贺圣平，王会军. 2012. 东亚冬季风综合指数及其表达的东亚冬季风年际变化特征 [J]. 大气科学，36 (3)：523－538，doi:10.3878/j.issn.1006－9895.2011.11083. He Shengping, Wang Huijun. 2012. An integrated East Asian winter monsoon index and its interannual variability [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (3): 523－538.

东亚冬季风综合指数及其表达的东亚冬季风年际变化特征

贺圣平[1, 2, 3]　王会军[1, 3]

1 中国科学院大气物理研究所竺可桢—南森国际研究中心，北京 100029
2 中国科学院研究生院，北京 100049
3 中国科学院气候变化研究中心，北京 100029

摘　要　本文通过多变量经验正交函数展开（multivariate EOF，简称 MV-EOF）研究了东亚冬季风各系统成员的协同关系，再运用单变量 EOF 定义单个系统的强度系数。从而给出能够反映东亚冬季风各主要特征及其年际变化、同时包含西伯利亚高压、东亚大槽和纬向风经向切变信息的强度指数（EAWMII）。分析表明，这个新指数 EAWMII 能够很好地反映东亚冬季风在 20 世纪 80 年代中期的减弱信号，并且与大气环流场以及东亚冬季表面温度的变化均显著相关，能够在很大程度上表征东亚冬季风的综合特征。此外，EAWMII 与北极涛动（Arctic Oscillation，简称 AO）指数、北太平洋涛动（North Pacific Oscillation，简称 NPO）指数和 Niño3.4 指数相关显著。分析还表明 AO 和 NPO 影响东亚冬季气候的区域有所不同：AO 主要影响欧亚大陆中、高纬、我国东北以及日本北部等地区，NPO 则主要影响华南、华东、朝鲜、韩国以及日本中南部及其附近海域。并且，AO 很可能可以通过影响 NPO 进而影响东亚冬季风。

关键词　东亚冬季风　大气环流　北太平洋涛动　北极涛动
文章编号　1006－9895 (2012) 03－0523－16　　**中图分类号**　P462　　**文献标识码**　A
doi：10.3878/j.issn.1006－9895.2011.11083

An Integrated East Asian Winter Monsoon Index and Its Interannual Variability

HE Shengping[1, 2, 3] and WANG Huijun[1, 3]

1 *Nansen-Zhu International Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029
2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049
3 *Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029

Abstract　The collaborative relationship among members of the East Asian winter monsoon (EAWM) system is first examined through the multivariate EOF (MV-EOF). Univariate EOF is then used to define the intensity index of each single system. Based on the above analyses, an integrated index of the East Asian winter monsoon (EAWMII) is defined. The new index exhibits distinct interannual variability and takes into account variations of Si-

收稿日期　2011－04－26，2011－11－18 收修定稿
资助项目　国家重点基础研究发展计划项目 2009CB421406，国家自然科学基金资助项目 40905041，中国科学院知识创新工程重要方向项目青年人才类 KZCX2-YW-QN202，全球变化研究国家重大科学研究计划 2010CB950304
作者简介　贺圣平，男，1985 年出生，硕士研究生，主要从事东亚冬季风、气候预测等研究。E-mail：hshp@mail.iap.ac.cn

berian high, East Asian trough, and meridional shear of upper-tropospheric zonal wind. Results show that the EAWMII can capture well the continuous weakening of the EAWM since the mid-1980s. It is also statistically significantly correlated with variations of both atmospheric circulation fields and surface temperature during winter. In addition, the EAWMII is closely related to the Arctic Oscillation (AO) index, the Niño3.4 sea surface temperature index, and the North Pacific Oscillation (NPO) index. The impact of AO on the East Asian surface temperature primarily occurs in the middle and high latitudes of Eurasia, Northeast China, and North Japan, etc. The influence of NPO is mainly registered in South China, East China, North Korea, South Korea, and South Japan. It is very likely that the AO affects the EAWM via the NPO.

Key words East Asian winter monsoon, atmospheric circulation, North Pacific Oscillation, Arctic Oscillation

1 引言

东亚地处欧亚大陆，北望北冰洋，南倚孟加拉湾、南海，东临太平洋。特殊的地理条件造就其独特的气候特征——季风气候。东亚季风是全球大尺度环流系统的重要组成部分。作为东亚季风的重要成员，东亚冬季风是北半球冬季最为活跃的环流系统之一（陈隽和孙淑清，1999；Huang et al.，2003）。强东亚冬季风不仅给东亚带来寒潮低温冷害、冰冻雨雪等灾害性天气，也与中国北方春季沙尘天气、夏季的洪涝灾害天气存在一定关系，甚至会对全球气候造成重要影响。例如，郎咸梅等（2003）和王会军等（2003）研究发现，东亚地区冬季气候异常与中国北方冬春沙尘天气有关，并根据冬季气候特征在2002、2003年成功地预测了2003年和2004年春季华北沙尘暴气候形势。Liu et al.（1994）研究发现，冬季特定的环流型与中国东部来年春季降水之间有很好的相关。另有学者也指出冬季大气环流的异常形势与来年夏季江淮流域的旱涝天气存在一定的联系，同时认为东亚冬季风的异常能引起全球特别是中低纬度大气环流的变化，并可以影响未来的环流和天气（Sun and Sun，1994；孙淑清和孙柏民，1995）。Ji et al.（1997）用数值试验证实强东亚冬季风年西太平洋出现气旋式环流异常，同时沃克环流也增强。所有的研究成果均一致性地支持东亚冬季风的研究的重要性。而在季风研究中，不可避免地涉及怎样合理地定性和定量描述季风的强弱。

然而，实现上述目标并非易事，因为东亚冬季风有其特殊而复杂的特征。从其环流场看，低层北部有一个异常强大的西伯利亚冷高压，东部北太平洋洋面为暖性阿留申低压；亚洲东岸有引导极地冷空气南下的强劲西北气流；中国大陆东岸至日本500 hPa上空为一强大的东亚大槽。另外，日本南部的对流层高层为强盛的东亚急流控制。相关研究表明，作为东亚冬季风的主要系统成员，上述五个系统都能从一定程度上影响东亚地区的天气和气候。众多学者也正是围绕上述系统来定义东亚冬季风强度指数（王宁，2007；Wang and Chen，2010）。但绝大部分指数的定义都是基于单个变量的变化，如西伯利亚高压（郭其蕴，1994；Gong et al.，2001）、海陆气压差（徐淑英和季劲钧，1965；郭其蕴，1994；施能，1996；Wu and Wang，2002；Chan and Li，2004；Wang et al.，2009b）、低层风场（Ji et al.，1997；Lu and Chan，1999；陈隽和孙淑清，1999；Chen et al.，2000；Hu et al.，2000；Yang et al.，2002；王会军和姜大膀，2004）、东亚大槽（孙柏民和李崇银，1997；崔晓鹏和孙照渤，1999；Wang et al.，2009a）或高空急流（Jhun and Lee，2004；Li and Yang，2010）的变化。王宁（2007）和Wang and Chen（2010）根据指数定义的要素将现有的东亚冬季风指数分为5类和4类。分析结果表明，各指数在描述冬季风的过程中，既存在普遍相似性，也存在差异局限性。目前突出的问题是各指数对强弱冬季风年的指示并不十分一致，有时甚至会出现完全相反的结果，而且对东亚冬季表面温度变化的反映效果也有所差异。鉴于此以及东亚冬季风系统的复杂性，本文探讨如何建立一个能够系统表现其综合特征及其年际变化的指数。

2 数据资料

本文使用的资料包括：（1）1948～2008年NCEP/NCAR的全球再分析月平均海平面气压、纬向风、经向风、位势高度和表面温度资料（Kalnay et al.，1996）；（2）1948～2008年NOAA扩展重建的V3b版本海表温度资料（Smith et al.，

2008)，水平分辨率为 2°×2°，用于计算 Niño3.4 指数，即（5°S～5°N，120°W～170°W）中海温异常的区域平均值；(3) 中国气象局提供的 1950～2008 年间 160 个站点的月平均温度资料。太平洋年代际振荡 (Pacific Decadal Oscillation，简称 PDO) 指数取自 http://www.jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest [2011-06-21]。北极涛动 (Arctic Oscillation，简称 AO) 指数定义为 20°N 以北 700 hPa 位势高度场异常场的经验正交函数展开的第一模态的时间系数 (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/history/method.shtml [2011-06-21])。北太平洋涛动 (North Pacific Oscillation，简称 NPO) 指数则定义为北太平洋区域海平面气压场经验正交函数分解的第一模态的时间系数 (Yeh and Kirtman，2004)。本文所指的 1948 年冬季系 1948 年 12 月、1949 年 1 月和 2 月，其他类同。

3　东亚冬季风基本特征及其强度综合指数

东亚冬季风的系统成员彼此之间相互联系、相互影响。Wang (1992) 和 Wang et al. (2008) 指出，多变量经验正交函数 (Multivariate EOF，简称 MV-EOF) 在同时表现要素的空间分布以及各要素之间的空间联系方面具有优势。因此，为了更好地体现东亚冬季风系统成员的协同变化关系，对标准化后的 6 个要素场（表面温度 T_s、海平面气压 p_s、850 hPa 经向风 v_{850}、500 hPa 位势高度 h_{500}、300 hPa 纬向风和经向风 u_{300}，v_{300}）作 MV-EOF 展开，得到第一空间模态 [方差贡献率为 18.86%，图 1 (见文后彩图)]。可以看出，东亚冬季风系统的 6 个要素场空间型配合非常紧密。当西伯利亚高压增强时，东亚表面温度降低，且降温幅度最大区位于东北地区 (图 1a)；东亚高空 (300 hPa) 急流为气旋式异常，并导致东亚大槽加深，850 hPa 北风增强 (图 1b)。既然如此，那么，上述系统成员是否都能对东亚冬季的天气和气候产生显著影响？

事实上，不管上述哪个环流系统发生变化，都会对南下的冷空气造成影响，最终将会通过东亚冬季表面温度的变化反映出来。因而，为了回答上述问题，可以先通过单变量 EOF 定义单个系统的强度系数，分别考察其与东亚冬季同期表面温度的关系，再确定作用更为显著的系统。

