

晚秋与后冬间欧亚遥相关型波列反相现象探究^{*1}

乔少博¹ 张志森¹ 王晓娟^{1,3} 封国林^{2,4}QIAO Shaobo¹ Zhang Zhisen¹ Wang Xiaojuan^{1,3} FENG Guolin^{2,4}

1. 兰州大学大气科学学院, 兰州, 730000
2. 扬州大学物理科学与技术学院, 扬州, 225002
3. 常熟理工学院物理与电子工程学院, 常熟, 215500
4. 国家气候中心, 北京, 100081

1. *Department of Atmospheric and Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China*2. *College of Physical Science and Technology, Yangzhou University, Yangzhou 225002, China*3. *College of Physics and Electronic Project, Changshu Institute of Technology, Changshu 215500, China*4. *National Climate Center, Beijing 100081, China*

2014-09-12 收稿, 2015-03-22 改回.

乔少博, 张志森, 王晓娟, 封国林. 2015. 晚秋与后冬间欧亚遥相关型波列反相现象探究. 气象学报, 73(4):711-724

Qiao Shaobo, Zhang Zhisen, Wang Xiaojuan, Feng Guolin. 2015. An investigation into the phase reversal of EU teleconnections from late autumn to the late winter. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(4):711-724

Abstract The relationship between the EU pattern in late autumn (November) and late winter (the following January and February) for 1979/1980–2013/2014 are discussed in this paper. It is shown that significant negative correlation exists between the late autumn and the late winter EU teleconnection indices. When we compare the circulation evolutionary features between out-of-phase and in-phase processes of EU pattern from the late autumn to the late winter, it is shown that the late autumn circulation anomalies in out-of-phase years have significant implications on the late winter, while the implications are weak in in-phase years. The circulation evolutionary features of in-phase and out-of-phase processes are both closely related to North Atlantic turbulent heat flux (NATU). The specific physical process is that the vertical movements and moisture content in low and middle levels of the troposphere over North Atlantic at about 50°N both increase (decrease) in NATU positive (negative) anomalies, which corresponds to negative (positive) anomalies of geopotential height over North Atlantic and even negative (positive) EU pattern.

Key words Eurasian pattern, Turbulent heat flux, North Atlantic

摘要 围绕 1979/1980—2013/2014 年晚秋(11月)与后冬(次年1、2月)间欧亚遥相关(EU)型波列关系展开研究,揭示了晚秋与后冬间欧亚遥相关指数存在显著负相关,即二者主要呈反位相变化。对比晚秋与后冬间欧亚遥相关型呈反位相和同位相变化时的环流演变规律发现,反位相变化年晚秋环流异常对后冬有显著的指示意义,而同位相变化年晚秋环流异常对后冬指示意义较弱。就可能的外部成因而言,反位相与同位相变化过程均与北大西洋湍流热通量(NATU)异常有较好的对应关系。具体物理过程表现为:当北大西洋湍流热通量正(负)异常时,有利于北大西洋 50°N 附近上升(下沉)运动及对流层中低层水汽含量显著增多(减少),相应北大西洋上空高度场乃至整个欧亚遥相关型波列表现为负(正)异常。

关键词 欧亚遥相关, 湍流热通量, 北大西洋

* 资助课题: 国家自然科学基金(41375078、41175067、41305075、41475064)、国家重点基础研究发展计划项目(2012CB955902、2013CB430204)。

作者简介: 乔少博, 主要从事东亚冬季风等研究。E-mail: qiaoshbokuai@163.com

通讯作者: 封国林, 主要从事短期气候预测等研究。E-mail: fenggl@cma.gov.cn

中图法分类号 P434 P429

1 引言

大气作为一个统一的整体,某个区域的异常环流往往和其他区域的环流有一定联系,大气中的遥相关现象(Sawyer, 1970; Wallace, et al, 1981)可以很好地解释全球相关联的大范围持续的天气气候异常,在全球气候中起着十分重要的作用(施能, 1996)。具体到北半球冬季的对流层中层,主要存在太平洋北美遥相关型(PNA)、西大西洋遥相关型(WA)、东大西洋遥相关型(EA)、西太平洋遥相关型(WP)和欧亚遥相关型(EU)等5种遥相关型。其中,欧亚遥相关型为存在于欧亚大陆上空从北大西洋传播至乌拉尔地区以东的遥相关波列,表现为乌拉尔地区、东亚沿岸和欧洲西部地区异常高度场的负相关关系(Wallace, et al, 1981; Barnston, et al, 1987; Gong, et al, 2011)。

无论在年际尺度上还是年代际尺度上,冬季欧亚遥相关型异常均为影响东亚气候的重要因子(Ohashi, et al, 1999; Tachibana, et al, 2007; Sung, et al, 2009; Takaya, et al, 2013; 龚志强等, 2013; Wang, et al, 2014)。例如李维京等(1990)指出,欧亚遥相关型是长江中下游地区冬季降水的主要影响因子;吴洪宝(1993)指出,当1月欧亚遥相关型处于正位相时,西伯利亚地区高度场为正异常,欧洲西部和东亚沿岸为负异常,中国东部气温显著偏低;刘毓赞等(2012)指出,当冬季欧亚遥相关型处于正(负)位相时,东亚副热带西风急流增强(减弱)、东亚大槽加深(变浅),东亚季风显著偏强(偏弱),中国东部降温(升温),降水减少(增多),其中,气温影响最显著区域位于中国内蒙古东北部及东北南部、华南,降水影响最显著区域位于华南。与此同时,欧亚遥相关型对东亚气候影响也表现出显著年代际变化特征,自20世纪70年代以来对东亚气候的影响较之前更加显著,这主要是由于与欧亚遥相关型相联系的乌拉尔阻塞高压位置年代际偏东,更加靠近东亚地区所致(Wang, et al, 2010; Cheung, et al, 2013)。

值得注意的是,目前的研究多基于欧亚遥相关型季节平均的变化特征。当月际间差异显著时,仅仅考虑季节平均便会掩盖掉某些信息,从而对真实

气候反映能力有限(黄嘉佑等, 2006; Chang, et al, 2012; 韦玮等, 2014)。例如,2010/2011—2013/2014年连续4 a中国大部分地区冬季前期和后期气温呈反相变化(图略)(Wang, et al, 2013; 王晓娟等, 2013; Gong, et al, 2014),尤其是2011/2012年冬季,12月至1月上中旬大多数地区气温异常偏高,而1月下旬至2月却发生全国性极端低温事件(兰晓青等, 2013)。这表明近年来东亚冬季风系统月际间变率可能在增强。与此同时,当前中国天气气候事件突发性更强,对月际间气候预测的需求也越来越强(龚志强等, 2009; 封国林等, 2011)。

因此,在关注季节平均变化特征的同时,其月际间特征的研究对于更好地理解东亚气候异常具有重要意义。基于此,本研究选取了与东亚冬季风关系密切的欧亚遥相关指数,从逐月环流演变角度入手,分析了晚秋(11月)与后冬(次年1、2月)间欧亚遥相关型波列关系,并探究了前后发生反位相变化时的形成机理,以期为东亚冬季风的预测提供参考依据。

2 资料和方法

所用资料为NCEP/NCAR的全球逐月再分析资料(Kalnay, et al, 1996),包括垂直方向1000—10 hPa共17层的位势高度场、风场资料,垂直方向1000—100 hPa共12层的垂直速度场资料,垂直方向1000—300 hPa共8层的相对湿度场资料;分辨率为 $2.0^\circ \times 2.0^\circ$ 的NOAA ERSST的逐月海面温度资料(Smith, et al, 2003);分辨率为 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ 的WHOI的OAFflux资料(Yu, et al, 2007),包括潜热通量和感热通量资料;时间长度均为1979年1月—2014年2月。

文中湍流热通量指感热通量与潜热通量之和,其正与负异常分别代表异常热通量方向向上(海洋失去能量)与向下(海洋获得能量)。欧亚遥相关指数采用Wallace等(1981)定义

$$I_{EU} = -\frac{1}{4}Z_{35^\circ N, 20^\circ E}^* + \frac{1}{2}Z_{55^\circ N, 75^\circ E}^* - \frac{1}{4}Z_{40^\circ N, 145^\circ E}^* \quad (1)$$

式中, Z^* 代表标准化的500 hPa月平均高度距平。

文中采用Takaya等(1997, 2001)定义的波作

用通量(T-N 通量)来分析与欧亚遥相关相联系的准定长波活动。该通量用于诊断相对于基本气流的波动能量传播,在 WKB 假设下与波的位相无关,其水平分量(柯丹等,2014)在气压坐标中为

$$W = W_r + C_U M \quad (2)$$

$$W_r = \frac{1}{2|U|} \left\{ \begin{aligned} &U(v'^2 - \phi'v'_x) + V(-u'v' + \phi'u_x) \\ &U(-u'v' + \phi'u_x) + V(u'^2 + \phi'u'_y) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

