强度表现为显著正相关,他们根据这种相关特征,并结合前期黑潮及其延伸区和热带西印度洋海温异常信号,建立了预测冬季风强度的统计预测方法,取得了较好的预测效果。上述研究为东亚冬季风的预测奠定了基础。然而,在新的气候态背景下,同样需要进一步考察1981年以后影响东亚冬季风强度的前期因子是否有所不同。

另外,由于亚洲上空对流层温度异常具有较强的持续性(Zhao, et al, 2011),该区域对流层中上层温度可能通过影响东亚地区相应的环流系统变化,进而影响东亚冬季风的强弱,因此,前期亚洲上空对

流层温度是否可以作为预测冬季风强弱的一个新的前兆信号,值得深入探讨。

在上述研究的基础上,本文拟首先评估各种东亚冬季风指数在 1981 年前、后对中国东部大陆冬季气温一致性变化的反映能力,从而选取一个能够较稳定地描述中国东部大陆冬季气温变化的冬季风指数进行研究。基于选取的冬季风指数,从海温、海冰和高空温度的角度分析 1981 年以后对东亚冬季风影响显著的前期因子,并探索前期因子与东亚冬季风强度的可能物理连接过程。最后,建立东亚冬季风强度统计预测模型,并对该模型的预测能力进行评估。

2 资料和方法

本文所用资料包括:1951—2012 年中国 160 个站的逐月温度资料,该资料下载自中国国家气候中心网站(<http://ncc.cma.gov.cn>),是中国国家气候中心预测业务中常用的资料;美国国家环境预报中心(NCEP)再分析大气环流资料,包括 1951—2012 年的月平均温度、海平面气压、位势高度和 U 、 V 矢量风场,其水平分辨率均为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Kalnay, et al, 1996); NCEP 再分析产品表面通量的逐月海冰密集度资料,其分辨率为 192×94 高斯格点(Kalnay, et al, 1996);美国国家海洋与大气局和科罗拉多大学环境科学合作研究所(NOAA-CIRES)20 世

纪再分析的表面气温资料,其分辨率为 192×94 高斯格点(Compo, et al, 2011);美国国家海洋和大气局(NOAA)气候诊断中心的海表温度扩展重建资料,其水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ (Smith, et al, 2004)。在本文中,冬季指当年 12 月至次年 2 月。

本文采用逐步回归的方法选取预报因子,并建立预测模型,采用 Jackknife 法(Efron, 1979)对预测模型的稳定性进行校验。Jackknife 法的具体步骤为:在模型拟合期内,对整个时间序列一次剔除一组数据,以剩余数据重新建立回归模型,计算复决定系数(R^2)、自由度调整后的复决定系数(R_{adj}^2)、 F 检验值和显著性水平(P)等统计指标(黄嘉佑, 2000)。然后逐年剔除一组数据,重复上述步骤,从而得到多组统计指标。如果各项统计指标(如 R^2 、 R_{adj}^2)与原回归模型(未经剔除,包含拟合期全部年份)的结果接近且变化范围较小,则表明该回归模型稳定可靠。此外,本文所用方法还包括相关和合成分析等。

3 东亚冬季风指数的评估

参考高辉(2007)和邵鹏程等(2012)对东亚冬季风指数的分类,根据冬季风指数的定义将它们分为西伯利亚高压指数、海陆气压差指数、东亚大槽指数、 V 风分量指数和 U 风分量指数等(见表 1),上述指数经过符号调整,从而使指数越大(小)代表冬季风越强(弱)。

表 1 东亚冬季风指数表

Table 1 A list for the East Asian winter monsoon indices

指数	文献	计算公式	类别	站点数 I	站点数 II
I_{Shi}	施能(1996)	$\sum_{i=20^\circ N}^{50^\circ N} (p_{s110^\circ E, i} - p_{s116^\circ E, i})$	海陆气压差	47	58
I_{Liu}	刘实(2007)	$p_s(45^\circ-70^\circ N, 80^\circ-160^\circ E) - p_s(0^\circ-30^\circ S, 110^\circ-180^\circ E)$	海陆气压差	107	44
I_{Wu}	Wu 等(2002)	$p_s(40^\circ-60^\circ N, 80^\circ-120^\circ E)$	西伯利亚高压	43	98
I_{Sun}	孙淑清等(1995)	$H_{500}(30^\circ-45^\circ N, 125^\circ-145^\circ E)$	东亚大槽	26	78
I_{Chen}	Chen 等(2000)	$V_{10m}(25^\circ-40^\circ N, 120^\circ-140^\circ E) + V_{10m}(10^\circ-25^\circ S, 110^\circ-130^\circ E)$	V 风分量指数	45	33
I_{Ji}	Ji 等(1997)	$V_{1000}(10^\circ-30^\circ N, 115^\circ-130^\circ E)$	V 风分量指数	80	5
I_{Jhun}	Jhun 等(2004)	$U_{300}(27.5^\circ-37.5^\circ N, 110^\circ-170^\circ E) - U_{300}(50^\circ-60^\circ N, 80^\circ-120^\circ E)$	U 风分量指数	85	60
I_{Zhu}	朱艳峰(2008)	$U_{500}(25^\circ-35^\circ N, 80^\circ-120^\circ E) - U_{500}(50^\circ-60^\circ N, 80^\circ-120^\circ E)$	U 风分量指数	118	105

注: p_s 代表海平面气压, H_{500} 代表 500 hPa 位势高度, V_{10m} 和 V_{1000} 分别表示 10 m 和 1000 hPa 的 V 风矢量, U_{300} 和 U_{500} 分别表示 300 和 500 hPa 的 U 风矢量; 站点数 I 代表第 I 阶段(1951—1980 年)季风指数与中国东部冬季气温负相关系数超过 1% 显著水平的站点个数, 站点数 II 与站点数 I 相同, 但为第 II 阶段(1981—2010 年)的情况