3.1　西伯利亚高压、阿留申低压、东亚 850 hPa 经向风、东亚大槽和东亚急流切变的基本特征及其表征

3.1.1　西伯利亚高压与阿留申低压

竺可桢先生 (1934) 很早就指出，季风是由于大陆与海洋对于热量吸收和放射缓急不同造成。从该层面上讲，西伯利亚高压 (Siberian High，简称 SH) 和阿留申低压 (Aleutian Low，简称 AL) 必然会对东亚冬季风的活动产生一定影响。郭其蕴 (1994) 认为，东亚冬季风活动向南扩展程度主要受海陆气压差影响，而其强弱则主要受西伯利亚高压强弱所控制。武炳义和黄荣辉 (1999) 研究发现，其定义的西伯利亚高压范围指数与施能等 (1996) 定义的东亚冬季风强度指数之间存在非常好的对应关系。龚道溢等 (2002) 指出，西伯利亚高压是冬季影响亚洲大陆地区的重要环流因子，对中高纬亚洲大陆冬季平均温度和降水都有显著影响，而且其强度变化能较好地解释我国冬季气温变化的特征 (龚道溢和王绍武，1999)。此外，有研究表明蒙古地区和北太平洋的气压变化与东亚的天气和气候紧密相关 (赵平和周自江，2005；赵平和张人禾，2006；Zhao et al.，2011)。陈文和康丽华 (2006) 从波动的意义上强调了阿留申低压对东亚冬季风的重要性。为了定量表示这两个系统，对东亚 (10°N～80°N，70°E～140°E) 和北太平洋 (10°N～70°N，130°E～130°W) 的海平面气压场作 EOF 展开，得到相应空间模态，相关信息如表 1 所示 (PC1 和 PC2 分别代表第一、第二空间模态)。结果显示，各自的第二模态和第一模态与原始场的空间分布型极为相似 (图 2a、b)。从而选定区域 (40°N～60°N，80°E～125°E)、(30°N～70°N，155°E～130°W) 分别作为西伯利亚高压和阿留申低压关键区。并将上述两个区域海平面气压的区域加权平均值标准化后作为相应的强度指数，分别记为 I_1、I_2。

3.1.2　东亚冬季经向风

到目前为止，许多学者利用东亚低层风的强度反映东亚冬季风强弱，只是选取层次范围略有不同，或 1000 hPa (Ji et al.，1997；Lu and Chan，1999；陈隽和孙淑清，1999)，或 850 hPa (王会军和姜大膀，2004)，抑或 10 m (Chen et al.，2000；Hu et al.，2000)。而 Yang et al. (2002) 认为，利

表 1 5 个系统 EOF 展开的第一、第二空间模态的方差贡献、系统强度指数定义及其与相应系统 EOF 展开的第一、第二空间模态时间系数的相关系数

Table 1 The variance contributions of the leading EOF modes for five circulations systems and their intensity indices as well as the correlation coefficients between the first two principal components and the indices of corresponding systems

	方差贡献			指数与模态系数相关	
环流系统	PC1	PC2	关键区及指数定义	PC1	PC2
SH	63.68%	12.66%	$\overline{p_s}^{\mathrm{Norm}}$(40°～60°N, 80°～125°E)	0.53	0.77
AL	41.00%	22.26%	$\overline{p_s}^{\mathrm{Norm}}$(30°～70°N, 155°E～130°W)	0.97	−0.07
EAv850	13.60%	11.63%	$\overline{v_{850}}^{\mathrm{Norm}}$(30°～60°N, 105°～150°E)	0.89	0.22
EAT	44.57%	18.50%	$\overline{h_{500}}^{\mathrm{Norm}}$(25°～45°N, 110°～145°E)	0.83	0.38
EAJ	16.42%	14.36%	$[\overline{u_{300}}$(25°～40°N, 80°～180°E) $-\overline{u_{300}}$(45°～60°N, 60°～160°E)$]^{\mathrm{Norm}}$	0.38	0.77

注：$\overline{\quad}$表示对变量求区域平均，Norm 表示标准化；p_s：海平面气压，u_{300}：300 hPa 纬向风，v_{850}：850 hPa 经向风，h_{500}：500 hPa 位势高度；EAT：东亚大槽；EAJ：东亚急流。

用东亚低层 850 hPa 经向风（v_{850} over East Asian，简称 EAv_{850}）强度描述东亚冬季风较为恰当。从气候平均态看，冬季亚洲东部低层基本为一致的偏北风。因此，对东亚冬季 850 hPa 经向风做 EOF 展开，相关信息列于表 1 中。比较分析之后发现，第一空间模态能够从较大程度上反映经向风的空间分布特征（图 2c），从而将图中区域（30°N～60°N，105°E～150°E）的经向风求区域加权平均，再标准化后作为 850 hPa 经向风强度指数，记为 I_3。

3.1.3 东亚大槽

与东亚冬季风的变化相对应，北半球中层环流场的配置同样有相应的变化。孙柏民和李崇银（1997）研究发现，东亚大槽（East Asian Trough，简称 EAT）的扰动能显著加强赤道以北、110°E～150°E 以及澳大利亚东北 150°E 附近的热带西太平洋地区的对流活动。在大槽扰动强的冬季，东亚上下游的阻塞形势稳定少变，欧亚太平洋地区经向环流发展，东亚沿岸冷空气活动剧烈。Wang et al.（2009 a）认为，当东亚大槽槽线倾斜率大时，东亚冬季风表现为偏东路径，有利于冷空气输送。崔晓鹏和孙照渤（1999）也认为，如果东亚大槽向南推进，则槽后西北气流加强，将有利于引导极地冷空气向南爆发。鉴于此，为确定东亚大槽变动最为强烈的位置，对其做 EOF 展开，相关信息如表 1 所示。参照东亚大槽的平均位置，最终选定第一空间模态（图 2d）中变化最大的区域（25°N～45°N，110°E～145°E）作为东亚大槽关键区。并将该区域位势高度的区域加权平均值标准化后代表东亚大槽强度，记为 I_4。

3.1.4 300 hPa 东亚急流经向切变

研究表明，东亚急流（East Asian jet stream，简称 EAJ）的变化伴随有许多地区的气候异常信号出现，尤其是东亚国家的季风异常信号（Tao and Chen，1987；Lau et al.，1988）。Yang et al.（2002）指出，当东亚急流增强时，东亚大槽加深、阿留申低压增强，引起东亚及太平洋地区气候异常，同时认为东亚及太平洋地区 200 hPa 纬向风 EOF 的第二模态能够反映东亚急流的变化。Jhun and Lee（2004）研究发现，西伯利亚高压强度与朝鲜以北、韩国和日本南部 300 hPa 高空纬向风（u_{300}）分别呈显著的负相关和正相关。此外，Li and Yang（2010）研究指出冬季东亚急流的经向切变与低层经向风的变化显著相关，并将 200 hPa 纬向风的经向切变定义为东亚冬季风的动力指数。本文将 u_{300} 做 EOF 展开也发现，其第二空间模态显示东亚上空存在两个截然相反的正负异常区，能够很好地反映上述结论（图 2e）。因此，将 300 hPa 的纬向西风在正负异常区的区域平均值差异标准化后定义为东亚急流经向切变强度指数，记为 I_5：

$$I_5 = \mathrm{Norm}[\bar{u}_{300}(25^\circ \sim 40^\circ\mathrm{N}, 80^\circ \sim 180^\circ\mathrm{E}) - \bar{u}_{300}(45^\circ \sim 60^\circ\mathrm{N}, 60^\circ \sim 160^\circ\mathrm{E})]$$

$\bar{u}_{300}$ 代表 300 hPa 纬向风的区域平均值，Norm 表示标准化。

为表述方便，将 I_2、I_3、I_4 都乘以−1，从而高指数与强度偏强对应，分别记为 I_2^*、I_3^*、I_4^*。

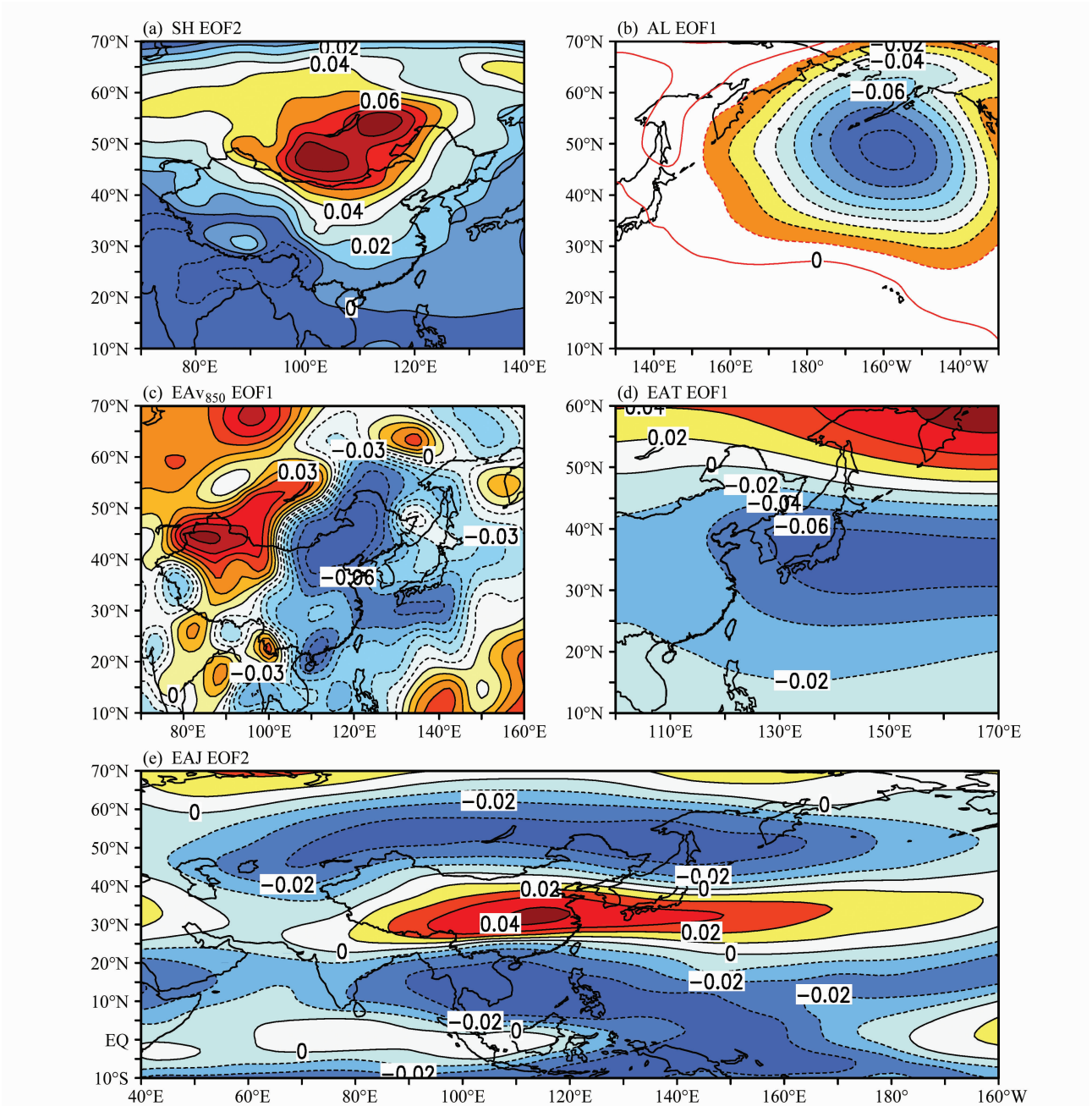

图 2　冬季各要素场 EOF 展开的（a、e）第二空间模态和（b－d）第一空间模态：（a）东亚海平面气压场 p_s；（b）北太平洋地区海平面气压场 p_s；（c）东亚 850 hPa 经向风 v_{850}；（d）东亚 500 hPa 位势高度 h_{500}；（e）东亚 300 hPa 纬向风 u_{300}