式中, W 为 T-N 通量, C_U 为沿气流方向的相速度, M 为描写小振幅准地转涡动的广义假动量, W_r 为 $C_U M$ 以外的波扰动能量通量, $U = (U, V)$ 为基本流场, ϕ' 为准地转扰动流函数, (u', v') 为扰动准地转风, u'_x, v'_x, u'_y 的下标 x, y 均表示对 x, y 的偏导数。计算中,以气候平均场为背景流场,与欧亚遥相关相联系的异常准定常波活动作为扰动场。在不考

虑 $C_U M$ 的情况下,当 W_r 辐合(辐散)时,扰动能量增加(减少),准定长波活动增强(减弱)。

研究时段为当年 11 月至次年 2 月,该时段东亚盛行冬季风。这里定义当年 11 月为晚秋,次年 1—2 月为后冬,气候值取 1981—2010 年 30 a 平均。主要采用一元线性回归、合成分析以及相关分析的方法,其中,对单要素变量均采用双尾 t 检验来检验其显著性,对风向量采用 F 检验来检验其显著性(施能等,2004)。

3 11 月至次年 2 月欧亚遥相关指数月际间变化特征

为了得到 1979—2013 年 11 月至次年 2 月月际间欧亚遥相关指数的联系,表 1 给出了逐月欧亚遥相关指数间相关系数。可以看出,11 月与 12 月间欧亚遥相关指数相关性很弱,但与次年 1、2 月均成

表 1 1979—2013 年 11 月至次年 2 月逐月欧亚遥相关指数相关系数
Table 1 The correlation coefficients between the monthly EU indices from November to the following February for 1979—2013

1979—2013 年	Nov	Dec	Jan + 1	Feb + 1	JF + 1
Nov					
Dec	0.01				
Jan + 1	-0.47**	0.13			
Feb + 1	-0.31*	0.02	0.15		
JF + 1	-0.52**	0.17	0.76**	0.75**	

注:Jan + 1, Feb + 1 及 JF + 1 分别代表次年 1、2 月及 1 与 2 月平均的欧亚遥相关指数;*、** 分别表示超过 0.10、0.01 的显著性水平。

显著负相关,相关系数为 -0.47、-0.31,分别超过 0.01、0.10 的显著性水平。定义 11 月欧亚遥相关指数为晚秋欧亚遥相关指数,次年 1、2 月欧亚遥相关指数平均为后冬欧亚遥相关指数。可以发现,晚秋与后冬欧亚遥相关指数相关系数达到 -0.52,超过 0.01 的显著性水平,表明,晚秋与后冬间欧亚遥相关指数主要呈反位相变化。与此同时,后冬与次年 1、2 月欧亚遥相关指数相关系数分别为 0.76、0.75,均远超过 0.01 的显著性水平,表明后冬欧亚遥相关指数也可以很好地反映次年 1、2 月欧亚遥相关指数各自的特征。

从 1979—2013 年晚秋与后冬欧亚遥相关指数的时间序列及其散点分布(图 1)可以看出,晚秋与后冬欧亚遥相关指数间主要呈反位相变化的特征非常明显。统计后发现,晚秋与后冬欧亚遥相关指数呈反位相变化的年份共有 23 a,比例接近 2/3,而呈同位相变化的

年份只有 12 a。其中,晚秋正、后冬负(Nov + /JF -)年份为 13 a,晚秋负、后冬正(Nov - /JF +)年份为 10 a,晚秋正、后冬正(Nov + /JF +)与晚秋负、后冬负(Nov - /JF -)年份各分别为 6 a,共计 4 类情况。

从上述 4 类情况晚秋至后冬逐候欧亚遥相关指数的合成分布(图 2)可见,在 Nov + /JF - 年的 11 月欧亚遥相关指数持续为正,11 月中旬达到最大值,12 月表现出由正向负转变的过渡特征,次年 1—2 月持续为正,而在 Nov - /JF + 年则基本相反(图 2a)。在 Nov + /JF + 年除 12 月中旬等较短时间外,欧亚遥相关指数主要表现出持续为正的分布特征,但异常程度相对较弱,而在 Nov - /JF - 年则基本相反(图 2b)。因此,从晚秋至后冬,在 Nov + /JF -、Nov - /JF + 年的欧亚遥相关指数存在明显的反位相变化过程,而在 Nov + /JF +、Nov - /JF - 年的欧亚遥相关指数主要呈同位相变化过程。

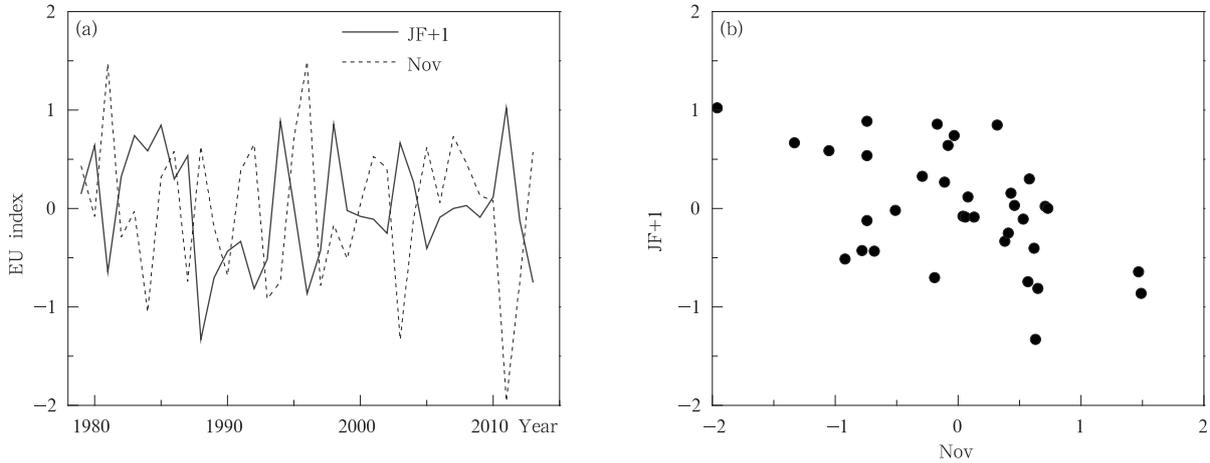


图 1 1979—2013 年晚秋与后冬欧亚遥相关指数的(a)时间序列及其(b)散点分布

Fig. 1 (a) Time series of the late autumn and the late winter EU indices and their (b) scatter plots for 1979 – 2013

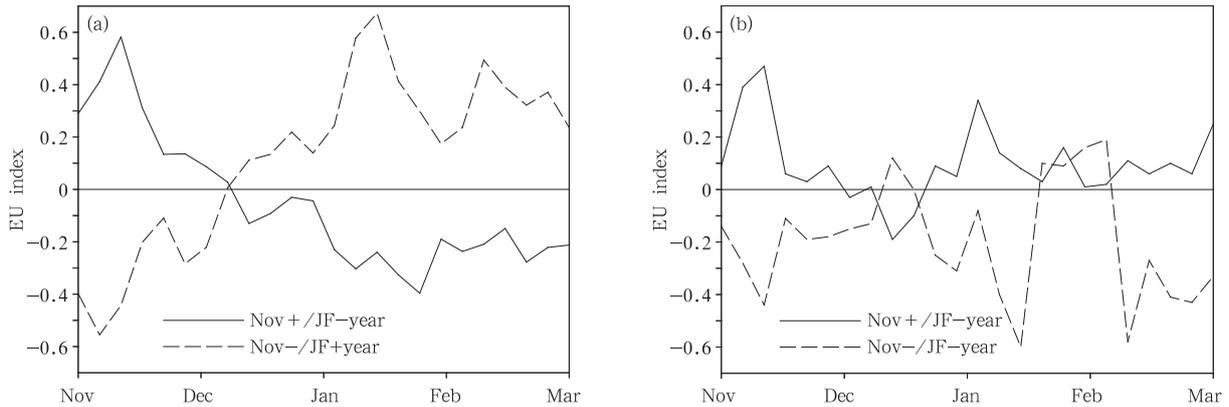


图 2 晚秋至后冬的欧亚遥相关指数逐候合成分布

(a. Nov + / JF - 年, Nov - / JF + 年; b. Nov + / JF + 年, Nov - / JF - 年)

Fig. 2 Composite distribution of the pentad EU indices from the late autumn to the late winter

(a. Nov + / JF - year, Nov - / JF + year; b. Nov + / JF + year, Nov - / JF - year)

4 晚秋与后冬欧亚遥相关型呈反位相与同位相变化时的环流特征对比

由于欧亚遥相关指数是基于 500 hPa 高度场异常环流中心而定义的,图 3 则给出了 4 类情况晚秋与后冬分别在 500 hPa 高度场的异常合成分布。从图 3a、b 可以看出,在 Nov + / JF - (Nov - / JF +) 年晚秋 500 hPa 异常高度场在北大西洋中部、西北欧、乌拉尔以东至东北亚地区上空分别存在显著“+ - + -”(“- + - +”)的遥相关波列,乌拉尔阻塞高压与东亚大槽均显著偏强(偏弱),而发展至后冬则完全相反,变为“- + - +”(“+ - + -”)的遥相关波列,乌拉尔阻塞高压与东亚大槽均显著偏弱(偏强),即 Nov + / JF -、Nov - / JF + 年均为晚秋与后冬 500 hPa 异常高度场分布完全相反,晚秋环流异常对后冬有明