Note: p_s represents sea level pressure, H_{500} 500 hPa geopotential height, V_{10m} (V_{1000}) 10 m (1000 hPa) V vector winds, U_{300} (U_{500}) 300 hPa (500 hPa) U vector winds; site number I (II) indicates the number of sites in which the negative correlation coefficients between the EAWM index and winter temperature over eastern China are significant at the 99% confidence level during 1951—1980 (1981—2010)

由于中国大陆冬季一致偏冷或偏暖是最为主要的冬季气候变化模态(朱艳峰等, 2007), 因此, 本文

以各个冬季风指数是否能够很好地反映中国东部大范围地区冬季气温一致性变化作为评估标准。具体

来说,通过比较各个冬季风指数与中国东部(100°E以东)冬季气温负相关系数超过1%显著水平的站点个数进行评估。评估发现,朱艳峰(2008)定义的冬季风指数(I_{Zhu})对中国东部大部分地区冬季气温变化的反映能力较强。其定义为东亚低纬度地区(25°—35°N, 80°—120°E)与中高纬度地区(50°—60°N, 80°—120°E)区域平均的500 hPa U 风差值(表1),该指数能够很好地反映东亚冬季风系统各成员的变化,兼顾了北方和南方的环流状况以及东西向热力差异的影响,因此,可以很好地反映中国东部大部分地区冬季气温变化(朱艳峰,2008)。从表1的最后两列可以看到,在1951—1980年和1981—2010年两个时段, I_{Zhu} 可以很好地代表中国东部118

和105个站点的冬季气温变化,分别占中国东部总站点数(140个)的84%和75%,与其他冬季风指数相比最多。 I_{Zhu} 与中国冬季气温场的相关结果显示,在1951—1980年和1981—2010年两个时段, I_{Zhu} 与中国东部大部分地区的冬季气温都表现出显著负相关(图1),直观地说明该指数可以稳定地反映中国东部大部分地区一致性的冬季气温变化。另外,利用NOAA-CIRES 20世纪再分析的表面气温资料重绘图1,同样发现在1951—1980年和1981—2010年两个时段, I_{Zhu} 与冬季气温在中国东部大范围地区表现出显著负相关(图略),进一步说明 I_{Zhu} 可以稳定地反映该地区一致性的冬季气温变化。

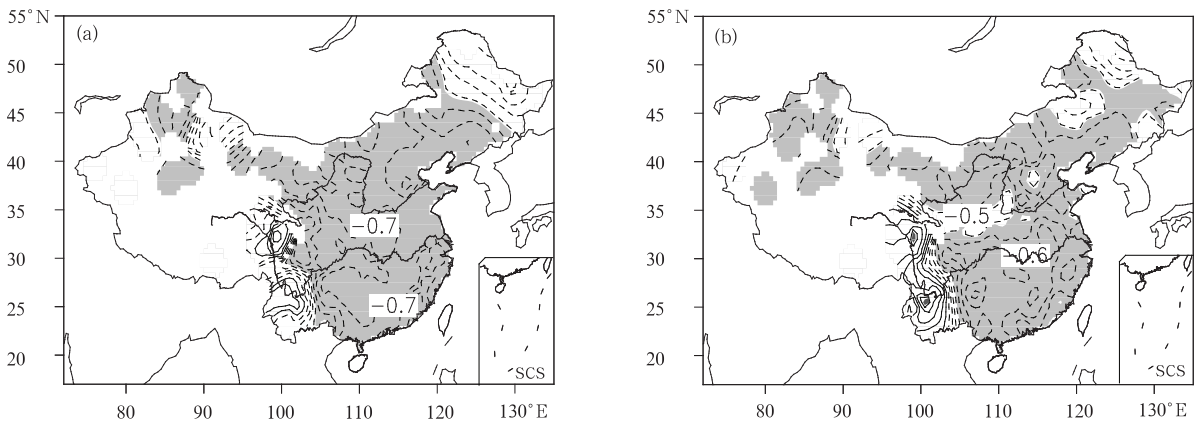


图1 1951—1980年(a)和1981—2010年(b) I_{Zhu} 与中国冬季气温的相关
(阴影区超过1%的显著性水平)

Fig. 1 Correlations between I_{Zhu} and winter temperatures over China for the periods of 1951—1980 (a) and 1981—2010 (b) (the shaded areas denote that the correlation is significant at the 99% confidence level)

目前,对于东亚冬季年代际气候变化的具体时间节点尚没有一致说法。施晓晖等(2007)发现冬季表面气温在20世纪80年代初(1981年)发生了年代际尺度的位相突变。琚建华等(2003)则认为,东亚冬季风指数从70年代中期(1977年)开始由正距平转为负距平,同时东亚北部地区增暖明显。为此,分1951—1976年和1977—2011年两个时段,对各个冬季风指数进行了重新评估。发现, I_{Zhu} 在1977年前、后两时段可以很好地代表中国东部113和111个站点的冬季气温变化,分别占中国东部总站点数的81%和79%,与其他冬季风指数相比也是最多的。可见两种分段标准对评估结果的影响不大。

此外,需要指出的是,上述评估结果并不表明

I_{Zhu} 优于其他冬季风指数,只是说明在反映中国东部整体一致的冬季气温变化方面, I_{Zhu} 具有更高的稳定性。因此,在下文中将基于 I_{Zhu} 进一步分析影响东亚冬季风强弱变化的前兆信号。

4 东亚冬季风的前期因子

4.1 前期因子的确定

为了探索影响东亚冬季风强度的前期因子,分别做了1981—2010年 I_{Zhu} 与前期秋季(9—10月)海表温度、海冰密集度和对流层高层(300—200 hPa)温度场的相关。 I_{Zhu} 与前秋海表温度场的显著相关主要表现在太平洋地区。从海温相关场(图2)可以看到,日本东南侧区域(图2中I区:15°—30°N,