Fig. 2　Spatial patterns of (a, e) the second leading mode of (a) sea level pressure and (e) 300-hPa zonal wind over East Asia, and (b－d) the first leading mode of (b) sea level pressure over the North Pacific, (c) 850-hPa meridional wind and (d) 500-hPa geopotential height over East Asia

3.2　各系统强度指数（I_1、I_2^*、I_3^*、I_4^*、I_5）与同期表面温度的关系

为了考察上述各系统对东亚冬季天气和气候的影响，将相应强度指数与东亚同期表面温度求相关[图 3（见文后彩图），阴影区域通过了 95%的信度检验，隐去了未通过检验的区域]。除阿留申低压外（图略），各系统强度指数与东亚表面温度呈现显著负相关，但显著相关区有所不同。西伯利亚高压与长江以北地区的表面温度变化相对更为紧密，相关系数均在－0.6 左右。而在河套、内蒙古西部

地区，相关系数则达－0.7（图 3a）。低层经向风主要影响河套、甘肃、内蒙古西部以及日本南部等地，相关系数均在－0.5 左右，局部能达－0.6（图 3b）。相对于西伯利亚高压，其表征冬季风的能力稍逊一筹。东亚大槽与表面温度显著相关的中心区域位于韩国南部、日本南部以及东海和黄海等区域，相关系数在－0.8 以下。其影响范围以此为中心可以向内陆延伸到华南、华东、河套及其以东地区，大部分地区相关系数在－0.6 左右（图 3c）。与西伯利亚高压相比，其影响范围偏东偏南。东亚急流经向切变的影响范围与东亚大槽较为类似。其与韩国、日本中南部表面温度的相关系数在－0.8 以下，影响范围也能向西延伸到内陆地区（图 3d）。但相对而言，它更能表征朝鲜、韩国和日本冬季表面温度对东亚冬季风强弱变化的响应。

单要素指数对东亚冬季风的反映能力不仅表现出区域局限性，而且对强弱东亚冬季风年的指示也存在一定差异（图 4），进一步说明了定义综合指数的必要性。鉴于西伯利亚高压、东亚大槽和东亚高空急流切变均能较好地表征东亚冬季风特征，且有各自的优势表征区域。因此本文定义了一个新的东亚冬季风综合指数（integrated index of East Asian winter monsoon，EAWMII）：

$$\mathrm{EAWMII}=\frac{I_1+I_4^*+I_5}{3}$$

EAWMII 与各系统强度指数 I_1、I_2^*、I_3^*、I_4^*、I_5 的相关系数分别为 0.76、0.32、0.83、0.74、0.89，均通过了 95%的信度检验。表明新指数可以在较大程度上反映东亚冬季风活动各个方面，初步说明新指数较为合理。

3.3 EAWMII 与现有东亚冬季风指数的关系

到目前为止，描述东亚冬季风强弱的指数至少有 21 个，通过相关分析发现，除 3 个指数（I_{LC}^*、I_{WJ}、I_{ZLK}^*）外，其他 18 个指数都能通过 EAWMII 得到很好地体现，最低相关系数也能达到 0.57（如表 2 所示）。所有相关系数都能通过 99%的信度检验。EAWMII 对 I_{ZLK}^*反映能力最差，究其原因可能与两者的定义初衷有关。Zhu et al.（2005）当初定义该指数时同时考虑了东亚冬季风和夏季风的热力特征，而 EAWMII 针对的只是冬季风。值得一提的是，EAWMII 与晏红明等（2009）定义的综合指数相关系数达到了 0.92。因此，EAWMII 能够较为全面地表征东亚冬季的综合特征。

4 东亚冬季风在过去几十年的变化特征

图 5 为 1948～2008 年间东亚冬季风综合指数 EAWMII 的变化情况，正值和负值分别表示冬季风偏强和偏弱。显然，冬季风的年际差异较大。若以正（负）指数绝对值大于 1 个标准差代表强（弱）冬季风，则强冬季风年有（10 年）1954、1956、1960、1961、1962、1967、1976、1980、1983、1985；弱冬季风年有（12 年）1948、1971、1972、1978、1986、1988、1989、1991、1992、1997、2006、2008。强弱冬季风年在频次上旗鼓相当。但细心比较后可以发现，强冬季风年均出现在 20 世纪 80 年代中期以前，而弱冬季风主要集中在 80 年代中期以后。此外，东亚冬季风还存在明显的年代际变化，如 9 点滑动平均曲线（虚曲线）所示。在过去几十年间，东亚冬季风存在几个显著的偏强期和偏弱期。

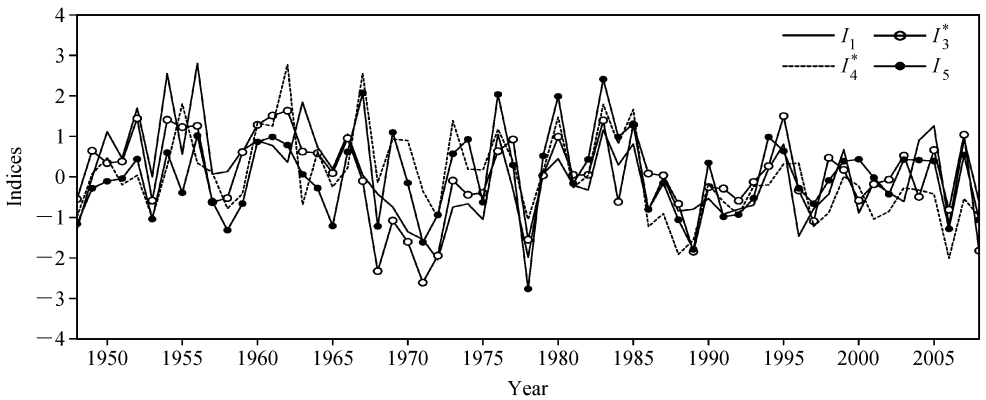

图 4 1948～2008 年冬季标准化 I_1、I_3^*、I_4^* 和 I_5 的逐年变化

Fig. 4 Variations of the normalized I_1, I_3^*, I_4^*, and I_5 for 1948－2008 winters

20 世纪 50 年代至 60 年代中期和 70 年代末至 80 年代中期，冬季风显著偏强；60 年代末至 70 年代中期以及 80 年代中期至 90 年代初，冬季风显著偏弱。自 20世纪80年代中期减弱以来，东亚冬季风

表 2　EAWMII 与现有东亚冬季风指数的相关系数

Table 2　Correlation coefficients between EAWMII and existing EAWM (East Asian winter monsoon) indices

指数	参考文献	定义的变量，层次，区域	与 EAWMII 相关系数
I_{XJ}	徐淑英和季劲钧 (1965)	p_s^{norm}(30°N～40°N, 100°E～120°E)－p_s^{norm}(30°N～40°N, 130°E～140°E)	0.57
I_{GQY}	郭其蕴 (1994)	($p_{s110°E}$－ $p_{s160°E}$) (10N°～60°N)	0.84
I_{SN}	施能 (1996)	($p^{norm}_{s110°E}$－ $p^{norm}_{s160°E}$)(20°N～50°N)	0.82
I_{WW}	Wu and Wang (2002)	($p^{norm}_{s110°E}$－$p^{norm}_{s160°E}$)(20°N～70°N)	0.81
I_{CL}	Chan and Li (2004)	p_s^{norm}(30°N～55°N, 100°E～120°E) － p_s^{norm}(30°N～55°N, 150°E～170°E)	0.82
I_{WHG}	Wang et al. (2009 b)	($p^{norm}_{s110°E}$－ $p^{norm}_{s160°E}$)(40°N～70°N)	0.65
I_{GWZ}	Gong et al. (2001)	p_s, (40°N～60°N, 70°E～120°E)	0.79
I^*_{JS}	Ji et al. (1997)	v, 1000 hPa, (0°～30°N, 115°E～130°E)	0.60
I^*_{LC}	Lu and Chan (1999)	v, 1000 hPa, (7.5°N～20°N, 107.5°E～120°E)	0.48
I^*_{CS}	陈隽和孙淑清 (1999)	v, 1000 hPa, (15°N～30°N, 115°E～130°E)	0.58
I^*_{CHH}	Chen et al. (2000)	v, 10m, (10°N～25°N, 110°E ～130°E) ＋ (25°N～40°N, 120°E～140°E)	0.73
I_{HLK}	Hu et al. (2000)	－v, 10m, (15°N～40°N, 115°E～130°E)	0.71
I^*_{YLK}	Yang et al. (2002)	v, 850 hPa, (20°N～40°N, 100°E～140°E)	0.58
I_{WJ}	王会军和姜大膀 (2004)	u, v, 850 hPa, (25°N～50°N, 115°E～145°E)	0.43
I_{JL}	Jhun and Lee (2004)	u, 300 hPa, (27.5°N～37.5°N, 110°E～170°E)－(50°N～60°N, 80°E～140°E)	0.90
I_{LY}	Li and Yang (2010)	u, 200 hPa, {[(30°N～35°N, 90°E～160°E)－(50°N ～60°N, 70°E～170°E)]＋[(30°N ～35°N, 90°E～160°E)－(5°S～10°N, 90°E～160°E)]}/2	0.79
I^*_{SL}	孙柏明和李崇银 (1997)	h, 500 hPa, (30°N～45°N, 125°E～145°E)	0.87
I^*_{CS}	崔晓鹏和孙照渤 (1999)	h^{norm}, 500 hPa, (35°N～40°N, 110°E～130°E)	0.80
I^*_{WCZ}	Wang et al. (2009 a)	PC1 of h^{norm} EOF, 500 hPa, (25°N～50°N, 100°E～180°E)	0.84
I^*_{ZLK}	Zhu et al. (2005)	$(p_{s160°E}-p_{s110°E})^{norm}_{(10°N\sim50°N)}+(u_{850}-u_{200})^{norm}$(0°～10°N, 100°E～130°E)	0.38
I_{YZY}	晏红明等 (2009)	T_s, 2m, (20°N ～40°N, 110°E～135°E) h, 500 hPa, (25°N～40°N, 115°E～140°E) ($p_{s160°E}$－$p_{s110°E}$) (20°N～50°N)	0.92