显指示意义,且在 Nov - / JF + 年更为凸出。与 Nov + / JF -、Nov - / JF + 年相比,Nov + / JF +、Nov - / JF - 年晚秋欧亚遥相关型波列有所差别,主要表现为位于北大西洋中部上空的遥相关中心向东南移至西欧沿岸,发展至后冬虽然欧亚遥相关指数仍保持原有符号,但分布型差异明显,异常中心分别位于格陵兰岛东南、西南欧及乌拉尔地区以东,且异常程度大大减弱,基本上没有超过 0.05 显著性水平的区域,即晚秋环流异常对后冬指示意义较弱(图 3c、d)。

类似地,图 4 给出了 4 类情况晚秋与后冬分别在 200 hPa 异常纬向风场的合成分布。可以看出,Nov + / JF - (Nov - / JF +) 年晚秋 200 hPa 异常纬向风场在北大西洋高、中、低纬度上空依次呈“- + -”(“+ - +”)的带状分布,其中,45°—60°N 西风偏强(偏弱),表明北美急流位置偏北(偏南),30°E

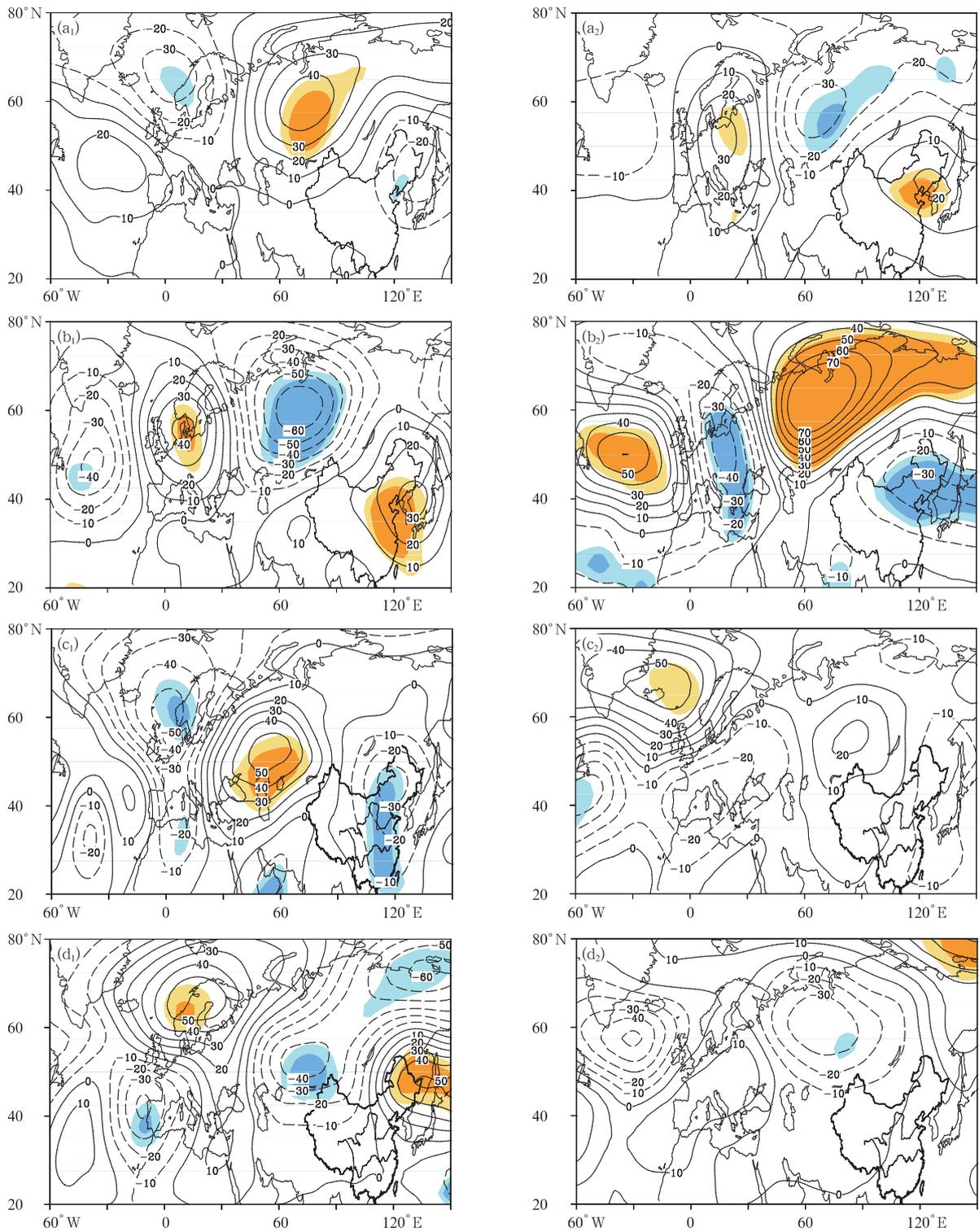


图3 晚秋(a₁、b₁、c₁、d₁)与后冬(a₂、b₂、c₂、d₂)500 hPa异常位势高度场合成分布(等值线,gpm)

(a₁、a₂. Nov+ /JF-年, b₁、b₂. Nov- /JF+年, c₁、c₂. Nov+ /JF+年, d₁、d₂. Nov- /JF-年;

浅(深)色阴影表示超过0.10(0.05)的显著性水平

Fig. 3 Composite horizontal distribution of 500 hPa geopotential height anomalies (contours, gpm) of the late autumn (a₁, b₁, c₁, d₁) and the late winter (a₂, b₂, c₂, d₂)

(a₁, a₂. Nov+ /JF- year, b₁, b₂. Nov- /JF+ year, c₁, c₂. Nov+ /JF+ year, d₁, d₂. Nov- /JF- year;

the shallow (dark) shaded area is significant at the 0.10 (0.05) confidence level

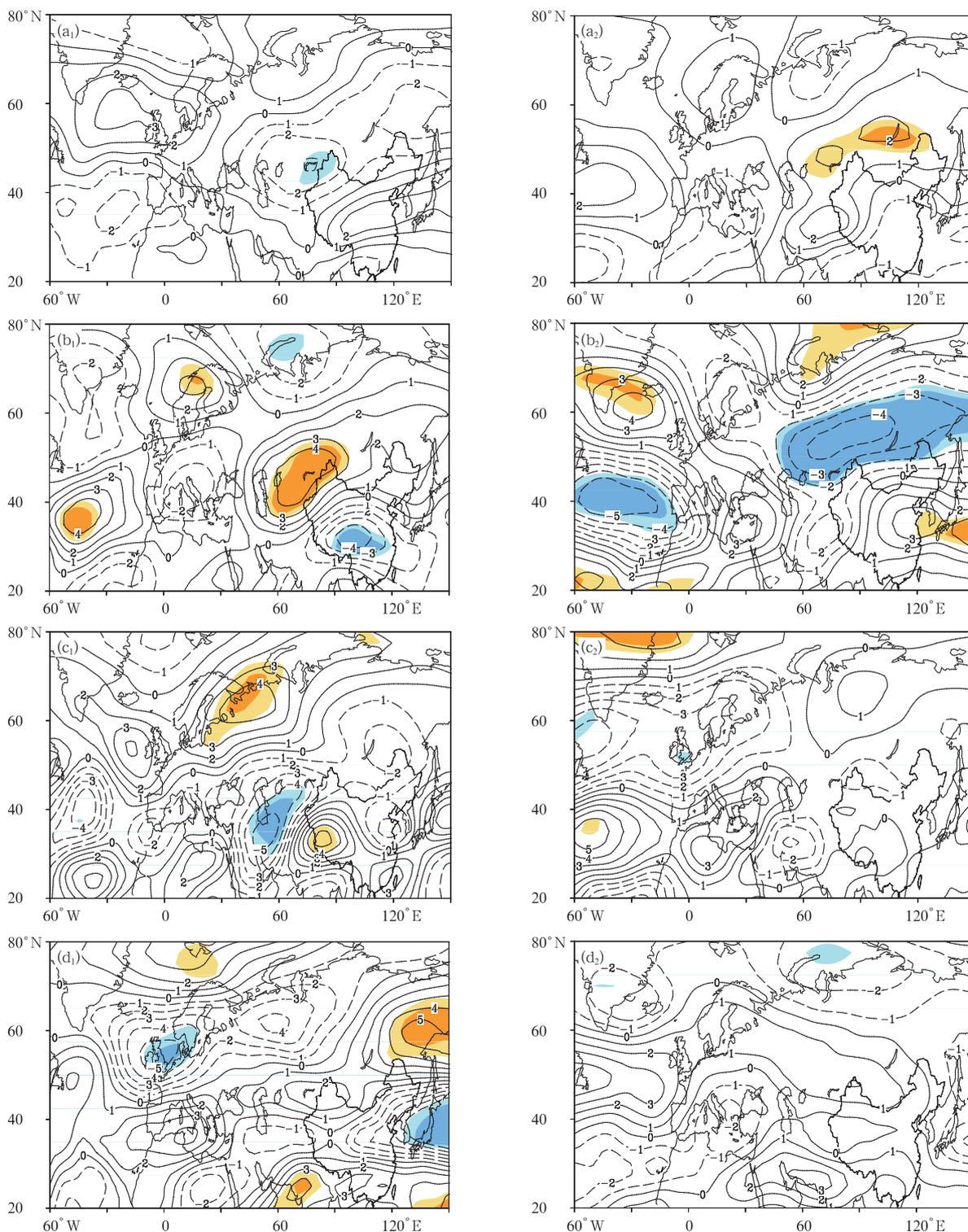


图4 同图3,但为200 hPa异常纬向风场合分布(等值线, m/s)