135°—160°E))和日界线东侧北太平洋中纬度地区(图2中II区:(30°—42°N,180°—160°W))为显著正相关,而北美大陆西侧的北太平洋中纬度地区(图2中III区:(35°—50°N,145°—130°W))和赤道中东太平洋地区(图2中IV区:(5°—12°N,160°—135°W))则为显著负相关。从相关的角度看,上述4个区域的前秋海温异常与东亚冬季风强度的关系最为紧密。

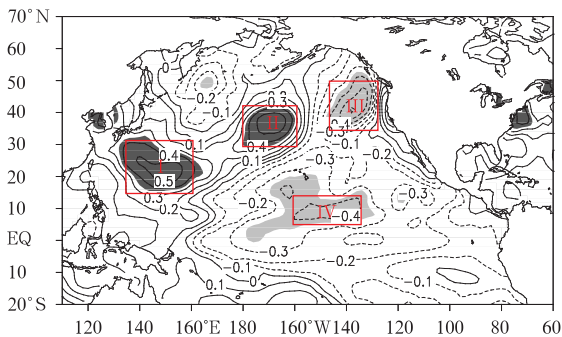


图2 1981—2010年 I_{Zhu} 与前秋(9—10月)海表温度场的相关
(阴影区超过5%的显著性水平,红色框指示各关键区的范围)

Fig. 2 Correlation between I_{Zhu} and the pre-summer (September–October) SST for the period of 1981–2010 (the shaded areas denote that the correlation is significant at the 95% confidence level, red boxes indicate key regions)

1981—2010年 I_{Zhu} 与前秋海冰密集度的相关(图3)表明,前秋北极地区喀拉海(75°—82°N,65°—85°E)海冰密集度与东亚冬季风强度表现出显著负相关。从前秋高空温度相关场(图4)上看,与东亚冬季风强弱相关最密切的区域位于东亚中纬度地区(30°—50°N,80°—140°E)。

根据上述关键区内平均的要素值,定义了6个前期因子指数(4个海温指数,1个海冰指数和1个高空温度指数)。相关分析发现,1981—2010年的I—IV区前秋海温指数与 I_{Zhu} 的相关系数分别为0.50、0.49、-0.56和-0.42。前秋海冰密集度指数与 I_{Zhu} 的相关系数为-0.55。前秋东亚高空温度指数与 I_{Zhu} 的相关系数为0.58。上述相关系数均超过5%的显著性水平,进一步说明了上述6个前期因子与冬季风强弱具有密切关系。其中,前秋东亚高空温度指数($I_{T_{mp}}$)、海冰密集度指数($I_{I_{ce}}$)和III区

海温指数(I_{SST})与 I_{Zhu} 的相关系数是6个前期因子中最高的,均超过1%的显著性水平。同时,采用逐步回归的方法,对6个前期因子进行筛选,发现 $I_{T_{mp}}$ 、 $I_{I_{ce}}$ 和 I_{SST} 也是回归 I_{Zhu} 的“最优”前期因子,因此可以将它们作为预测因子建立回归模型,进而预测东亚冬季风强度。

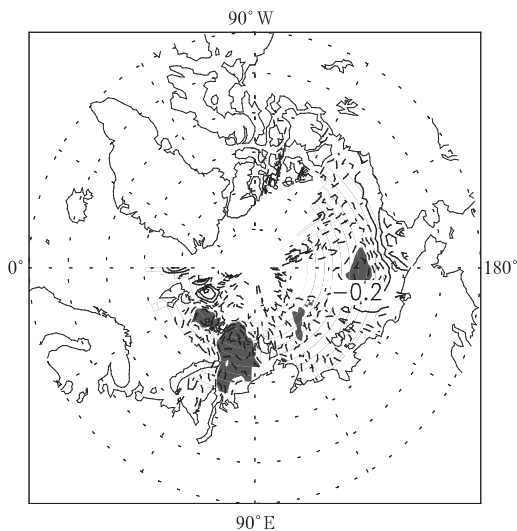


图3 同图2,但为与前秋海冰密集度的相关
Fig. 3 As in Fig. 2 but for the correlation with the pre-summer sea ice concentration

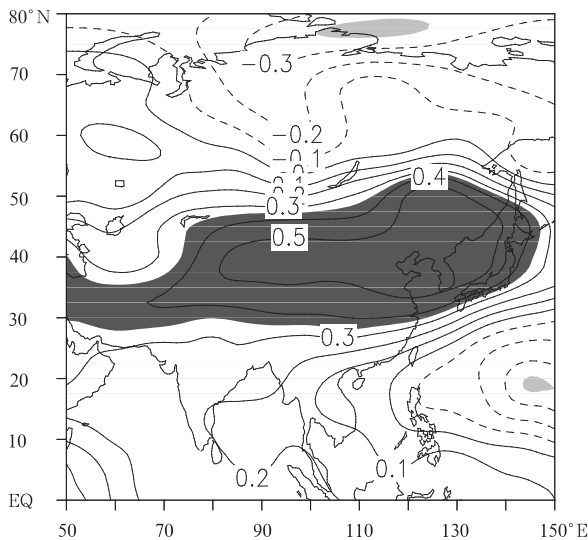


图4 同图2,但为与前秋300—200 hPa平均温度场的相关
Fig. 4 As in Fig. 2 but for the correlation with the pre-summer 300–200 hPa air temperature

4.2 前期因子影响冬季风的连接过程

前秋 I_{SST} 、 I_{ice} 和 $I_{T_{mp}}$ 与东亚冬季风强弱显著相关,那么这种关系是否有较为清楚的物理意义呢?这里对这些前期因子影响东亚冬季风强度的可能物理连接过程进行分析。