注：* 表示在指数原始定义的基础上乘以－1，从而高指数代表东亚冬季风偏强；norm 代表变量标准化；p_s：海平面气压，u：纬向风，v：经向风，h：位势高度，T_s：表面温度。

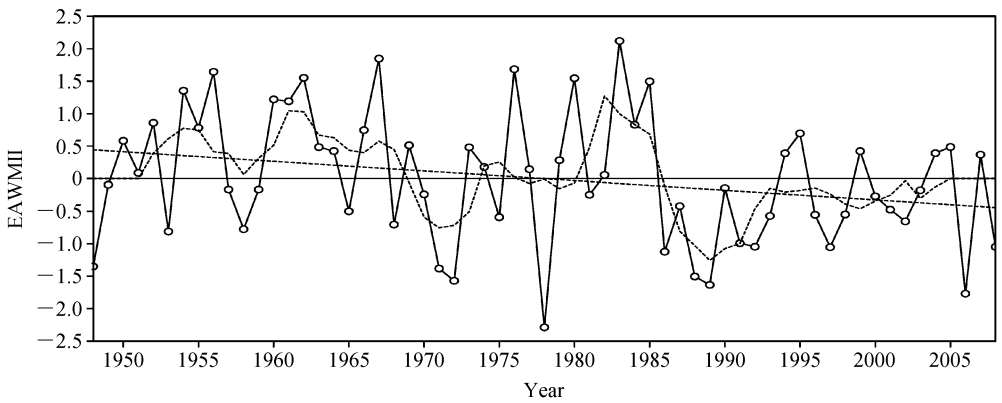

图 5　1948～2008 年冬季 EAWMII 的年际变化（实线）、线性变化趋势（虚斜线）以及 9 点滑动平均（虚曲线）

Fig. 5　Interannual variation of EAWMII (solid line) from 1948 winter to 2008 winter and its linear trend (dashed line), and 9-year running mean (dashed curve)

强度一直偏弱。EAWMII 的线性趋势（虚直线）也表明，1948－2008 年间东亚冬季风强度呈减弱趋势。

5 EAWMII 与东亚气温场以及大气环流的关系

EAWMII 在反映东亚冬季风强度方面集合了上述三个系统指数的优点，能更好地体现东亚冬季风的强弱及其变化情况。这一点在其与东亚表面温度相关系数图上得到了很好的体现（图 6，阴影区通过了 95％的信度检验）。该指数与华南、华东、华北、河套、吉林省、辽宁省、朝鲜、韩国、日本等地以及东海、黄海和渤海等海域的表面气温变化显著相关，相关系数均在－0.6 以下。相关系数为－0.7 的区域包括河套、内蒙古西部、朝鲜、韩国和日本北部等地区；在韩国南部、日本南部的相关系数甚至达到了－0.8（图 6a）。同时，该指数与中国站点温度的变化也存在显著相关（图 6b）。分析表明，EAWMII 能够很好地反映东亚冬季风与东亚冬季表面温度的关系：当冬季风加强时，东亚地区温度普遍降低；反之，则温度升高。

分析完 EAWMII 与表面温度的关系后，有必要再考察其与环流场的关系。因为作为表征东亚冬季风强度的指数，从逻辑上讲 EAWMII 应该能够较好地反映伴随冬季风变化而出现的环流场变化。图 7a－d 分别为 EAWMII 与东亚冬季海平面气压场（p_s）、500 hPa 高度场（h_{500}）、1000 hPa 经向风（v_{1000}）以及 300 hPa 纬向风（u_{300}）的相关系数分布图，阴影区通过了 95％的信度检验。可以看出，当 EAWMII 增强时，西伯利亚、蒙古地区的气压增强，相关系数在贝加尔湖附近最大能达到 0.7，正是西伯利亚高压的平均位置。同时，西太平洋海域的海平面气压则显著降低，最强相关为－0.7，位于 160°E 附近，恰好是前人定义海陆气压差指数时选取的代表性位置（图 7a）。EAWMII 与 500 hPa 位势高度也存在两个明显的“＋”、“－”相关区，分别位于欧亚大陆中高纬和东亚地区（图 7b）。最强负相关系数可达－0.8，位于日本、朝鲜、韩国上空，即东亚大槽关键区所在区域。此外，EAWMII 与我国华北、东北至日本、渤海和黄海一带低层盛行西北风以及华东、华南至东海、南海一带盛行北风和东北风也存在显著的负相关（图 7c）。EAWMII 与 300 hPa 纬向风的相关系数分布图呈现出三个“－”、“＋”、“－”的狭长带；分别位于日本以北、日本南部和印度尼西亚至澳大利亚以东（图 7d）。该分布型与 u_{300} EOF 第二空间模态（图 2e）非常相似。说明当东亚急流增强时，其北侧的纬向风相对减弱，将产生气旋式环流异常，进而导致东亚大槽加深，同时南侧纬向风也相对减弱，从而产生反气旋式环流异常。上述的综合结果很可能导致东西向海陆差异增强，最终导致东亚冬季风增强。

6 强弱东亚冬季风年大气环流场异常对比分析

根据本文东亚冬季风综合指数的定义，上文指出在 1948～2008 年间强弱东亚东季风分别有 10 年和 12 年。徐建军等（1999）分析了近百年东亚冬季风的突变性和周期性，得出的结论是强弱冬季风的天气和环流特点几乎完全相反。王会军和姜大膀（2004）研究表明，东亚冬季风强度变化不单纯受局地气候系统影响，而且与北半球半球尺度上的大气环流异常紧密相连。此外，众多研究也得出与之类似的结论（施能，1996；Jhun and Lee，2004；晏红明等，2009）。为了验证 EAWMII 是否能够反映东亚冬季风的上述特征，同时更直观地表现强弱冬季风年大气环流的异常特征，采用合成分析方法考察各个要素场在强弱冬季风年的差异（如图 8 所示，阴影部分通过了 95％的信度检验）。分析表明，强冬季风年大气环流异常场的特征为：西伯利亚高压为正异常，太平洋海域的海平面气压为负异常，海陆差异明显增加。日本南部 300 hPa 的东亚急流增强，其北侧的纬向风减弱，呈明显的气旋性环流异常。欧亚大陆中高纬地区和东亚、太平洋地区的 500 hPa 位势高度分别升高和降低，综合结果是东亚大槽加深增强。同时伴随有我国东北、华北等地北风增强；朝鲜、韩国、日本及其邻近海域西北风增强。风场的增强将引导更多冷空气南下，从而给中国大部、朝鲜、韩国、日本带来明显的降温天气。

弱冬季风年各要素异常分布与上述形势基本相反，且关键区域都通过了信度检验。

7 EAWMII 与北极涛动、北太平洋涛动、太平洋年代际振荡和 ENSO 的关系

龚道溢等（2004）和武炳义等（2004）认为，北

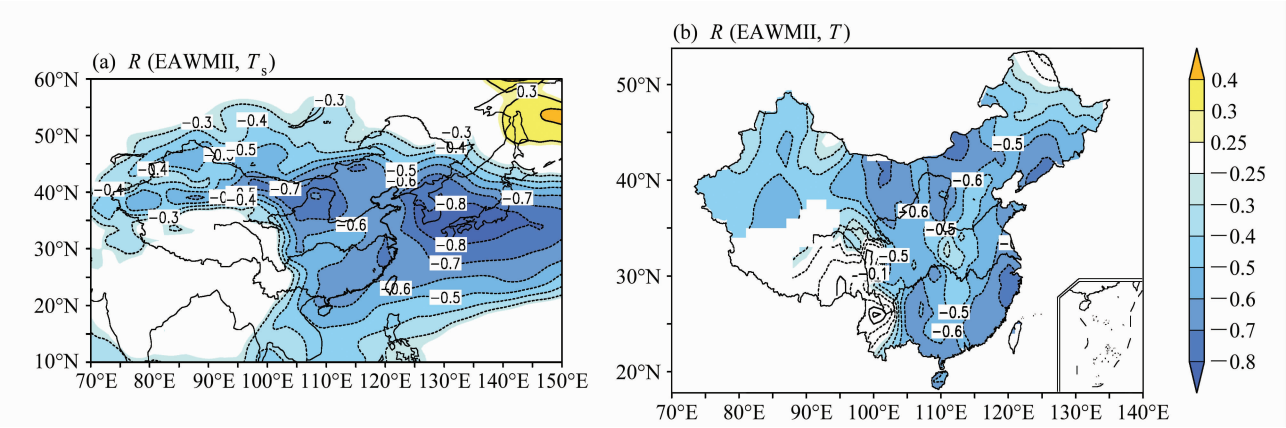

图 6　东亚季风综合指数 EAWMII 与（a）东亚表面温度以及（b）中国站点气温相关系数分布图（阴影区通过了 95%的信度检验）

Fig. 6　Correlation coefficients between EAWMII and (a) East Asian surface temperature, (b) China stations' temperature. The areas exceeding the 95% confidence level are shaded