Fig. 4 As in Fig. 3 but for composite horizontal distribution of 200 hPa zonal wind anomalies (contours, m/s)

以东的欧亚地区高、中、低纬度地区依次呈“+ - +” (“- + -”)的带状分布,30°N附近西风偏强(偏弱),表明西、东亚副热带急流偏强(偏弱)。上述异

常发展至后冬呈完全相反分布,即 Nov + /JF - (Nov - /JF +)年北美急流由偏北转为偏南(偏南转为偏北),西、东亚副热带急流由偏强转为偏弱(偏弱

转为偏强),且仍是 Nov- /JF+ 年更加凸出(图 4a, b)。Nov+ /JF+ (Nov- /JF-) 年晚秋 200 hPa 异常纬向风场表现为 60°N、40°N、25°N 附近上空分别呈“+ - +”(“- + -”)的带状分布,对应北美急流

偏北(偏南),西、东亚副热带急流略微偏强(偏弱)。上述异常发展至后冬异常中心均有所北移,且异常程度大幅度减弱,尤其是亚洲大陆地区(图 4c、d)。

从图 5 晚秋与后冬分别在 850 hPa 风场的异常

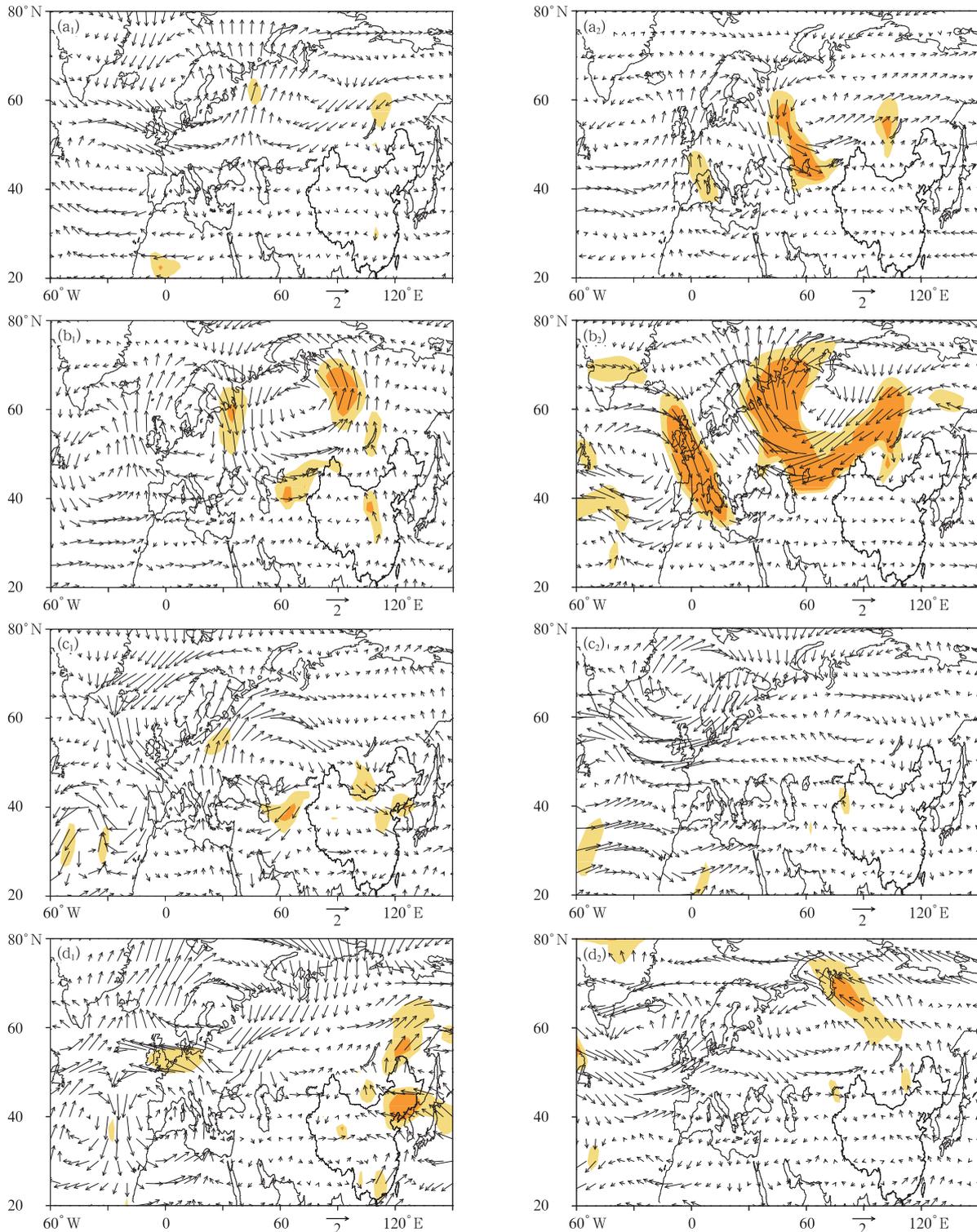


图 5 同图 3, 但为 850 hPa 异常风场合成分布(等值线, m/s)

Fig. 5 As in Fig. 3 but for composite horizontal distribution of 850 hPa wind anomalies (contours, m/s)

合成分布来看,4类情况均与500 hPa异常高度场存在相似特征。Nov+ /JF- (Nov- /JF+)年晚秋异常850 hPa风场从北大西洋、西北欧、乌拉尔地区至东北亚地区上空分别呈“+ - + -”(“- + - +”)的显著欧亚遥相关型波列分布,中国东部上空盛行偏北(偏南)风,表明东亚冬季风偏强(偏弱),发展至后冬完全相反(图5a,b)。Nov+ /JF+、Nov- /JF-年晚秋与后冬间遥相关中心位置差异显著,东亚冬季风异常基本维持,但程度有所减弱(图5c,d)。

总体而言,4类情况晚秋与后冬环流异常均呈相当正压结构,以对流层中层最为显著。与此同时,对应晚秋与后冬间欧亚遥相关型呈反位相变化过程,Nov+ /JF-、Nov- /JF+年后冬环流异常与晚秋基本相反,晚秋环流异常对后冬有显著指示意义。而对应晚秋与后冬间欧亚遥相关型呈同位相变化过程,虽然Nov+ /JF+、Nov- /JF-年后冬与晚秋欧亚遥相关指数符号未变,但遥相关型中心位置差异

较大,且异常程度大幅度减弱,晚秋环流异常对后冬指示意义较弱。值得注意的是,Nov+ /JF-年与Nov- /JF+年在晚秋与后冬始终维持完全相反的环流异常分布,表明反位相变化过程的两类情况存在较为一致的环流演变特征。类似的,同位相变化过程的两类情况也具有相似的环流演变规律。

5 晚秋至后冬欧亚遥相关型的变化与北大西洋中部湍流热通量联系

为了进一步对比晚秋与后冬间欧亚遥相关型呈反位相与同位相变化过程中的环流演变规律,图6分别给出了晚秋至后冬欧亚遥相关型呈反、同位相变化年500 hPa高度场的差值合成及其对应扣除 $C_U M$ 之后的T-N通量水平分量分布。可以发现,当晚秋与后冬间欧亚遥相关型呈反位相变化时,晚秋欧亚大陆上空存在一个自西向东呈“+ - + -”的欧亚遥相关型波列(图6a),发展至12月显著异常