图 5 给出了 1981—2010 年前秋 I_{SST} 与冬季海表温度场的相关。可见北美大陆西侧的北太平洋中纬度地区(Ⅲ区)出现了显著正相关,显著中心相关系数在 0.7 以上,超过 1% 的显著性水平。这表明该区域海温异常信号可以从前秋持续到冬季。另外,图 5 也显示在赤道中东太平洋为显著正相关,而在菲律宾以东的暖池区为显著负相关,表现出明显的 ENSO 特征。可见Ⅲ区海温异常除了在本地区的持续性外,在一定程度上也可以指示冬季厄尔尼诺(拉尼娜)异常信号,进而引起冬季风的强弱变化。具体来说,在冬季厄尔尼诺(拉尼娜)年,亚洲上空环流型不利(有利)于寒潮向南方爆发,导致冬季风偏弱(强)(陶诗言等,1998)。另外,前秋 I_{SST} 与冬季 500 hPa U 风场的相关(图 6)显示,在东亚大陆上空 80°E 以东的中高纬度(45°—55°N)地区出现显著正相关,而在低纬度(25°—40°N)地区为显著负相关,与描述 I_{Zhu} 强度的 500 hPa U 风结构特征(表 1 末行)大体一致。这进一步表明,前秋 I_{SST} 与冬季厄尔尼诺(拉尼娜)异常具有紧密联系,因而对 I_{Zhu} 代表的冬季风强弱具有重要指示意义。

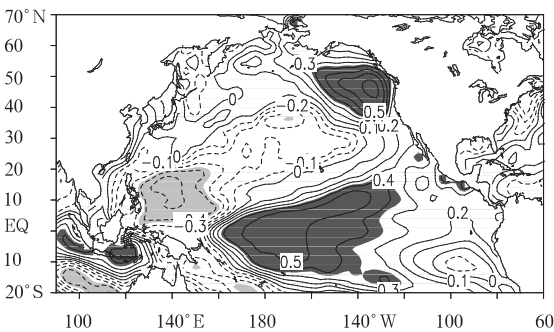


图 5 1981—2010 年前秋 I_{SST} 与冬季海表温度场的相关 (阴影区超过 5% 显著性水平)

Fig. 5 Correlation between the pre-autumn I_{SST} and the winter SST for the period of 1981—2010 (the shaded areas denote that the correlation is significant at the 95% confidence level)

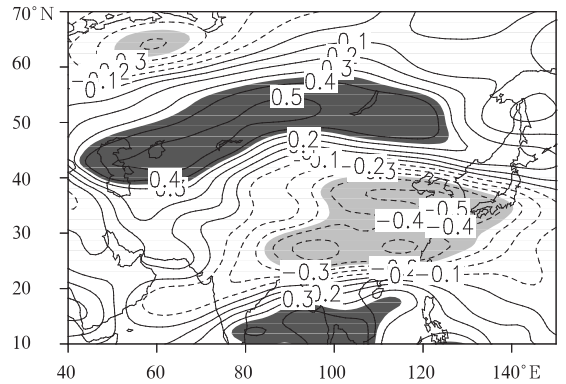


图 6 1981—2010 年前秋 I_{SST} 与冬季 500 hPa U 风场的相关 (阴影区超过 5% 显著性水平)

Fig. 6 Correlation between the pre-autumn I_{SST} and winter U winds at 500 hPa level (the shaded areas denote that the correlation is significant at the 95% confidence level)

同样也做了 1981—2010 年前秋 I_{ice} 与冬季海冰密集度的相关(图略),发现在北极地区喀拉海偏西地区(75°—79°N, 40°—85°E)表现为显著正相关,其他区域的相关则不显著。这说明前秋喀拉海地区海冰密集度异常可以很好地持续到冬季,且其持续性基本体现在局地范围内。而该地区冬季海冰密集度与同期 500 hPa 位势高度场的相关(图 7)显示,在北极地区,以喀拉海为中心出现了大范围的显著负相关,而在贝加尔湖西南为显著正相关。也即当喀拉海地区海冰密集度偏高(低)时,可能会导致亚洲大陆以北地区位势高度的负(正)异常,而贝加尔湖附近阻塞高压则表现为偏强(弱)。相应地,在 500 hPa 风场上,贝加尔湖阻塞高压北侧 50°—60°N 出现异常偏西(东)风,而在其南侧 30°N 附近为异常偏东(西)风(图略),这种特征与 I_{Zhu} 描述的东亚冬季风强弱的结构特征基本一致,因此,喀拉海附近冬季海冰密集度与 I_{Zhu} 显著相关(-0.39, 超过 5% 的显著性水平)。综上所述,前秋北极地区喀拉海海冰异常信号可以持续到冬季,引起冬季从北极到东亚中高纬度地区的位势高度异常,进而影响东亚冬季风的强弱。

图 8 为 1981—2010 年前秋 $I_{T_{mp}}$ 与冬季 300—200 hPa 平均温度场的相关,可见在东亚中纬度地区(20°—45°N, 80°—140°E)上空出现了显著正相关,而在该显著正相关区的南北两侧则为显著负相

关。这表明前秋东亚上空温度异常具有很好的持续性,异常信号可持续到冬季,导致东亚地区 20°N 附近和 50°N 附近的南北向温差加大。为了进一步说明该南北向温度差异可引起 500 hPa *U* 风异常,根据图 8 的显著相关区,定义(20°—45°N, 80°—140°E)区域与(0°—20°N, 40°—80°E)区域温度差值为低纬度南北向温度差指数,而将(20°—45°N, 80°—140°E)与(50°—65°N, 110°—140°E)区域温度差值定义为中高纬度南北向温度差指数。图 9 分别给出了上述 2 个温差指数与 500 hPa *U* 风场的相关。由

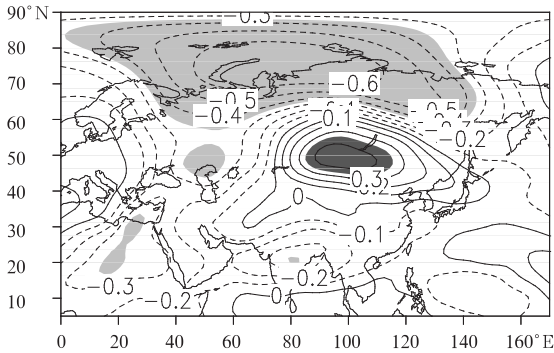


图 7 1981—2010 年冬季喀拉海偏西地区(75°—79°N, 40°—85°E)区域平均海冰密集度与同期 500 hPa 位势高度场的相关(阴影区超过 5% 显著性水平)