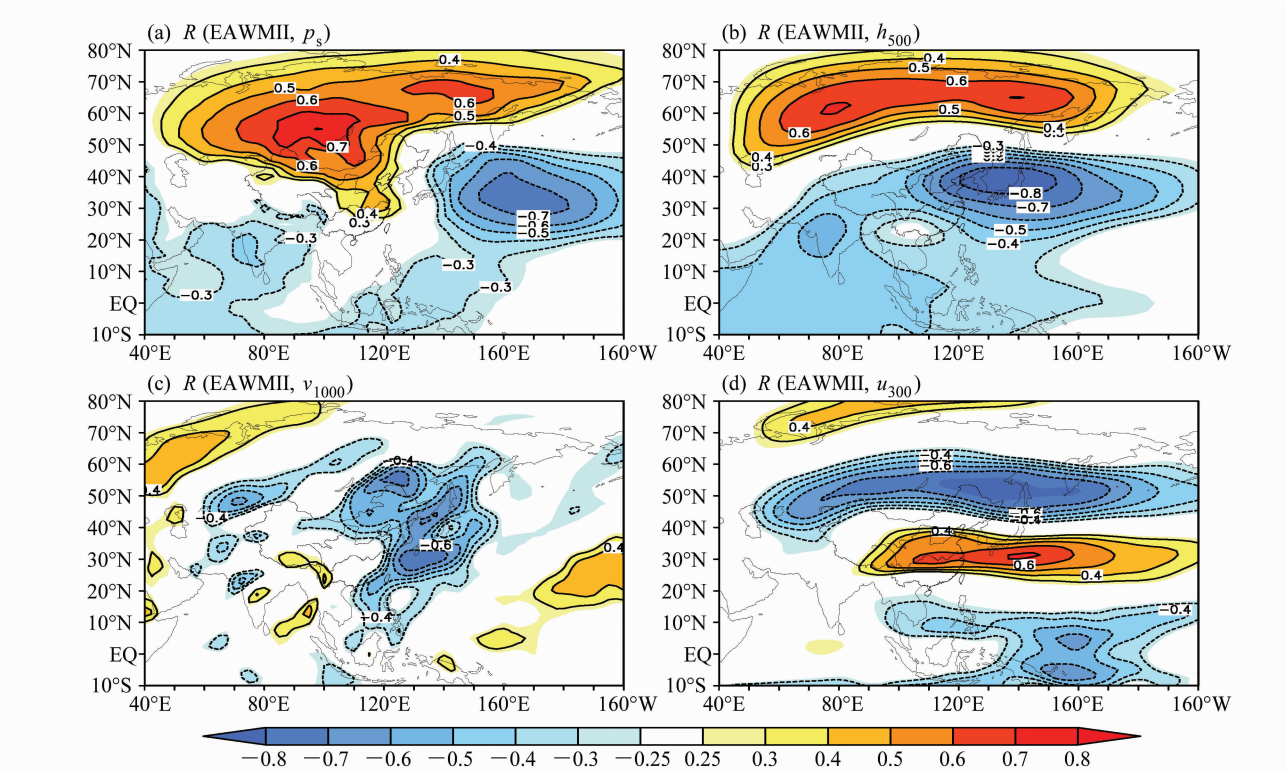

图 7　1948～2008 东亚冬季风综合指数 EAWMII 与东亚冬季（a）海平面气压场 p_s、（b）500 hPa 位势高度场 h_{500}、（c）1000 hPa 经向风 v_{1000}、（d）300 hPa 纬向风 u_{300}的相关系数分布图（阴影区通过了 95%的信度检验）

Fig. 7　Correlation coefficients between EAWMII and (a) sea level pressure, (b) geopotential height at 500 hPa, (c) meridional wind at 1000 hPa, (d) zonal wind at 300 hPa from 1948 winter to 2008 winter. The areas exceeding the 95% confidence level are shaded

极涛动可以通过影响西伯利亚高压强度的变化进而影响东亚冬季风。杨辉和李崇银（2008）研究得出结论，当北极涛动（Arctic Oscillation，简称 AO）处于正位相时，西伯利亚高压和阿留申低压偏弱，东亚冬季风偏弱。但 AO 与我国南方气候变化的联系并不十分紧密（Nan and Zhao，2011）。另外，有研究表明北太平洋涛动（North Pacific Oscillation，简称 NPO）与我国冬季天气和气候关系密切。强涛动年，东亚冬季风偏弱，我国温度普遍偏高（郭冬和孙照渤，2004）。东亚冬季风与 ENSO 也存在

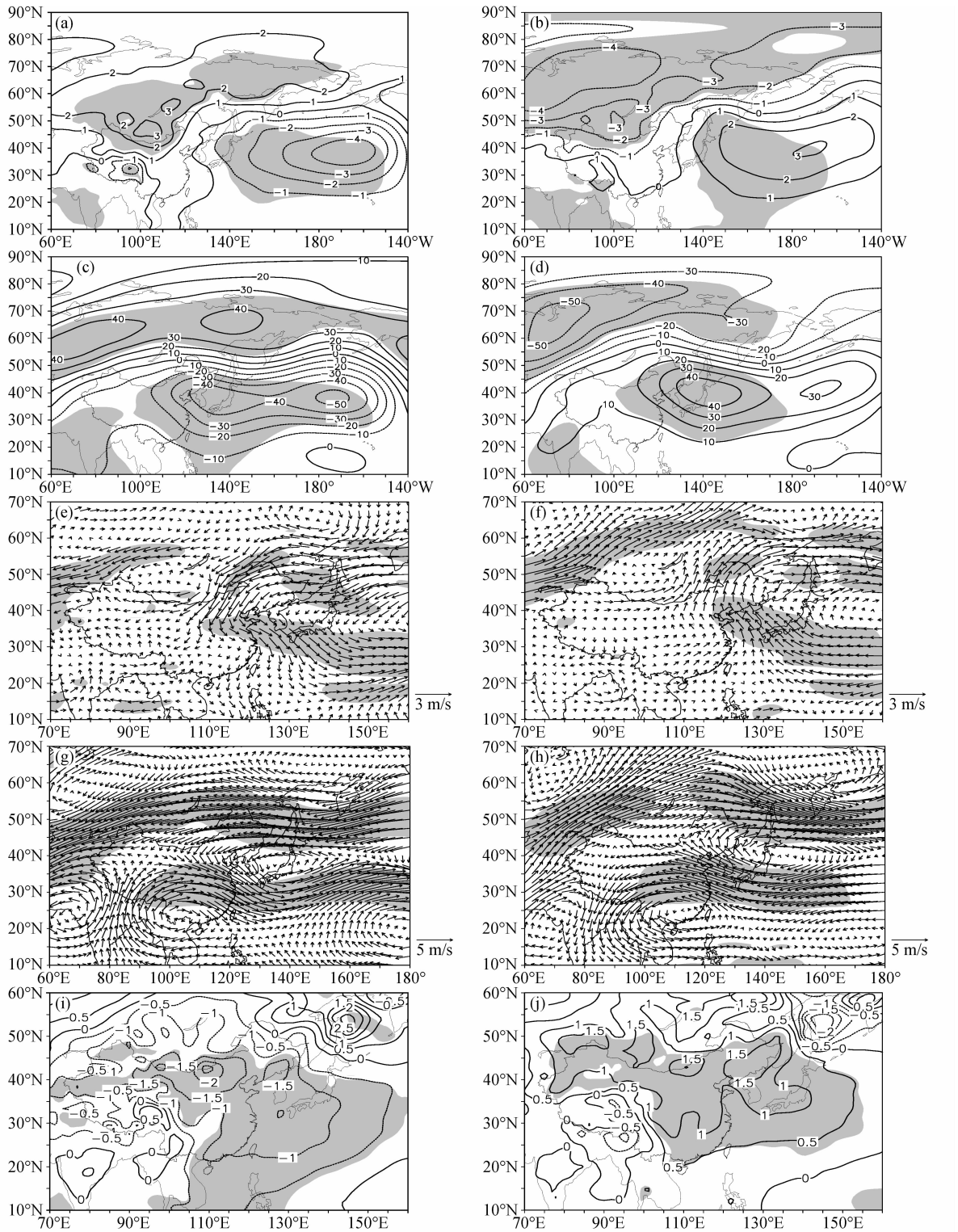

图 8 强（a、c、e、g、i）、弱（b、d、f、h、j）东亚冬季风年冬季各要素的距平合成分析（阴影：通过了 95%的信度检验）：（a、b）海平面气压场 p_s（单位：hPa）；（c、d）500 hPa 位势高度场 h_{500}（单位：gpm）；（e、f）850 hPa 矢量风场（u_{850}，v_{850}）；（g、h）300 hPa 矢量风场（u_{300}，v_{300}）；（i、j）表面温度 T_s（单位：℃）

Fig. 8 The composite maps for the strong (a, c, e, g, i) and weak (b, d, f, h, j) winter monsoon years (The areas exceeding 95% confidence level are shaded): (a, b) Sea level pressure, p_s (units: hPa); (c, d) 500-hPa geopotential height, h_{500} (units: gpm); (e, f) 850-hPa wind, (u_{850}, v_{850}); (g, h) 300-hPa wind, (u_{300}, v_{300}); and (i, j) surface temperature, T_s (units: ℃)

一定的联系（李崇银和穆明权，2004；何溪澄等，2008）。通过相关分析发现，EAWMII 与 AO 指数间的相关系数为－0.38，通过了 99％的信度检验。即当 AO 处于负位相时，EAWMII 偏强，与前人结果一致。从两者的年际变化（图 9）可以看出，AO 与 EAWMII 在 20 世纪 70 年代初至 70 年代中、80 年代末至 90 年代中有着很好的反位相对应关系。尤其是在后一时期，AO 异常偏强，而东亚冬季风正是在该时期显著减弱。因此可以初步推断，20 世纪 80 年代中期东亚冬季风减弱可能是由于 AO 显著增强造成。该结论与武炳义等（2004）的研究结果相吻合。EAWMII 与 NPO 也存在密切联系，与 NPO 指数的相关系数达－0.66。即当 NPO 处于正位相时，东亚冬季风将偏弱，反之则偏强。两者的年际变化显示，NPO 指数的正（负）异常峰值与 EAWMII 的负（正）异常峰值基本对应，并且在东亚冬季风的显著减弱时期得到了很好的体现。EAWMII 与 Niño3.4 指数的相关为－0.30，通过 95％的信度检验。EAWMII 与 AO 指数和 Niño3.4 的显著相关不仅说明其定义的合理性，也从侧面反映出 EAWMII 的潜在可预测性，为未来的气候预测提供一定的参考依据。尽管北极涛动和太平洋年代际振荡（Pacific Decadal Oscillation，简称 PDO）之间存在紧密联系（孙建奇和王会军，2005），但 PDO 对东亚冬季风的年际变化作用并不显著（Jhun and Lee，2004），PDO 指数与 EAWMII 的相关系数只有 0.07。从表 3 可以看出，AO 和 ENSO 分别从年代际和年际尺度上影响东亚冬季风的变化，而 NPO 的影响始终存在。