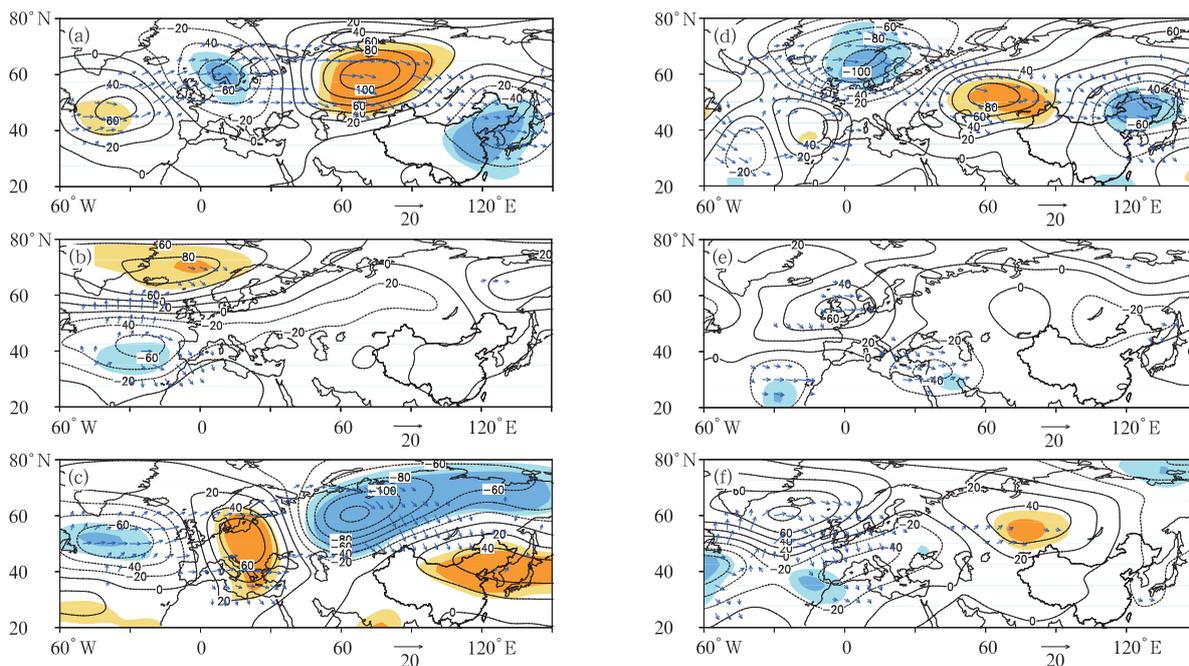


图6 Nov+ /JF-年与Nov- /JF+年500 hPa位势高度场差值(等值线,gpm)及其对应T-N通量水平分量(矢量, m^2/s^2)差值合成分布

(a. 11月, b. 12月, c. JF+1; d, e, f同a, b, c, 但为Nov+ /JF+年与Nov- /JF-年差值合成分布; 浅(深)色阴影区域表示超过0.05(0.01)的显著性水平)

Fig. 6 Horizontal distribution of 500 hPa geopotential height (contours, gpm) and corresponding T-N flux (arrows, m^2/s^2) differences between Nov+ /JF- years and Nov- /JF+ years (a. Nov, b. Dec, c. JF+1; d, e, f as in a, b, c but for differences between Nov+ /JF+ years and Nov- /JF- years; the shallow (dark) shaded area is significant at the 0.05 (0.01) confidence level)

中心位于北大西洋涛动区上空,对应北大西洋涛动显著负位相,此时来自北大西洋中部上空的波列分成南北两支,分别指向地中海和斯堪的纳维亚半岛上空(图 6b),至后冬欧亚大陆上空重新出现显著自西向东的欧亚遥相关型波列,但与晚秋完全相反(图 6c);当晚秋与后冬间欧亚遥相关型呈同位相变化时,晚秋欧亚大陆上空同样存在显著自西向东呈“+ - + -”的欧亚遥相关型波列,差异之处表现为其中一个正异常中心位于西欧沿岸上空(图 6d),发展至 12 月在大不列颠群岛、地中海上空分别存在较为显著正、负异常中心(图 6e),至后冬自冰岛、地中海北部至乌拉尔地区以东上空存在自西向东的“+ - +”波列(图 6f),但异常程度大大减弱,通过显著性检验区域也较小。综合而言,晚秋至后冬欧亚遥相关型呈反、同位相变化的环流演变过程均与来自上游北大西洋波列关系密切,同位相变化过程前后异常环流中心位置差异较大,反位相变化过程环流演变规律更加明显。

以往的研究表明,在季节尺度上,冬季欧亚遥相

关型的外强迫主要来自北大西洋中部海表温度(SST)。当冬季欧亚遥相关型出现显著正(负)异常时,北大西洋中部往往从前期秋季开始为高(低)海表温度,且该异常可持续到次年春季(Gambo, et al, 1987; Li, 2004; Liu, et al, 2014)。图 7 给出了晚秋至后冬欧亚遥相关型呈反位相变化年的海表温度与湍流热通量各自的差值合成分布。结合图 6 可以发现,从晚秋至后冬虽然 40°N 以北的北大西洋海表温度显著偏高范围逐渐缩小北移,但持续以偏高为主,并未表现出类似北大西洋中部上空高度场由正转负的反位相变化特征,而 30°—40°N 海表温度由略偏高转为稍微偏低,但并不显著(图 7a、b、c)。北大西洋中部湍流热通量从晚秋至后冬却发生显著由负转正的反位相变化。具体表现为晚秋为显著负异常(图 7d),对应上空为高度场正异常及自西向东呈“+ - + -”的欧亚遥相关型波列(图 6a),12 月转为显著正异常(图 7e),对应上空高度场转为负异常,此时准定长波波列主要指向北部的斯堪的纳维亚半岛上空,表现出向负的欧亚遥相关型波列过

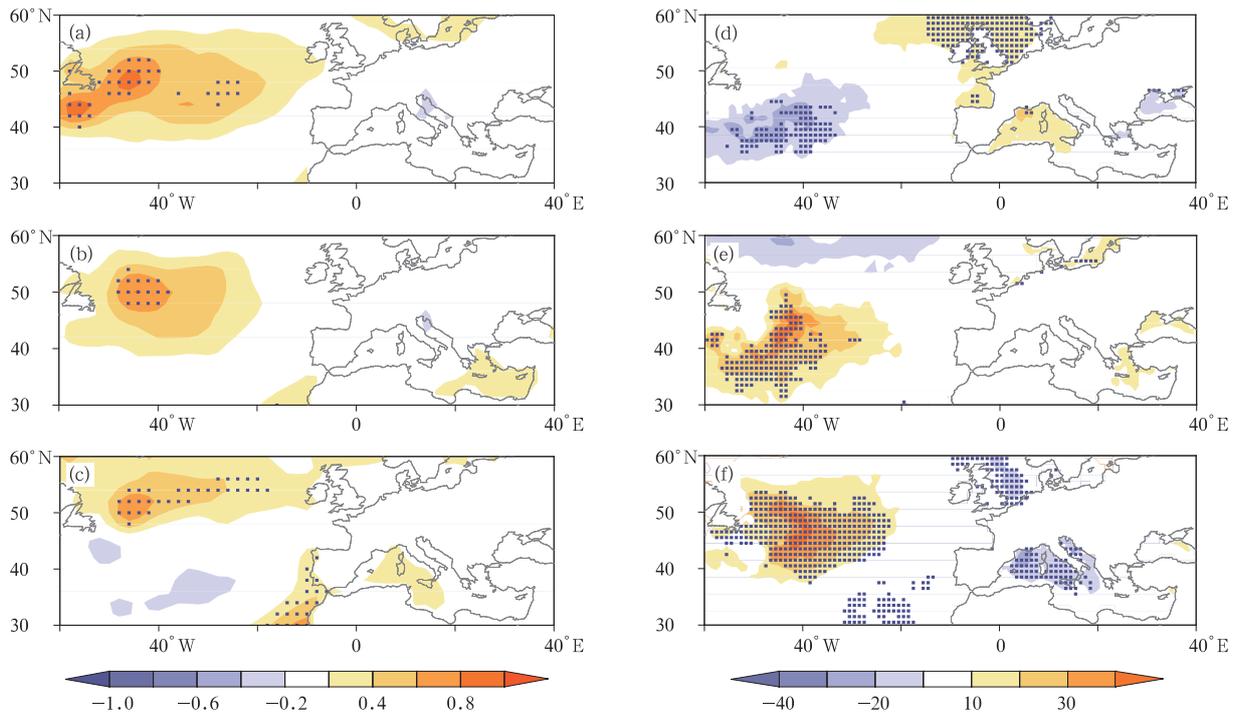


图 7 晚秋至后冬 Nov+ /JF- 年与 Nov- /JF+ 年海表温度差值(阴影, °C)合成分布

(a. 11 月, b. 12 月, c. JF+1; d, e, f 同 a, b, c, 但为湍流热通量的差值(阴影: W/m²)合成分布;黑点表示超过 0.05 的显著性水平)

Fig. 7 Horizontal distribution of SST differences (shading, °C) between Nov+ /JF- years and Nov- /JF+ years

(a. Nov, b. Dec, c. JF+1; d, e, f as in a, b, c, but for turbulent heat flux differences;

the black spot shaded area is significant at the 0.05 confidence level)