Fig. 7 Correlation between the regionally averaged winter sea ice concentration over the west Kara Sea region (75°—79°N, 40°—85°E) and the simultaneous 500 hPa geopotential height for the period of 1981—2010 (the shaded areas denote that the correlation is significant at the 95% confidence level)

图 9a 可见, 25°—35°N 纬带为较为显著的负相关。图 9b 显示, 除了 25°—35°N 纬带的显著负相关外, 在中高纬度 50°N 附近表现为显著正相关。这说明南北向温度差异的确可以导致 500 hPa *U* 风场异常。该异常分布特征又与 I_{Zhu} 描述的东亚冬季风强弱结构特征(表 1 末行)基本一致。因此, 可以认为, 前秋东亚上空温度异常信号可持续到冬季, 导致冬季东亚地区 20°N 附近和 50°N 附近异常的南北向温差, 进而影响东亚冬季风的强弱。

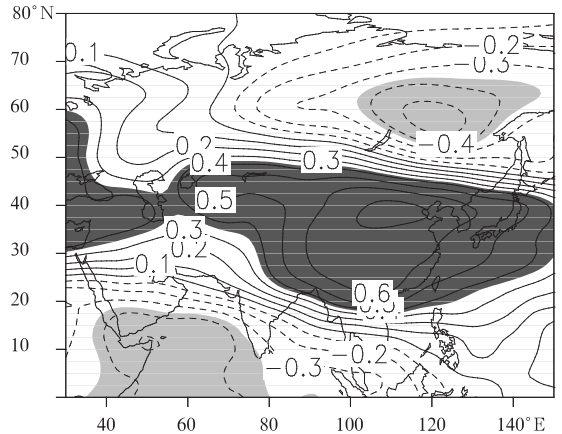


图 8 1981—2010 年前秋 $I_{T_{mp}}$ 与冬季 300—200 hPa 平均温度场的相关(阴影区超过 5% 显著性水平)

Fig. 8 Correlation between the pre-autumn $I_{T_{mp}}$ and the winter 300—200 hPa air temperature for the period of 1981—2010 (the shaded areas denote that the correlation is significant at the 95% confidence level)

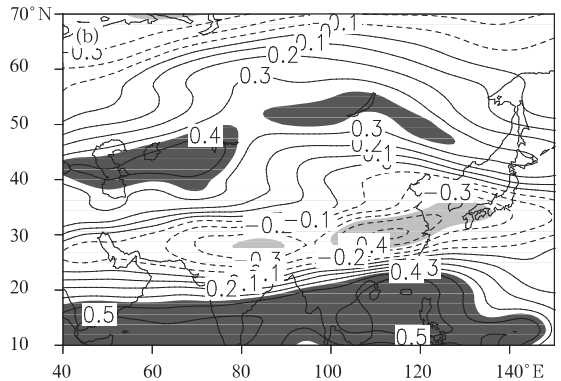
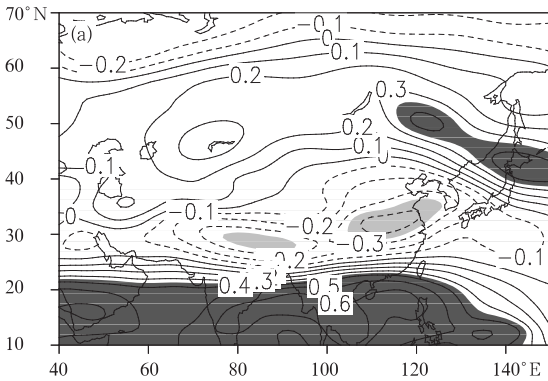


图 9 1981—2010 年冬季温差指数与同期 500 hPa *U* 风场的相关(阴影区超过 5% 显著性水平; a. 低纬度温差指数, b. 中高纬度温差指数)

Fig. 9 Correlation between the winter temperature difference index and the simultaneous 500 hPa *U* winds for the period 1981—2010 (the shaded areas denote that the correlation is significant at the 95% confidence level; a. the low-latitude temperature difference index, and b. the mid-high latitude temperature difference index)

综上所述,前秋 I_{SST} 、 I_{Ice} 和 $I_{T_{mp}}$ 都具有很强的持续性,可以将异常信号从秋季延续到冬季,进而影响冬季风的强弱变化,其物理连接过程较为清楚。

5 东亚冬季风的预测与检验

根据前面的分析,以前秋 I_{SST} 、 I_{Ice} 和 $I_{T_{mp}}$ 作为预测因子,与反映东亚冬季风强弱变化的 I_{Zhu} 构建多元回归模型

$$I_{Zhu} = -0.458 \times I_{SST} - 0.474 \times I_{Ice} + 0.329 \times I_{T_{mp}} + 0.05 \quad (1)$$

其中,1981—2000 年为回归模型的建模期,以 2001—2011 年作为预测期对该模型的预测能力进

行检验。

如表 2 所示,方程(1)的 R^2 为 0.727, R^2_{adj} 为 0.659, F 检验值为 14.237,均超过 0.1% 的显著性水平(即 $P < 0.001$)。由于方程的建模期(1981—2000 年)较短(仅有 20 a),因此,采用 Jackknife 法检验回归方程的稳定性。由表 2 可见,与回归方程(1)的 R^2 (R^2_{adj}) 相比,Jackknife 平均 R^2 (R^2_{adj}) 的相对偏差百分率仅为 0.3% (0.2%),且它们的相对偏差百分率的变化范围较小,仅为 -6%—4% (-10%—5%)。另外,Jackknife 的 F 检验值为 10.683—15.400,均超过 0.001 的显著性水平。综上所述,该回归模型在统计上是稳定可靠的。

表 2 回归模型的统计量与 Jackknife 方法检验结果

Table 2 The statistical parameters for the regress model and the test results of Jackknife method

统计量	回归方程	Jackknife	偏差百分率(E)
R^2	0.727	0.729(0.681—0.755)	0.3% (-6%—4%)
R^2_{adj}	0.659	0.658(0.596—0.693)	0.2% (-10%—5%)
F	14.237	13.560(10.683—15.400)	
P	0.001	0.001	

注:偏差百分率 $E = \frac{S_J - S_R}{S_R} \times 100\%$, 其中, S_J 为 Jackknife 的统计量, S_R 为原始回归方程的统计量。

Note: The deviation percentage $E = \frac{S_J - S_R}{S_R} \times 100\%$, where S_J statistical parameters of Jackknife method, and S_R statistical parameters of the original regress model.