表 3　EAMWII 与 4 个系统在不同时间尺度上的联系

Table 3　The correlation coefficients between EAWMII and several indices at different time scales

	AO	NPO	PDO	Niño3.4
EAWMII[1]	－0.38	－0.66	0.07	－0.30
EAWMII[2]	－0.13	－0.65	0.00	－0.41
EAWMII[3]	－0.51	－0.62	0.11	0.03

注：[1]：原始指数序列；[2]：所有指数取年际变率（周期 1～9 年）；[3]：所有指数取年代际变率（周期 9～∞）。

上述分析已表明，AO 和 NPO 都能对东亚冬季的天气和气候产生重要影响，并且两者与东亚冬季表面温度的变化显著相关（图 10a、b）。这自然就会产生疑问：两者在影响过程中是否存在联系或不同呢？为了消除 NPO（AO）的可能影响，将原始表面温度场减去利用 NPO（AO）指数时间序列线性回归得到表面温度场，从而单独考察 AO（NPO）对东亚冬季表面温度的作用（图 10c、d）。结果表明，两者影响的关键区域有所不同。AO 主要影响欧亚大陆中高纬地区、我国东北和日本北部等地区（图 10c），而 NPO 则主要影响河套以东、华南和华东、朝鲜、韩国、日本南部及其邻近海域（图 10d）。即 AO 的影响偏北，对我国南部的影响并不显著，与 Nan and Zhao（2011）的研究结果一致，而 NPO 的影响偏南。另外，两者可能也存在一定的联系。因为有研究表明，AO 与北太平洋地区的大气活动确实存在一定的相关。例如，孙建奇和

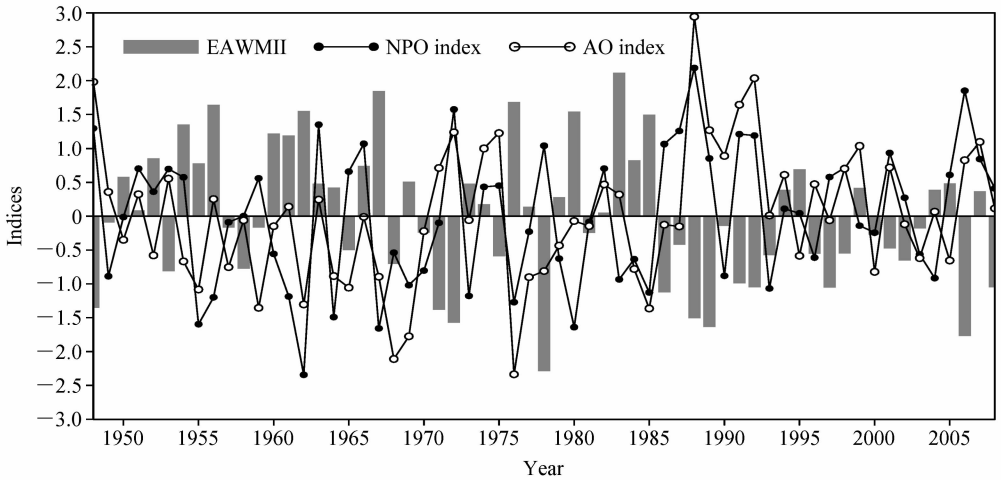

图 9　1948～2008 年冬季标准化的东亚冬季风综合指数（柱状图）、北太平洋涛动指数（实心圆）以及北极涛动指数（空心圆）的年际变化

Fig. 9　The interannual variations of normalized EAWMII, NPO Index, and AO Index for 1948－2008 winters

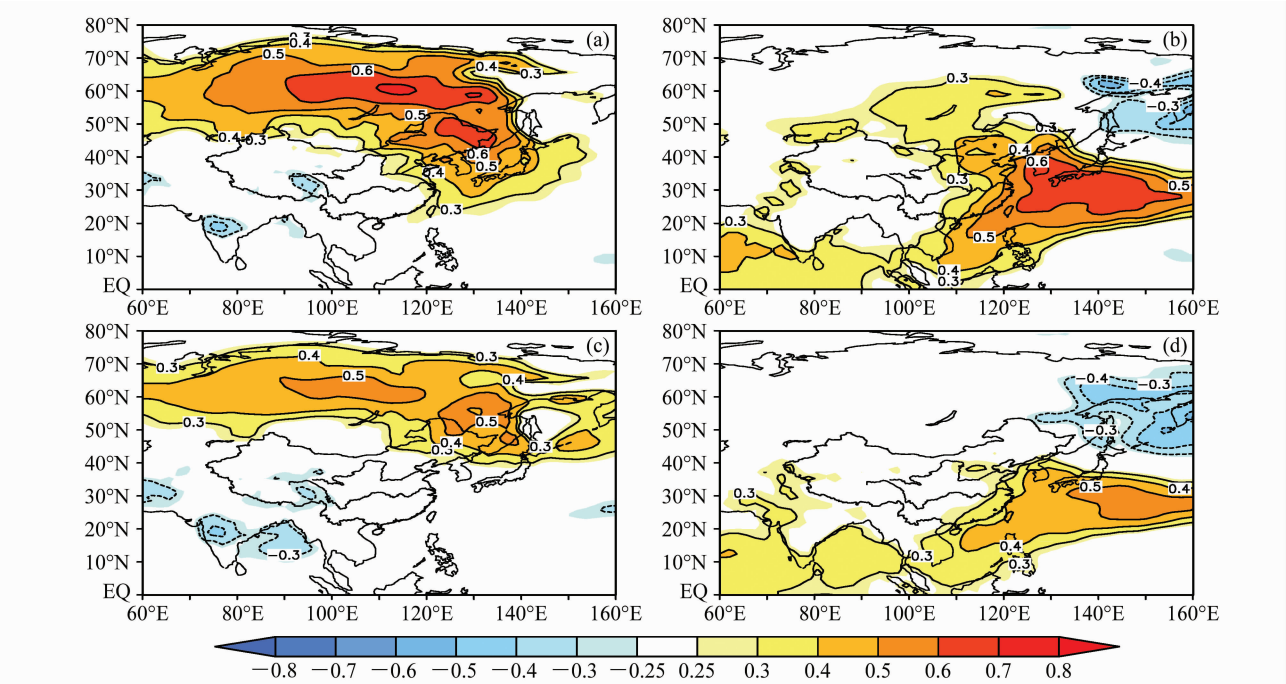

图 10 AO/NPO 指数与（a/b）原始表面温度场以及（c/d）去除 NPO/AO 线性趋势的表面温度场相关系数分布图（阴影区通过了 95%的信度检验）

Fig. 10 Correlation coefficients of AO/NPO index with (a/b) the original surface temperature and (c/d) the residual temperature after the NPO-related/AO-related variations are removed by means of a linear regression. The areas exceeding the 95% confidence level are shaded

王会军（2005）研究发现，强 AO 可以导致阿留申低压加深，进而通过北半球中纬度的海气相互作用影响到太平洋年代际震荡。而本文研究表明，AO 指数与 NPO 指数的相关系数为 0.50，通过了 99%的信度检验。综合上述分析做出推断：AO 不仅可以通过影响西伯利亚高压来影响东亚冬季风，而且有可能通过影响 NPO 来影响东亚冬季风的变化。另外，ENSO 主要与我国秦岭、华南、华中、华东、日本等地冬季温度的变化显著相关（图略）；但 PDO 对东亚冬季气温变化的影响并不显著（图略）。

8 结论与讨论

基于 MV-EOF 和单变量 EOF，本文重新定义了西伯利亚高压（SH）、阿留申低压（AL）、东亚 850 hPa 经向风（EAv_{850}）、东亚大槽（EAT）以及东亚急流（EAJ）经向切变的强度指数，并逐一考察各指数表征东亚冬季风的能力，以期定义一个更加合理的东亚冬季风指数。分析结论如下：

（1）EAJ 经向切变、SH 和 EAT 强度指数都能较好地表征东亚冬季表面温度对东亚冬季风强弱变化的响应，但关键区略有不同。SH 指数一般对河套、华北地区的表面温度变化的反映能力最好；EAT 指数能够很好地描述华南、华东、韩国南部以及日本南部表面温度的变化；而 EAJ 经向切变强度指数相对而言更能反映朝鲜、韩国、日本地区表面温度对东亚冬季风变化的响应。

（2）将上述三个指数标准化后求加权平均，得到一个新的东亚冬季风综合指数（EAWMII）。相关分析表明，EAWMII 与东亚环流场（500 hPa 位势高度场、海平面气压场、1000 hPa 经向风和 300 hPa 纬向风）以及东亚表面温度场同期相关显著。相对于单一要素指数，EAWMII 能够更好地描述整个东亚地区冬季表面温度的变化。这就说明，EAWMII 能够从很大程度上反映整个东亚冬季风系统的变化情况。另外，在 EAWMII 与现有 21 个东亚冬季风指数的相关系数中，有 18 个相关系数能达到 0.57 以上，与其他综合指数最高能达到 0.92。这进一步说明 EAWMII 能够较好地表征东亚冬季风的综合特征。

（3）1948～2008 年间 EAWMII 存在明显的年际变化，并且表现为减弱的线性趋势。同时也呈现

出几个明显的强弱期：20 世纪 50 年代至 60 年代中期和 70 年代末至 80 年代中期，冬季风显著偏强；60 年代末至 70 年代中期以及 80 年代中期至今偏弱。此外，该指数很好地反映了 20 世纪 80 年代中期东亚冬季风的减弱信号。

(4) 合成分析表明，强弱冬季风年的环流场和要素场不管是在强度方面还是在空间分布方面都呈现出完全相反的态势，并且关键区都能通过信度检验。说明 EAWMII 能够较好地反映东亚冬季风的强弱。