渡的特征(图 6b), 后冬显著正异常范围和强度均进一步加强, 对应上空高度场负异常及自西向东出现显著“- + - +”的欧亚遥相关型波列(图 6c)。考虑到非对称性的可能存在, 对 Nov + /JF + 年与 Nov - /JF + 年单独的海表温度异常(SSTA)与异常湍流热通量分别进行合成(图略), 发现二者基本相反, 进一步说明上述演变规律。局地海-气相互作用过程表现为晚秋北大西洋中部海表温度显著偏高, 湍流热通量为负异常, 表明海洋获得能量, 其上空大气损失能量, 所以高海表温度范围较大, 主要表现为大气强迫海洋变暖。12 月与后冬北大西洋海表温度与湍流热通量均为正异常, 表明海洋损失能量, 其上空大气获得能量, 因而高海表温度范围北移缩小, 此时海洋对大气表现出一定的反馈作用。

类似地, 图 8 给出了晚秋至后冬欧亚遥相关型呈同位相变化年的海表温度和湍流热通量分别的差值合成分布。同样结合图 6 发现, 从晚秋至后冬 40°N 以北的北大西洋上空高度场持续以正异常为主, 相应湍流热通量表现为持续负异常, 而海表温度前后分布差异明显, 主要表现为 40°N 以北的北大西洋逐渐变暖。局地海-气相互作用过程表现为从

晚秋至后冬湍流热通量持续负异常且显著影响区域逐渐北移, 导致 40°N 以北的北大西洋不断获得能量, 其上空大气不断损失能量, 海表温度由偏低转为偏高, 主要表现出大气对海洋的强迫作用。

综合图 7 与 8 可知, 晚秋至后冬欧亚遥相关型呈反、同位相变化年北大西洋上空高度场及整个欧亚遥相关型波列变化均与北大西洋中部湍流热通量异常的关系更为密切。在反位相变化年, 伴随北大西洋中部湍流热通量由负转正, 其上空高度场由正转负, 欧亚遥相关型波列由正转负; 在同位相变化年, 伴随 40°N 以北的北大西洋湍流热通量持续负异常, 其上空高度场持续以正异常为主, 欧亚遥相关型波列持续为正。相比较而言, 反位相变化年北大西洋上空高度场变化与局地湍流热通量异常对应关系更加明显, 再加上反位相变化年比例接近三分之二以及晚秋环流异常对后冬指示意义更加明显, 有必要具体研究反位相变化年北大西洋中部湍流热通量异常与其上空高度场及整个欧亚遥相关型波列间的相互联系。

为了进一步探讨反位相变化年的北大西洋湍流热通量(NATU)与其上空高度场及整个欧亚遥相

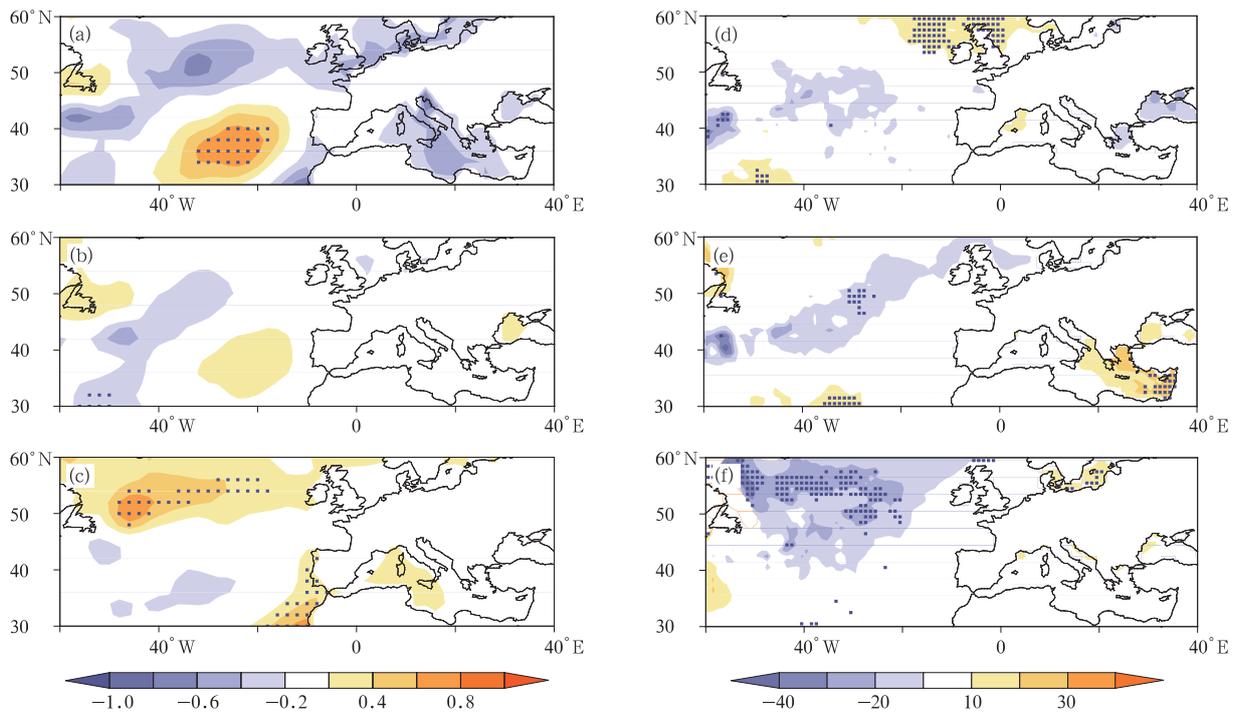


图 8 同图 7 但为 Nov + /JF + 年与 Nov - /JF - 年差值合成分布

Fig. 8 As in Fig. 7 but for differences between Nov + /JF + years and Nov - /JF - years

关型波列间的相互联系,根据图 7 中北大西洋湍流热通量变化明显区域,选取(40°—50°N,20°—50°W)为异常典型区,并定义该区域平均湍流热通量的标准化值为北大西洋湍流热通量指数。图 9 给出了晚秋(-NATU)、后冬北大西洋湍流热通量分别与同期 500 hPa 高度场相关分布,这里晚秋北大西洋湍流热通量乘以(-1)主要是为了与图 7 中反位相变化年晚秋至后冬北大西洋湍流热通量由负转正相一致。可以发现,当晚秋(后冬)北大西洋湍流热通量偏小(偏大)时,有利于北大西洋中部上空高度场为显著正(负)异常并产生正(负)的欧亚遥相关型波列。这表明在反位相变化过程中,伴随北大西洋湍流热通量从晚秋至后冬由负转正(由正转负),有利于其上空高度场及整个欧亚遥相关型波列由正转负(由负转正)。

取 20°—50°W 纬向平均,图 10 给出了晚秋(-NATU)、后冬北大西洋湍流热通量对同期风场

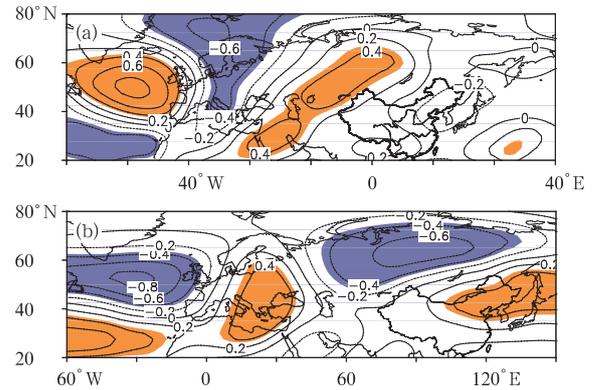


图 9 1979—2013 年(a)晚秋与同期 500 hPa 高度场相关系数分布(等值线);(b)同(a)但为后冬北大西洋湍流热通量(阴影区域超过 0.05 的显著性水平)
Fig. 9 (a) Correlation patterns of the simultaneous 500 hPa geopotential height with respect to the inverted late autumn NATU for 1979-2013 (contours); (b) as in (a) but for the late winter NATU (The shaded area is significant at the 0.05 confidence level)

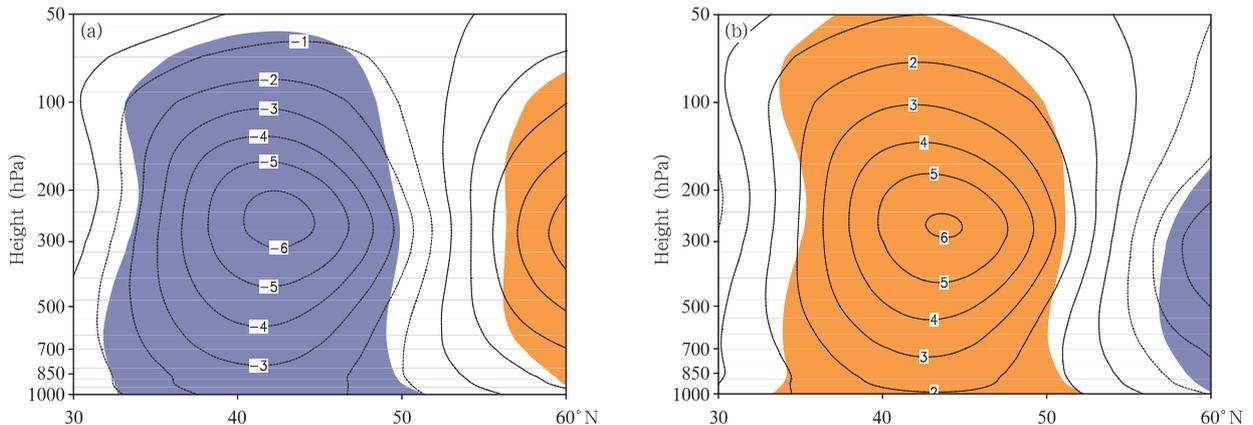


图 10 1979—2013 年(a)晚秋(-NATU)对同期风场回归的剖面分布(单位: m/s);
(b)同(a)但为后冬 NATU(阴影区域通过 0.05 的显著性水平)
Fig. 10 (a) Regression section (latitude vs. height) of the simultaneous winds with respect to the late autumn inverted NATU for 1979-2013 (units: m/s); (b) as in (a) but for the late winter NATU (The shaded area is significant at the 0.05 confidence level)