图 10 给出了 1981—2011 年观测的 I_{Zhu} 和根据回归模型得到的 I_{Zhu} 序列。由图可见,观测以及回归的 I_{Zhu} 表现出较为一致的变化。进一步统计发现,1981—2000 年两者的相关系数为 0.85,超过 0.1% 的显著性水平;2001—2011 年两者的相关系

数为 0.56,也超过 5% 的显著性水平。另外,2001—2011 年,回归的 I_{Zhu} 也表现出了较为明显的上升趋势,与观测的 I_{Zhu} 基本一致。上述结果较为直观地反映出回归模型的拟合和预测效果较好。

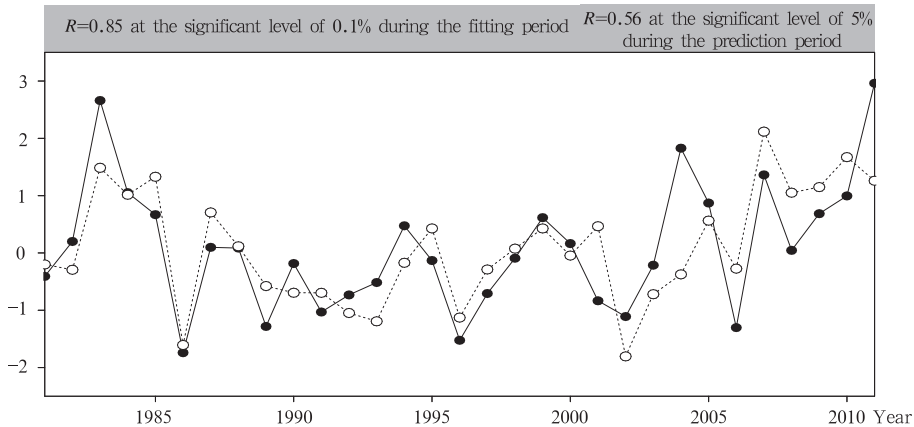


图 10 1981—2011 年观测的 I_{Zhu} (实线) 和根据回归模型得到的 I_{Zhu} (虚线) 序列

Fig. 10 Time series of the 1981—2011 observational I_{Zhu} (solid line) and the regressed I_{Zhu} (dashed line) by the regression model

为了进一步检验回归模型的拟合和预测能力,在表 3 中分别给出了 1981—2000 年和 2001—2011 年该模型对冬季风偏强 ($I_{Zhu} > 0.5\sigma$) 和偏弱 ($I_{Zhu} < -0.5\sigma$) 年的预测情况。由表 3 可以看到,1981—2000 年,实际东亚冬季风偏强 ($I_{Zhu} > 0.5\sigma$) 年为 1983、1984、1985 和 1999 年,回归方程成功地拟合出了这些年份的 I_{Zhu} 偏高,只是 1999 年的拟合结果为 0.43,未超过 0.5σ 。实际东亚冬季风偏弱 ($I_{Zhu} < -0.5\sigma$) 年为 1989、1991、1992、1993、1996 和 1997 年,回归方程同样拟合出了这些年份的 I_{Zhu} 偏低,但 1997 年拟合结果为 -0.29 ,大于 -0.5σ 。采用相对严格的标准,即只有对强、弱年拟合结果超过 $\pm 0.5\sigma$ 时,才认为拟合正确。那么,1981—2000 年拟合正确率为 80%。

对于预测阶段(2001—2011 年),实际东亚冬季风偏强 ($I_{Zhu} > 0.5\sigma$) 年为 2004、2005、2007、2009、2010 和 2011 年,其预测结果仅 2004 年出现偏差,其他年份都预测出了 I_{Zhu} 高于 0.5σ 。冬季风偏弱 ($I_{Zhu} < -0.5\sigma$) 年为 2001、2002 和 2006 年,预测结果 2001 年出现符号相反的情况,2006 年预测 I_{Zhu} 偏低,但大于 -0.5σ 。2001—2011 年对冬季风偏强、弱年的预测正确率为 67%。

表 3 回归模型对冬季风偏强 ($I_{Zhu} > 0.5\sigma$)、弱年 ($I_{Zhu} < -0.5\sigma$) 的拟合与预测情况

Table 3 Fitting and prediction effects of the regress model for the years with the strong ($I_{Zhu} > 0.5\sigma$) and weak ($I_{Zhu} < -0.5\sigma$) EAWM

1981—2000 年拟合情况			2001—2011 年预测情况		
年	观测 I_{Zhu}	回归 I_{Zhu}	年	观测 I_{Zhu}	回归 I_{Zhu}
1983	2.66	1.49	2004	1.83	-0.37
1984	1.05	1.02	2005	0.87	0.56
1985	0.67	1.33	2007	1.36	2.12
1999	0.62	0.43	2009	0.69	1.15
1989	-1.28	-0.58	2010	1.00	1.67
1991	-1.03	-0.70	2011	2.96	1.26
1992	-0.73	-1.05	2001	-0.83	0.47
1993	-0.52	-1.19	2002	-1.11	-1.80
1996	-1.52	-1.13	2006	-1.30	-0.27
1997	-0.71	-0.29			

注:正(负)代表冬季风偏强(弱)。

Note: Positive (negative) indicates the stronger (weaker) EAWM than normal.