(5) EAWMII 与 AO、NPO 和 Niño3.4 指数呈显著的负相关。尤其是在 20 世纪 80 年代中期，EAWMII 与 AO、NPO 呈现非常一致的反位相，一定程度上揭示东亚冬季风在该时期的减弱机制，与前人研究结果一致。EAWMII 与 AO、Niño3.4 的显著相关也从侧面反映其潜在可预测性，为未来东亚冬季风的预测提供一定的参考依据。但 EAWMII 与 PDO 的关系并不显著。

(6) 尽管 AO、NPO 和 ENSO 都能通过影响东亚冬季风而影响东亚的天气和气候，但影响区域有所不同。NPO 主要影响河套以东、华南和华东、朝鲜、韩国、日本南部及其邻近海域，AO 则主要影响欧亚大陆中高纬地区、东北和日本北部等地区，而 ENSO 则主要影响我国秦岭、华南、华中、华东和日本等地。此外，AO 很可能通过影响 NPO 从而引起东亚冬季风的变化。

由于本文定义 EAWMII 时，在低层只选择代表性系统——西伯利亚高压，因此表征海陆热力差异的效果不如同时考虑西伯利亚高压、阿留申低压的指数显著。然而，东亚冬季风的形成应该是纬向和经向热力差异作用的综合结果。近年来相关研究(赵平和周自江，2005；Zhao et al.，2011) 也指出，在分析东亚气候的工作中，还应重视副热带海洋和中纬度大陆的热力影响。因此，在强调纬向海陆热力差异的同时，也应该关注高纬与低纬的经向热力差异，EAWMII 正好从一定程度上体现了这一点(如图 7a、b 所示)。此外，本文定义 EAWMII 时，代表性系统分别取自对流层低层、中层和高层，基本涵盖了整个东亚冬季风系统，故而能够较为全面地表征东亚冬季风的变化。因此，恰当地选取系统或要素对于表征东亚冬季风的综合特征十分重要。

致谢　感谢审稿专家和编辑耐心细致的点评及宝贵建议！

参考文献 (References)

Chan J C L, Li Chongyin. 2004. The East Asia winter monsoon [M]//Chang C P. East Asian Monsoon. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pet. Ltd., 54－106.

陈隽，孙淑清. 1999. 东亚冬季风异常与全球大气环流变化 I. 强弱冬季风影响的对比研究 [J]. 大气科学，23 (1)：101－111. Chen Jun, Sun Shuqing. 1999. Eastern Asian winter monsoon anomaly and variation of global circulation. Part I: A comparison study on strong and weak winter monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (1): 101－111.

Chen Wen, Graf H F, Huang Ronghui. 2000. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 17 (1): 48－60.

陈文，康丽华. 2006. 北极涛动与东亚冬季气候在年际尺度上的联系：准定常行星波的作用 [J]. 大气科学，30 (5)：843－870. Chen Wen, Kang Lihua. 2006. Linkage between the Arctic oscillation and winter climate over East Asia on the interannual timescale: Roles of quasi-stationary planetary waves [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (5): 843－870.

崔晓鹏，孙照渤. 1999. 东亚冬季风强度指数及其变化的分析 [J]. 南京气象学报，22 (3)：321－325. Cui Xiaopeng, Sun Zhaobo. 1999. East Asian winter monsoon index and its variation analysis [J]. Journal of Nanjing Institute of Meterology (in Chinese), 22 (3): 321－325.

龚道溢，王绍武. 1999. 西伯利亚高压的长期变化及全球变暖可能影响的研究 [J]. 地理学报，54 (2)：125－133. Gong Daoyi, Wang Shaowu. 1999. Long-term variability of the Siberian high and the possible connection to global warming [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 54 (2): 125－133.

Gong Daoyi, Wang Shaowu, Zhu Jinhong. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation [J]. Geophys. Res. Lett., 28 (10): 2073－2076.

龚道溢，王绍武，朱锦红. 2004. 北极涛动对我国冬季日气温方差的显著影响 [J]. 科学通报，49 (5)：487－492. Gong Daoyi, Wang Shaowu, Zhu Jinhong. 2004. The significant influence of arctic oscillation on variance of China daily temperature in winter [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 49 (5): 487－492.

龚道溢，朱锦红，王绍武. 2002. 西伯利亚高压对亚洲大陆的气候影响分析 [J]. 高原气象，21 (1)：8－14. Gong Daoyi, Zhu Jinhong, Wang Shaowu. 2002. The influence of Siberian high on large-scale climate over continental Asia [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 21 (1): 8－14.

郭冬，孙照渤. 2004. 冬季北太平洋涛动异常与东亚冬季风和我国天气气候的关系 [J]. 南京气象学报，27 (4)：461－470. Guo Dong, Sun Zhaobo. 2004. Relationships of winter North Pacific oscillation anomalies with the East Asian winter monsoon and the

weather and climate in China [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 27 (4): 461-470.

郭其蕴. 1994. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系 [J]. 应用气象学报, 5 (2): 218-225. Guo Qiyun. 1994. Relationship between the variations of East Asian winter monsoon and temperature anomalies in China [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 5 (2): 218-225.

何溪澄, 丁一汇, 何金海. 2008. 东亚冬季风对 ENSO 事件的响应特征 [J]. 大气科学, 32 (2): 335-344. He Xicheng, Ding Yihui, He Jinhai. 2008. Response characteristics of the East Asian winter monsoon to ENSO events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 335-344.

Hu Zengzhen, Bengtsson L, Arpe K. 2000. Impact of global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM [J]. J. Geophys. Res., 105 (D4): 4607-4624.

Huang Ronghui, Zhou Liantong, Chen Wen. 2003. The progresses of recent studies on the variabilities of the East Asian monsoon and their causes [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 20 (1): 55-69.

Jhun J G, Lee E J. 2004. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon [J]. J. Climate, 11: 711-726.

Ji Liren, Sun Shuqing, Arpe K, et al. 1997. Model study on the interannual variability of Asian winter monsoon and its influence [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 14 (1): 1-22.

Kalnay E, Kanamistsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437-470.

郎咸梅, 王会军, 姜大膀. 2003. 中国冬季气候可预测性的跨季度集合数值预测研究 [J]. 科学通报, 48 (15): 1700-1704. Lang Xianmei, Wang Huijun, Jiang Dabang. 2003. Ensemble extraseasonal numerical prediction research on predictability of winter climate in China [J]. Chinese Scinence Bulletin (in Chinese), 48 (15): 1700-1704.

Lau K M, Yang G J, Shen S H. 1988. Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia [J]. Mon. Wea. Rev., 116 (1): 18-37.

李崇银, 穆明权. 2004. 东亚冬季风—暖池状况—ENSO 循环的关系 [J]. 科学通报, 45 (7): 678-685. Li Chongyin, Mu Mingquan. 2004. Relationships of East Asian winter monsoon-warm pool-ENSO circulation [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 45 (7): 678-685.

Li Yueqing, Yang Song. 2010. A dynamical index for the East Asian winter monsoon [J]. J. Climate, 23 (15): 4255-4262.

Liu Hui, Tosi E, Tibaldi S. 1994. On the relationship between northern hemispheric weather regimes in wintertime and spring precipitation over China [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 120 (515): 185-194.

Lu Er, Chan J C L. 1999. A unified monsoon index for South China [J]. J. Climate, 12: 2375-2385.

Nan Sulan, Zhao Ping. 2011. Snowfall over central-eastern China and Asian atmospheric cold source in January [J]. International Journal of Climatology, doi:10.1002/joc.2318.

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 [J]. 应用气象学报, 7 (2): 175-182. Shi Neng. 1996. Features of the East Asian winter monsoon intensity on multiple time scale in recent 40 years and their relation to climate [J]. Quarterly Journal of Appiled Meteorology (in Chinese), 7 (2): 175-182.

施能, 鲁建军, 朱乾根. 1996. 东亚冬、夏季风百年强度指数及其气候变化 [J]. 南京气象学报, 19 (2): 168-177. Shi Neng, Lu Jianjun, Zhu Qian'gen. 1996. East Asian winter/summer monsoon intensity indices with their climatic change in 1873～1989 [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 19 (2): 168-177.

Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006) [J]. J. Climate, 21: 2283-2296.

孙柏民, 李崇银. 1997. 冬季东亚大槽的扰动与热带对流活动的关系 [J]. 科学通报, 42 (5): 500-503. Sun Bomin, Li Chongyin. 1997. Relationship between disturbance of East Asian trough and tropical convection activities [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 42 (5): 500-503.

Sun Bomin, Sun Shuqing. 1994. The analysis on the features of the atmospheric circulation in preceding winters for the summer drought and flooding in the Yangtze and Huaihe River Valley [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 11 (1): 79-90.

孙建奇, 王会军. 2005. 北极涛动与太平洋年代际振荡的关系 [J]. 科学通报, 50 (15): 1648-1653. Sun Jianqi, Wang Huijun. 2005. Relationship between Arctic oscillation and Pacific decadal oscillation [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 50 (15): 1648-1653.

孙淑清, 孙柏民. 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 [J]. 气象学报, 53 (4): 441-451. Sun Shuqing, Sun Bomin. 1995. The relationship between the anomalous winter monsoon circulation over East Asia and summer drought/flooding in the Yangtze and Huaihe River valley [J]. Acta Meteorological Sinica (in Chinese), 53 (4): 441-451.

Tao shiyan, Chen Longxun. 1987. A review of recent research of the east Asian summer monsoon in China [M] // Chang C P, Krishnamurti T N. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 60-92.

Wang Bin. 1992. The vertical structure and development of the ENSO anomaly mode during 1979-1989 [J]. J. Atmos. Sci., 49 (8): 698-712.

Wang Bin, Wu Zhiwei, Li Jianping, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 21 (17): 4449-4463.

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 [J]. 第四纪研究, 24 (1): 19-27. Wang

Huijun, Jiang Dabang. 2004. A new East Asian winter monsoon intensity index and atmospheric circulation comparison between strong and weak composite [J]. Quaternary Sciences (in Chinese), 24 (1): 19-27.

王会军，郎咸梅，周广庆，等. 2003. 我国今冬和明春气候异常与沙尘气候形势的模式预测初步报告 [J]. 大气科学，27 (1)：136-140. Wang Huijun, Lang Xianmei, Zhou Guangqing, et al. 2003. A preliminary report of the model prediction on the forthcoming winter and spring dust climate over China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (1): 136-140.