回归的剖面分布。可以看出,当晚秋(后冬)北大西洋湍流热通量偏小(偏大)时,北大西洋 40°—50°N 附近上空纬向西风显著减弱(增强),该影响可一直延伸到平流层,呈相当正压结构,其中,以 300—200 hPa 最为明显,最大强度超过 6 m/s,对应北美高空急流大幅度减弱(增强),而 60°N 附近西风显著增强(减弱)。相应 40°—60°N 为反气旋式(气旋

式)切变,有利于上空高度场为正(负)异常(图 9)。与此同时,由于北大西洋湍流热通量可显著影响北美急流及下游瞬变波活动,除影响局地北大西洋上空高度场变化以外,可扩展到整个欧亚遥相关型波列异常(Lan, et al, 1984; Athanasiadis, et al, 2010)。因此,当晚秋至后冬北大西洋湍流热通量发生显著反位相变化时,北大西洋上空高度场及整个

欧亚遥相关型波列相应发生反位相变化。

为了探讨反位相变化年北大西洋湍流热通量与局地北大西洋上空高度场相互作用机制, 同样取 20° — 50° W 纬向平均, 图 11 给出了晚秋(-NATU)、后冬北大西洋湍流热通量对同期垂直速度及相对湿度回归的剖面分布。可以看出, 当晚秋(后冬)北大西洋湍流热通量小(大)时, 有利于 50° N 附近对流层中低层下沉(上升)运动及反气旋式(气旋式)环流, 相应北大西洋中部上空高度场为正(负)异常, 二者相互间存在一个正反馈过程(图 11a、c)。

此外, 北大西洋中部局地海-气相互作用中, 湍流热通量以潜热通量为主, 当晚秋(后冬)北大西洋湍流热通量小(大)时主要表现为潜热输送减少(增多), 有利于 50° N 附近对流层中低层相对湿度相应减少(增多), 相应水汽含量减少(增多)(图 11b、d), 再加上下沉(上升)运动配合, 降水相应偏少(偏多), 这也有利于局地北大西洋中部上空高度场正(负)异常。因此, 作为海气界面能量交换的中间环节, 北大西洋湍流热通量与局地北大西洋上空高度场主要通过垂直运动及对流层中低层相对湿度变化相互联系在一起。

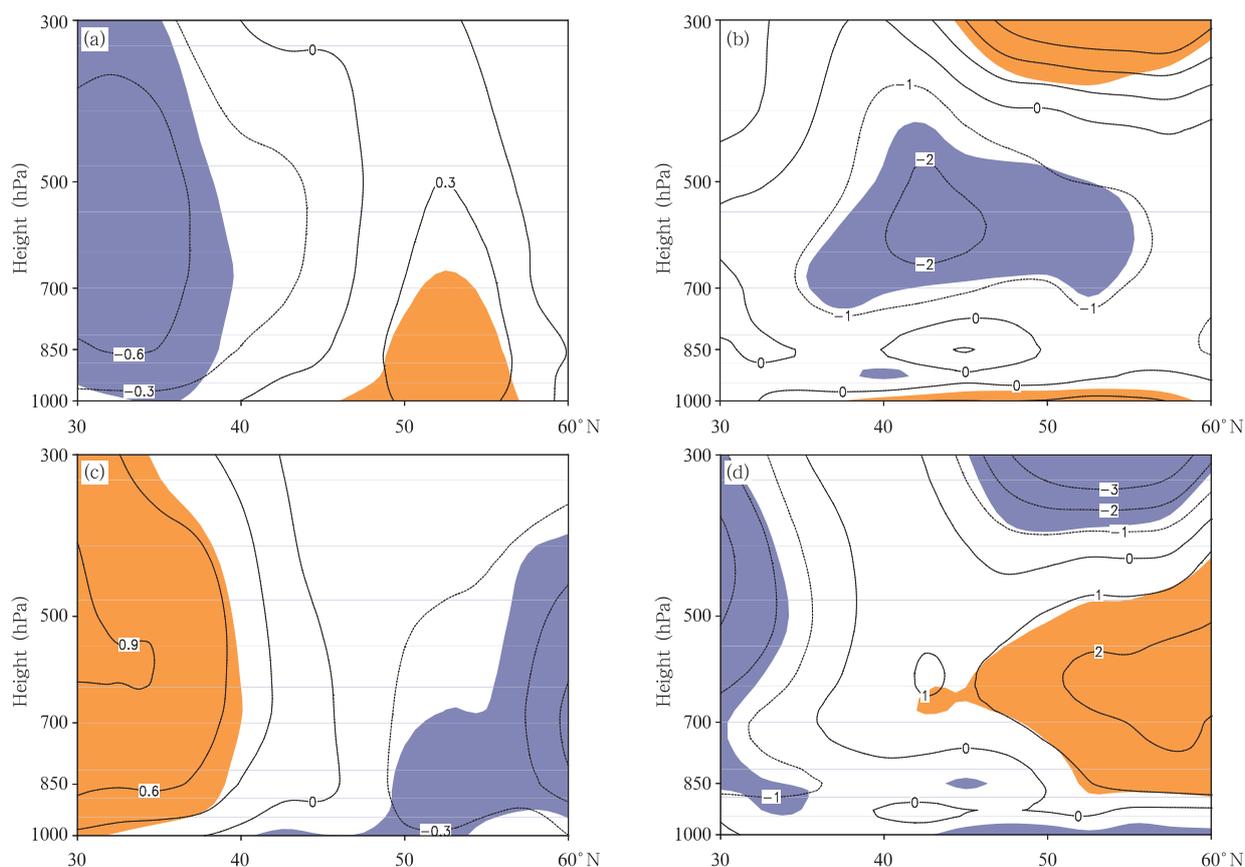


图 11 1979—2013 年晚秋(-NATU)对同期(a)相对湿度及(b)垂直速度(等值线, 0.01 hPa/s)回归的剖面分布; c、d 同 a、b, 但为后冬 NATU(阴影区域通过 0.05 的显著性水平检验)

Fig. 11 Regression section (latitude vs. height) of the simultaneous (a) relative humidity (contours) and (b) vertical velocity (contours, units: 0.01 hPa/s) with respect to the late autumn inverted NATU for 1979–2013; (c, d) as in (a, b) but for the late winter NATU (The shaded area is significant at the 0.05 confidence level)

5 结论与讨论

基于月际间特征的研究对于更好地理解东亚气候异常有重要意义, 选取了与东亚冬季风关系密切的欧亚遥相关指数, 从环流演变角度分析了晚秋与

后冬的欧亚遥相关型发生反位相变化时的相关机制, 得到以下结论:

(1) 1979—2013 年晚秋与后冬欧亚遥相关指数存在显著负相关, 相关系数达到 -0.52 。其中, 35 a 中二者呈反位相变化的年份为 23 a, 反位相变化年

晚秋对后冬的环流有显著指示意义,二者空间分布型前后基本相反,4个显著遥相关中心分别位于北大西洋、西北欧、乌拉尔地区以东及东北亚上空。发生同位相变化年为12 a,同位相变化年晚秋对后冬环流指示意义较弱,二者空间分布型前后差异较大。

(2)晚秋至后冬欧亚遥相关型呈反位相与同位相变化的环流演变过程与同期北大西洋中部湍流热通量关系密切,而与同期北大西洋中部海表温度对应关系则相对较差。其中反位相变化年对应北大西洋中部湍流热通量也发生反位相转折,显著区域主要位于 40° — 50° N,同位相变化年北大西洋中部湍流热通量主要表现为持续性异常,但不及反位相变化年显著。北大西洋湍流热通量与北大西洋上空高度场主要通过垂直运动和对流层中低层相对湿度相互联系。当北大西洋湍流热通量正(负)异常时,对应 50° N附近上升(下沉)运动及对流层中低层水汽含量显著升高(降低),有利于上空高度场负(正)异常,相互间存在正反馈过程,再加上北大西洋湍流热通量对北美急流的显著作用,可进一步导致整个欧亚遥相关型波列异常。因此从晚秋至后冬的北大西洋湍流热通量产生显著反位相变化时,欧亚遥相关型波列也发生反位相转折。