根据图 10,以回归的 I_{Zhu} 为标准,选取冬季风偏强 ($I_{Zhu} > 0.5\sigma$; 包括 1983、1984、1985、1987、2005、2007、2008、2009、2010 和 2011 年) 和偏弱年 ($I_{Zhu} < -0.5\sigma$; 包括 1986、1989、1990、1991、1992、1993、

1996、2002 和 2003 年),计算强、弱年的冬季温度差值(图 11)。图 11 显示,中国东部大部分地区冬季气温表现出显著负异常,即对应冬季风偏强(弱),中国东部大陆冬季气温偏低(高),说明根据回归模型预测的东亚冬季风指数可以较好地指示中国东部冬季温度异常。

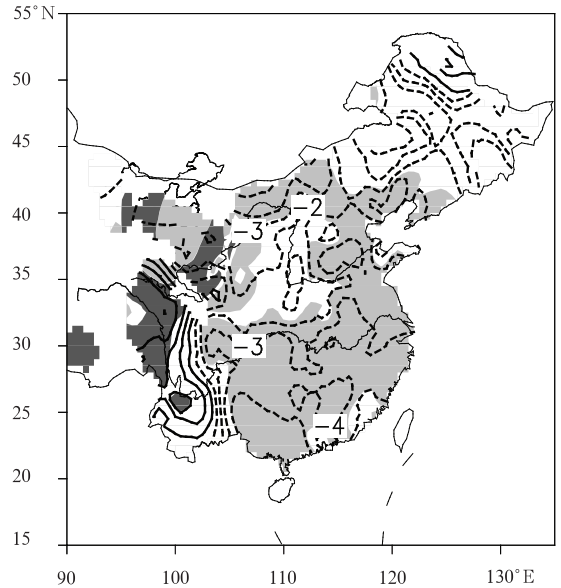


图 11 回归的 I_{Zhu} 偏高、偏低年中国东部冬季温度差异 (偏高年减偏低年,单位: $^{\circ}\text{C}$; 阴影区超过 5% 显著性水平)
Fig. 11 Winter temperature difference between years with the high regressed I_{Zhu} and years with the low regressed I_{Zhu} (high minus low, unit: $^{\circ}\text{C}$; the shaded areas denote that the correlation is significant at the 95% confidence level)

6 总结与讨论

首先评估了各种东亚冬季风指数在 1981 年前、后反映中国东部大陆冬季一致性气温变化的能力,发现朱艳峰(2008)定义的东亚冬季风指数 (I_{Zhu}) 在 1981 年前、后两个时段都可以很好地反映中国东部大部分地区的冬季气温异常。因此,基于 I_{Zhu} 分析了 1981 年以后影响东亚冬季风强弱的主要前期因子以及相应的影响过程。研究发现:北美大陆西侧的北太平洋中部地区 ($35^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$, $145^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{W}$) 前秋(9—10 月)海温除了在局地具有很强的持续性外,还可以很好地反映冬季厄尔尼诺(拉尼娜)异常信号,因而对冬季风的强弱变化具有重要的指示意

义; 北极喀拉海地区 ($75^{\circ}-82^{\circ}\text{N}$, $65^{\circ}-85^{\circ}\text{E}$) 前秋海冰密集度异常可以持续到冬季, 引起冬季从北极到东亚中高纬度地区的位势高度异常, 进而影响东亚冬季风的强弱; 同样, 东亚中纬度地区 ($30^{\circ}-50^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}-140^{\circ}\text{E}$) 高空 (300—200 hPa) 前秋温度异常也可持续到冬季, 导致冬季东亚地区 20°N 附近和 50°N 附近异常的南北向温差, 进而影响东亚冬季风的强弱。综上所述, 这 3 个前期因子都具有很强的持续性, 可以将异常信号传递到冬季, 进而影响冬季风的强度, 其影响的物理连接过程较为清晰。

根据上述 3 个前期因子, 建立了东亚冬季风统计预测模型, 并利用 Jackknife 方法证明了该模型在统计上是稳定可靠的。该模型在拟合期 (1981—2000 年) 对强、弱冬季风年的拟合准确率为 80%, 在 2001—2011 年的预测准确率为 67%, 具有较强的预测能力。而且, 预测的东亚冬季风的强弱基本上可以反映出中国东部大范围的冬季温度异常, 因此, 根据预测的冬季风强度可以定性推测中国东部冬季温度异常情况。

1981 年以后, I_{Zhu} 指示的主要是中国东部大陆主体的冬季气温异常, 对东北和西南地区的代表性相对较差 (图 1b)。而刘实等 (2010) 定义的冬季风指数 (I_{Liu}) 在 1981 年以后则主要反映了东北以及西南地区的冬季温度异常 (图 12), 而且, 他们也根据一些前期环流和海温信号建立了预测 I_{Liu} 的统计预

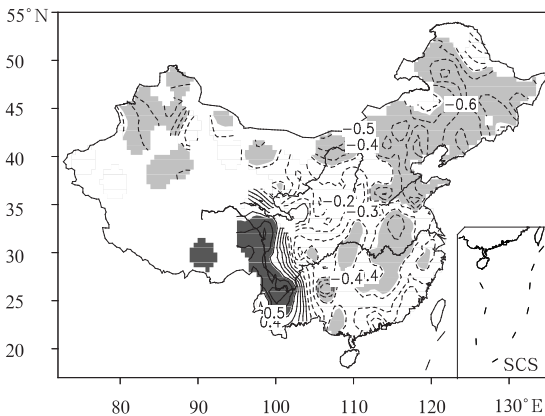


图 12 1981—2010 年 I_{Liu} 与中国冬季气温的相关 (阴影区超过 1% 的显著性水平)

Fig. 12 Correlation between I_{Liu} and winter temperatures over China for the period of 1981—2010 (the shaded areas denote that the correlation is significant at the 99% confidence level)