Wang Lin, Chen Wen. 2010. How well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon? [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 27 (4): 855-870.

Wang Lin, Chen Wen, Zhou Wen, et al. 2009a. Interannual variations of East Asian trough axis at 500 hPa and its association with the East Asian winter monsoon pathway [J]. J. Climate, 22 (3): 600-614.

Wang Lin, Huang Ronghui, Gu Lei, et al. 2009b. Interdecadal variations of the East Asian winter monsoon and their association with quasi-stationary planetary wave activity [J]. J. Climate, 22 (18): 4860-4872.

王宁. 2007. 东亚冬季风指数研究进展 [J]. 地理科学，27 (Z1)：103-110. Wang Ning. 2007. Progress on researches of East Asian winter monsoon indices [J]. Scientia Geographica Sinica (in Chinese), 27 (Z1): 103-110.

武炳义，卞林根，张人禾. 2004. 冬季北极涛动和北极海冰变化对东亚气候变化的影响 [J]. 极地研究，16 (3)：211-220. Wu Bingyi, Bian Lin'gen, Zhang Renhe. 2004. Effects of the winter AO and the Arctic sea ice variations on climate variation over East Asia [J]. Chinese Journal of Polar Research (in Chinese), 16 (3): 211-220.

武炳义，黄荣辉. 1999. 冬季北大西洋涛动极端异常变化与东亚冬季风 [J]. 大气科学，23 (3)：641-651. Wu Bingyi, Huang Ronghui. 1999. Effects of the extremes in the North Atlantic oscillation on East Asia winter monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (3): 641-651.

Wu Bingyi, Wang Jia. 2002. Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (19): 1897, doi:10.1029/2002GL015373.

徐建军，朱乾根，周铁汉. 1999. 近百年东亚冬季风的突变性和周期性 [J]. 应用气象学报，10 (1)：1-8. Xu Jianjun, Zhu Qiangen, Zhou Tiehan. 1999. Sudden and periodic changes of East Asian winter monsoon in the past century [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 10 (1): 1-8.

徐淑英，季劲钧. 1965. 我国冬季风来临的天气气候学研究 [J]. 地理期刊，9：85-101. Xu Shuying, Ji Jinjun. 1965. The climate and weather features during the outbreak period of China's winter monsoon [J]. Geographical Symposium (in Chinese), 9: 85-101.

晏红明，周文，杨辉，等. 2009. 东亚冬季风指数的定义及其年际年代际异常 [J]. 大气科学学报，32 (3)：367-376. Yan Hongming, Zhou Wen, Yang Hui, et al. 2009. Definition of a East Asian winter monsoon index and its variation characteristics [J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (3): 367-376.

杨辉，李崇银. 2008. 冬季北极涛动的影响分析 [J]. 气候与环境研究，13 (4)：395-404. Yang Hui, Li Chongyin. 2008. Influence of Arctic oscillation on temperature and precipitation in winter [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 13 (4): 395-404.

Yang Song, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies [J]. J. Climate, 15: 306-325.

Yeh S W, Kirtman B P. 2004. The North Pacific oscillation-ENSO and internal atmospheric variability [J]. Geophys. Res. Lett., 31: L13206, doi:10.1029/2004GL019983.

Zhao Ping, Yang Song, Jian Maoqiu et al. 2011. Relative controls of Asian-Pacific summer climate by Asian land and Tropical-North Pacific sea surface temperature [J]. J. Climate, 24, 4165-4188, doi:10.1175/2011JCLI3915.1.

赵平，张人禾. 2006. 东亚—北太平洋偶极型气压场及其与东亚冬季风年际变化的关系 [J]. 大气科学，30 (2)：307-316. Zhao Ping, Zhang Renhe. 2006. Relationship of interannual variation between an eastern Asia-Pacific dipole pressure pattern and East Asian monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (2): 307-316.

赵平，周自江. 2005. 东亚副热带夏季风指数及其与降水的关系 [J]. 气象学报，63 (6)：933-941. Zhao Ping, Zhou Zijiang. 2005. East Asian subtropical summer monsoon index and its relationships to rainfall [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (6): 933-941.

Zhu Congwen, Lee W S, Kang Hongwen, et al. 2005. A proper monsoon index for seasonal and interannual variations of the East Asian monsoon [J]. Geophys. Res. Lett., 32: L02811, doi:10.1029/2004GL021295.

竺可桢. 1934. 东南季风与中国之雨量 [J]. 地理学报，(1)：1-27. Chu Coching. 1934. The enigma of southeast monsoon in China [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), (1): 1-27.

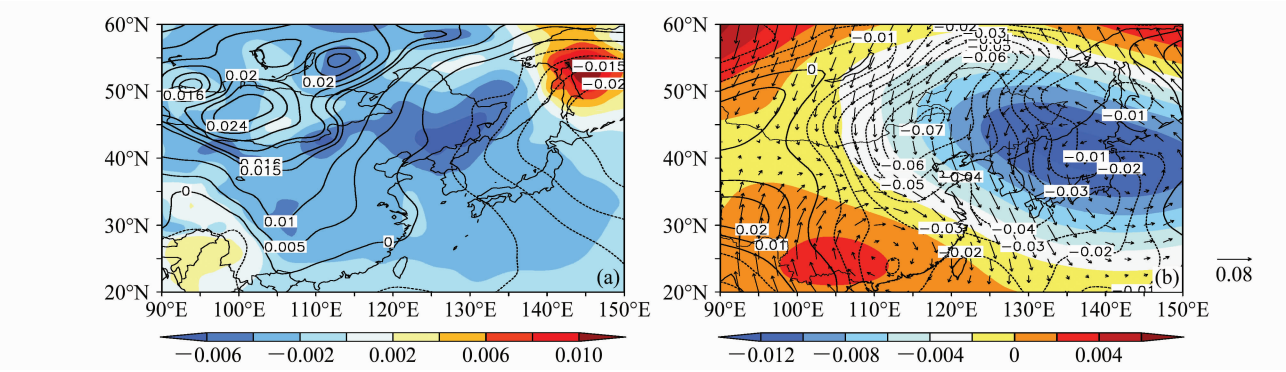

图 1 各要素场 MV-EOF 展开的第一空间模态：(a) 海平面气压场 p_s(等值线) 和表面温度 T_s(阴影)；(b) 850 hPa 经向风 v_{850}(等值线)、500 hPa 位势高度场 h_{500}(阴影) 和 300 hPa 矢量风场 (u_{300}，v_{300})

Fig. 1 Spatial patterns of the first MV-EOF mode of (a) sea level pressure, p_s(contour) and surface temperature, T_s(shaded), and (b) 850-hPa meridional wind, v_{850}(contour), 500-hPa geopotential height, h_{500}(shaded), and 300-hPa vector wind, (u_{300}, v_{300})

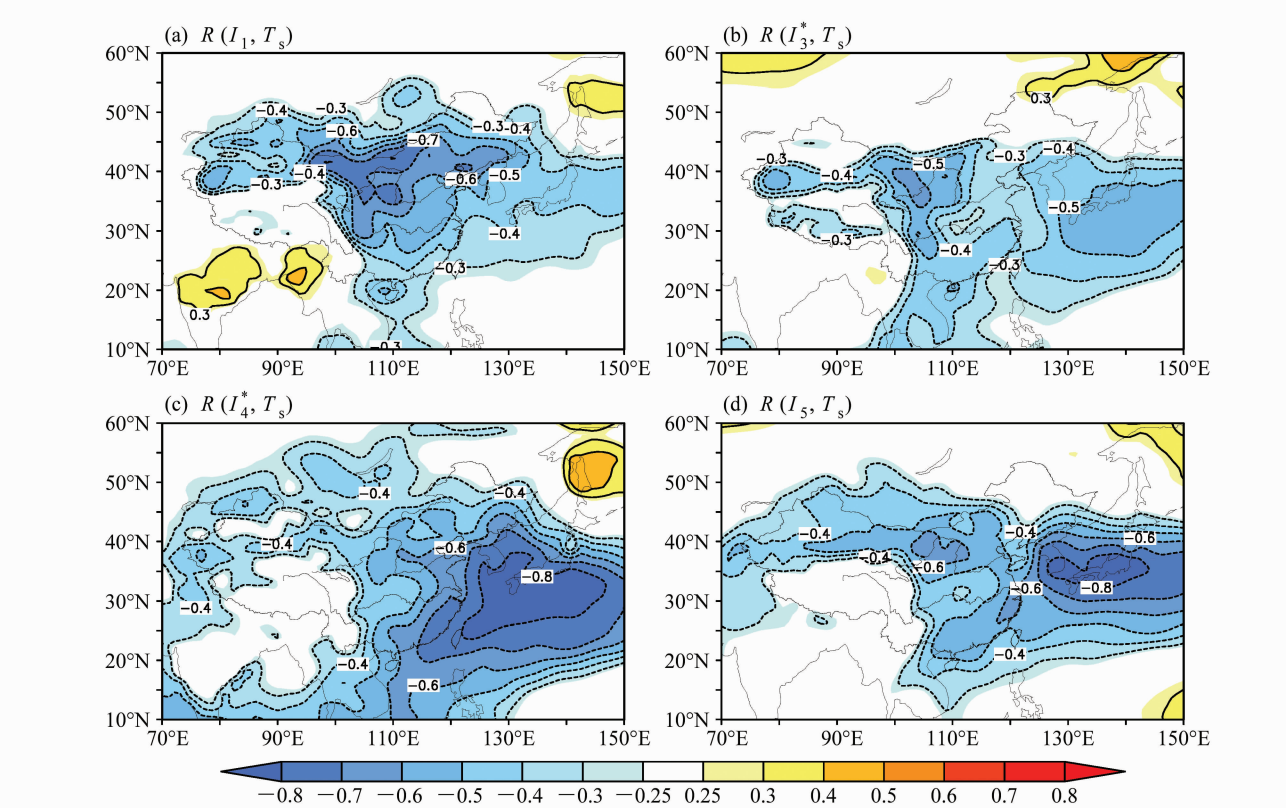

图 3 各系统强度指数与东亚表面温度相关系数分布图：(a) I_1；(b) I_3^*；(c) I_4^*；(d) I_5(阴影区通过了 95%的信度检验)

Fig. 3 Correlation coefficients between East Asian surface temperature and (a) I_1, (b) I_3^*, (c) I_4^*, (d) I_5. The areas exceeding the 95% confidence level are shaded