值得注意的是,当前研究表明晚秋至后冬月际内欧亚遥相关型的演变过程与同期北大西洋湍流热通量关系密切,而与同期北大西洋中部海表温度对应关系则相对较差。有关12月欧亚遥相关型波列分布与后冬存在显著不同的成因及从晚秋至后冬整个过程中北大西洋局地海洋-湍流热通量-大气三者间海-气相互作用过程究竟如何实现并未涉及。因此,对这部分内容的探索将是下一步工作的重点。

参考文献

封国林,侯威,支蓉等. 2011. 极端气候事件的检测、诊断和可预测性研究. 北京: 科学出版社, 350pp. Feng G L, Hou W, Zhi R, et al. 2011. Research on Detecting, Diagnosing and Predictability of Extreme Climate Events. Beijing: Science Press, 350pp (in Chinese)

龚志强, 王晓娟, 支蓉等. 2009. 中国近 58 年温度极端事件的区域特征及其与气候突变的联系. 物理学报, 58(6): 4342-4353. Gong Z Q, Wang X J, Zhi R, et al. 2009. Regional characteristics of temperature changes in China during the past 58 years and its probable correlation with abrupt temperature change. Acta Phys Sinica, 58(6): 4342-4353 (in Chinese)

龚志强, 王晓娟, 任福民等. 2013. 亚欧中纬度关键区正位势高度

距平场配置与中国冬季区域性极端低温事件的联系. 大气科学, 37(6): 1274-1286. Gong Z Q, Wang X J, Ren F M, et al. 2013. The Euro-Asia height positive anomalies character and its probable influence on regional extreme low-temperature events in winter in China. Chinese J Atmos Sci, 37(6): 1274-1286 (in Chinese)

黄嘉佑, 胡永云. 2006. 中国冬季气温变化的趋向性研究. 气象学报, 64(5): 614-621. Huang J Y, Hu Y Y. 2006. Trends of winter temperature in China. Acta Meteor Sinica, 64(5): 614-621 (in Chinese)

柯丹, 管兆勇. 2014. 华中地区夏季区域性极端日降水事件变化特征及环流异常. 气象学报, 72(3): 478-493. Ke D, Guan Z Y. 2014. Regional mean daily precipitation extremes over Central China during boreal summer and its relation with the anomalous circulation patterns. Acta Meteor Sinica, 72(3): 478-493 (in Chinese)

兰晓青, 陈文. 2013. 2011-2012 年冬季欧亚大陆低温严寒事件与平流层北极涛动异常下传的影响. 大气科学, 37(4): 863-872. Lan X Q, Chen W. 2013. Strong cold weather event over Eurasia during the winter of 2011/2012 and a downward Arctic Oscillation signal from the stratosphere. Chinese J Atmos Sci, 37(4): 863-872 (in Chinese)

李维京, 丑纪范. 1990. 北半球月平均环流与长江中下游降水的关系. 气象科学, 10(2): 139-146. Li W J, Chou J F. 1990. Relation between monthly mean circulation in the Northern Hemisphere and the summer precipitation in the middle and lower reaches of Changjiang River. Scientia Meteor Sinica, 10(2): 139-146 (in Chinese)

刘毓赞, 陈文. 2012. 北半球冬季欧亚遥相关型的变化特征及其对我国气候的影响. 大气科学, 36(2): 423-432. Liu Y Y, Chen W. 2012. Variability of the Eurasian teleconnection pattern in the Northern Hemisphere winter and its influences on the climate in China. Chinese J Atmos Sci, 36(2): 423-432 (in Chinese)

施能. 1996. 北半球冬季大气环流遥相关的长期变化及其与我国气候变化的关系. 气象学报, 54(6): 675-683. Shi N. 1996. Secular variation of winter atmospheric teleconnection pattern in the Northern Hemisphere and its relation with China's climate change. Acta Meteor Sinica, 54(6): 675-683 (in Chinese)

施能, 顾骏强, 黄先香等. 2004. 合成风场的统计检验和蒙特卡洛检验. 大气科学, 28(6): 950-956. Shi N, Gu J Q, Huang X X, et al. 2004. Significance test and Monte Carlo test used in composite analysis of window field and applications. Chinese J Atmos Sci, 28(6): 950-956 (in Chinese)

王晓娟, 龚志强, 沈柏竹等. 2013. 近 50 年中国区域性极端低温事件频发期的气候特征对比分析研究. 气象学报, 71(6): 1061-1073. Wang X J, Gong Z Q, Shen B Z, et al. 2013. A comparative study of the climatic characteristics of the periods of frequent occurrence of the regional extreme low temperature events in China in the recent 50 years. Acta Meteor Sinica, 71

- (6): 1061-1073 (in Chinese)
- 韦玮, 王林, 陈权亮等. 2014. 我国前冬和后冬气温年际变化的特征与联系. 大气科学, 38(3): 524-536. Wei W, Wang L, Chen Q L, et al. 2014. Interannual variations of early and late winter temperatures in China and their linkage. Chinese J Atmos Sci, 38(3): 524-536 (in Chinese)
- 吴洪宝. 1993. 我国冬季气温异常与北半球 500 hPa 大气环流遥相关的关系. 南京气象学院学报, 16(2): 115-119. Wu H B. 1993. Relationships between winter temperature anomalies in China and 500 hPa teleconnection patterns of the atmospheric circulation in the Northern Hemisphere. J Nanjing Inst Meteor, 16(2): 115-119 (in Chinese)
- Athanasiadis P J, Wallace J M, Wettstein J J. 2010. Patterns of wintertime jet stream variability and their relation to the storm tracks. J Atmos Sci, 67(5): 1361-1381
- Barnston A G, Livezey R E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation pattern. Mon Wea Rev, 115(6): 1083-1126
- Chang C P, Lu M M. 2012. Intraseasonal predictability of Siberian high and East Asian winter monsoon and its interdecadal variability. J Climate, 25(5): 1773-1778
- Cheung H N, Zhou W, Shao Y P, et al. 2013. Observational climatology and characteristics of wintertime atmospheric blocking over Ural-Siberia. Climate Dyn, 41(1): 63-79
- Gambo K, Lu L, Li W J. 1987. Numerical simulation of Eurasian teleconnection pattern in atmospheric circulation during the Northern Hemisphere winter. Adv Atmos Sci, 4(4): 385-394
- Gong Z Q, Wang X J, Zhi R, et al. 2011. Circulation system complex networks and teleconnections. Chin Phys B, 20(7): 079201
- Gong Z Q, Feng G L, Ren F M, et al. 2014. A regional extreme low temperature event and its main atmospheric contributing factors. Theor Appl Climatol, 117(1-2): 195-206
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(3): 437-471
- Lan N C, Holopainen E O. 1984. Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. J Atmos Sci, 41(3): 313-328
- Li S L. 2004. Impact of northwest Atlantic SST anomalies on the circulation over the Ural Mountains during early winter. J Meteor Soc Japan, 82(4): 971-988
- Liu Y Y, Wang L, Zhou W, et al. 2014. Three Eurasian teleconnection patterns: spatial structures, temporal variability, and associated winter climate anomalies. Climate Dyn, 42(11-12): 2817-2389
- Ohhashi Y, Yamazaki K. 1999. Variability of the Eurasian pattern and its interpretation by wave activity flux. J Meteor Soc Japan, 77(2): 495-511
- Sawyer J S. 1970. Observational characteristics of atmospheric fluctuations with a time scale of month. Quart J Roy Meteor Soc, 96(410): 610-625
- Smith T M, Reynolds R W. 2003. Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854 - 1997). J Climate, 16(10): 1495-1510
- Sung M K, Lim G H, Kwon W T, et al. 2009. Short-term variation of Eurasian pattern and its relation to winter weather over East Asia. Int J Climatol, 29(5): 771-775
- Tachibana Y, Nakamura T, Tazou N. 2007. Interannual variation in snow-accumulation events in Tokyo and its relationship to the Eurasian pattern. Sci Online Lett Atmos, 3: 129-131
- Takaya K, Nakamura H. 1997. A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. Geophys Res Lett, 24(23): 2985-2988
- Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. J Atmos Sci, 58(6): 608-627
- Takaya K, Nakamura H. 2013. Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the planetary waves. J Climate, 26(23): 9445-9461
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. Mon Wea Rev, 109(4): 784-812
- Wang K, Feng G L, Zeng Y X, et al. 2013. Analysis of stable components in the extended-range forecast for the coming 10 - 30 days in winter 2010 and 2011. Chin Phys B, 22(12): 129202
- Wang L, Chen W, Zhou W, et al. 2010. Effect of climate shift around mid 1970s on the relationship between wintertime Ural blocking circulation and East Asian climate. Int J Climatol, 30(1): 153-158
- Wang L, Chen W. 2014. An intensity index for the East Asian winter monsoon. J Climate, 27(6): 2361-2374
- Yu L, Weller R A. 2007. Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans(1981 - 2005). Bull Amer Meteor Soc, 88(4): 527-539