测方法。将 2 个预测模型结合起来, 预测中国大陆不同区域的冬季气温异常特征, 可能更为合理、有效。这也是在今后的预测实践中需要进一步探讨的问题。

需要指出的是, 尽管用于建立预测模型的 3 个前期因子包含了海-陆-气的综合信息, 但它们显然难以完全涵盖影响冬季风变化的所有因素, 同时可能由于非线性作用的影响, 导致在一些年份预测出现了失误, 例如 2001 和 2004 年的预测结果就与实况相反。对于东亚冬季风及其相应的中国冬季气温异常的预测, 尚需进一步研究。

致谢: 感谢中国气象科学研究院业务交流计划以及交流期间国家气候中心的大力支持。

参考文献

- 陈海山, 孙照渤, 倪东鸿. 2002a. Nino C 区秋季海温异常对东亚冬季大气环流的影响. 热带气象学报, 18(2): 148-156
- 陈海山, 孙照渤, 倪东鸿等. 2002b. 东亚冬季风对秋、冬季 SSTA 响应的数值试验. 南京气象学院学报, 25(6): 721-730
- 崔晓鹏, 孙照渤. 1999. 东亚冬季风强度指数及其变化的分析. 南京气象学院学报, 22(3): 321-325
- 高辉. 2007. 东亚冬季风指数及其对东亚大气环流异常的表征. 气象学报, 65(2): 272-279
- 管成功, 孙照渤. 2002. 秋季区域海冰面积异常与冬季大气环流及东亚区域气候的关系. 南京气象学院学报, 25(1): 14-20
- 郭其蕴. 1994. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系. 应用气象学报, 5(2): 218-225
- 黄嘉佑. 2000. 气象统计分析与预报方法 (第二版). 北京: 气象出版社, 38-51
- 琚建华, 任菊章. 2003. 大气环流年代际变化对东亚北部冬季气温异常的影响. 云南大学学报 (自然科学版), 25(6): 518-524
- 李东辉, 谭言科, 张瑰等. 2006. 东亚冬夏季风对热带印度洋秋季海温异常的响应. 热带海洋学报, 25(4): 6-13
- 李忠贤, 孙照渤. 2004. 秋季黑潮海温与东亚冬季风的相关联系. 南京气象学院学报, 27(2): 145-152
- 刘实. 2007. 确定东亚冬季风强度指数的一种方法探讨. 地理科学, 27 (增刊): 10-18
- 刘实, 布和朝鲁, 陶诗言等. 2010. 东亚冬季风强度的统计预测方法研究. 大气科学, 34(1): 35-44
- 沙万英, 邵雪梅, 黄玫. 2002. 20 世纪 80 年代以来中国的气候变暖及其对自然区域界线的影响. 中国科学, 32(4): 317-326
- 邵鹏程, 李栋梁. 2012. 东亚冬季风指数的分类和比较. 气象科学, 32(2): 226-235
- 申红艳, 丁裕国, 张捷. 2010. 华北冬季气温年代际变化及大气环流分析. 气象科学, 30(3): 338-343
- 施能. 1996. 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, 7(2): 175-182

- 施晓晖, 徐祥德. 2007. 东亚冬季风年代际变化可能成因的模拟研究. *应用气象学报*, 18(6): 776-782
- 孙淑清, 孙伯民. 1995. 东亚冬季风环流异常与中国江淮流域夏季旱涝天气的关系. *气象学报*, 53(4): 440-450
- 陶诗言, 张庆云. 1998. 亚洲冬夏季风对 ENSO 事件的响应. *大气科学*, 22(4): 399-407
- 王会军, 姜大膀. 2004. 一个新的东亚冬季风强度指数及其强弱变化之大气环流场差异. *第四纪研究*, 24(1): 19-27
- 吴尚森, 梁建茵. 2000. 华南冬季异常冷月预测概念模型 I: 500 hPa 高度场和海温场特征. *热带气象学报*, 16(3): 193-201
- 武炳义, 苏京志, 张人禾. 2011. 秋-冬季节北极海冰对冬季西伯利亚高压的影响. *科学通报*, 56(27): 2335-2343
- 朱艳峰, 谭桂容, 王永光. 2007. 中国冬季气温变化的空间模态及其与大尺度环流异常的联系. *气候变化研究进展*, 3(5): 266-270
- 朱艳峰. 2008. 一个适用于描述中国大陆冬季气温变化的东亚季风指数. *气象学报*, 66(5): 781-788
- Chen W, Graf H F, Huang R H. 2000. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon. *Adv Atmos Sci*, 17(1): 48-60
- Compo G P, Whitaker J S, Sardeshmukh P D, et al. 2011. The twentieth century reanalysis project. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(654): 1-28
- Efron B. 1979. Bootstrap methods: Another look at the jackknife. *Ann Stat*, 7(1): 1-26
- Jhun J G, Lee E J. 2004. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J Climate*, 17(4): 711-726
- Ji L R, Sun S Q, Arpe K, et al. 1997. Model study on the interannual variability of Asian winter monsoon and its influence. *Adv Atmos Sci*, 14(1): 1-22
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(3): 437-470
- Li Y Q, Yang S. 2010. A dynamical index for the East Asian winter monsoon. *J Climate*, 23(15): 4255-4262
- Liu G, Ji L R, Sun S Q, et al. 2012. Low-and mid latitude components of the East Asian winter monsoon and their reflecting variations in winter climate over eastern China. *Atmos Ocean Sci Lett*, 5(3): 195-200
- Smith T M, Reynolds R W. 2004. Improved extended reconstruction of SST (1854 - 1997). *J Climate*, 17(12): 2466-2477
- Wu B Y, Wang J. 2002. Winter arctic oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon. *Geophys Res Lett*, 29(19): 1897, doi:10.1029/2002GL015373
- Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J Climate*, 15(3): 306-325
- Zhao P, Yang S, Jian M Q, et al. 2011. Relative controls of Asian-Pacific summer climate by Asian land and tropical-North Pacific sea surface temperature. *J Climate*, 24(15): 4165-4188