

# 东亚大槽冬春季节内演变的主模态时空特征\*

黄菲<sup>1,2,3</sup>, 李金泽<sup>1</sup>, 许士斌<sup>1</sup>, 王宏<sup>1,2</sup>

(1. 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100; 2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室, 山东 青岛 266100;  
3. 宁波大学宁波市非线性海洋和大气灾害系统协同创新中心, 浙江 宁波 315000)

**摘要:** 冬春季节东亚大槽的异常变化常常与寒潮冷空气的活动密切相关, 影响中国的寒潮冷空气近年来常常造成初冬、深冬相反的冷冬或暖冬现象, 与之相关的东亚大槽是否也存在这样的季节内反位相变化特征, 是本文研究的主要目的。本文利用季节经验正交分解(S-EOF)方法, 对冬春季节内的初冬(11—12月)、深冬(1—2月)、初春(3—4月)东亚大槽区域 500 hPa 位势高度场的季节内演变时空主模态特征进行了分析, 结果发现: 东亚大槽主要表现为深冬(初冬初春)向北退缩(向南加深)型和冬春一致加强(减弱)型两个主模态, 分别解释了 23.3% 和 17.2% 的方差贡献。S-EOF 第一模态主要表现为东亚大槽在初冬、初春向南加深(向北退缩)和在深冬向北退缩(向南加深)的季节内反位相变化特征, 此时, 初冬、初春阿留申低压向南增强(向北减弱), 中国东南沿海以东区域降温(升温), 欧亚大陆北部升温(降温); 而深冬阿留申低压减弱(增强), 日本南部到我国东北、华北地区升温(降温); 该模态与冬季 Mega-ENSO 型海温存在着密切的联系。S-EOF 第二模态(东亚大槽冬春一致加强(减弱)型)主要表现为东亚大槽从初冬到初春的一致性加强(减弱)特征, 此时北半球大气主要受北极涛动负位相(正位相)控制, 欧亚大陆中东部地区大范围降温(升温); 该模态主要受到传统 La Niña(El Niño)型海温以及印度洋海盆一致模的影响。

**关键词:** 东亚大槽; S-EOF; 冬春季; 北极涛动(AO); Mega-ENSO

**中图分类号:** P462.4

**文献标志码:** A

**文章编号:** 1672-5174(2019)10-118-08

**DOI:** 10.16441/j.cnki.hdxh.20190139

**引用格式:** 黄菲, 李金泽, 许士斌, 等. 东亚大槽冬春季节内演变的主模态时空特征[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2019, 49(10): 118-125.

HUANG Fei, LI Jin-Ze, XU Shi-Bin, et al. Spatiotemporal variability of the East Asian trough intraseasonal evolution major modes in boreal winter and ppring[J]. Periodical of Ocean University of China, 2019, 49(10): 118-125.

东亚大槽是北半球冬半年最为重要的大型天气系统, 冬季东亚大槽的异常变化会影响东亚冬季风, 进而影响东亚地区的气温以及降水变化<sup>[1-6]</sup>。此外, 东亚大槽的变化也会影响热带太平洋地区的对流活动, 并进一步引起 Hadley 环流和 Walker 环流的异常<sup>[7-8]</sup>。一些研究表明冬季东亚大槽的变化与厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)事件的发生有着密切的联系, 冬季东亚大槽的加深往往对应着 La Niña 事件的发生<sup>[9-10]</sup>。近几年来, 又有学者发现北极涛动(AO)、北大西洋涛动(NAO)也是影响冬季东亚大槽变化的重要因素, 例如前期 NAO 的发展会通过影响北大西洋海温, 激发从北大西洋到东亚地区的遥相关波列, 进而影响东亚大槽的强弱<sup>[11-12]</sup>。

以往关于东亚大槽的研究通常针对冬季 3 个月的平均(12 月至次年的 2 月)来进行分析<sup>[4-6]</sup>, 这种处理方

法有一个基本的假设, 即不考虑东亚大槽在冬季的季节内变化。但是, 很多研究表明这种平均的方法本身就有着一定的局限性, 并可能掩盖很多现象。例如, 黄嘉佑和胡永云<sup>[13]</sup>发现中国内陆初冬和深冬的气温变化存在不同的趋势, 那么作为控制冷空气侵入的重要系统——东亚大槽, 它在初冬和深冬是不是也有着不一样的变率呢? 另外, 乔少博等<sup>[14]</sup>在研究欧亚遥相关(EU)指数时发现, 11、1、2 月的 EU 指数呈显著的负相关, 而东亚大槽的变化一定程度上是受到欧亚遥相关波列影响的, 它在初冬、深冬的变化是否也存在相反的变化呢? 因此, 为了考虑东亚大槽的这种季节内演变特征, 本文采用 Wang 和 An<sup>[15]</sup>提出的季节-经验正交函数分解(S-EOF)方法对东亚大槽变化的主模态进行分析, 并在此基础上讨论各主模态与海表面温度(SST)之间的关系。

\* 基金项目: 国家重大科学研究计划项目(2015CB953904); 国家自然科学基金项目(41575067)资助

Supported by the National Key Scientific Research Program of China (2015CB953904); the National Natural Science Foundation of China (41575067)

收稿日期: 2019-04-14; 修订日期: 2019-06-02

作者简介: 黄菲(1971-), 女, 教授, 博导, 主要从事气候动力学方向的研究。E-mail: huangf@ouc.edu.cn

## 1 数据和方法

### 1.1 数据介绍

本文使用的大气数据来源于 NCEP/NCAR 的全球逐月以及逐日再分析资料 ([https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep\\_reanalysis\\_pressure.html](https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep_reanalysis_pressure.html)), 一共包括垂直方向上 1 000~10 hPa 的 17 层的位势高度场、温度场资料, 分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ , 时间长度为 1979 年 1 月—2017 年 12 月。SST 资料来源于 Hadley 气候中心的月平均 SST (<https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/data/download.html>), 分辨率为  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ , 时间长度为 1979 年 1 月—2017 年 12 月。

### 1.2 季节内时段的划分

为了探究东亚大槽的季节内演变特征, 我们需要科学地划分冬春季节内的不同时段。首先计算了 11—4 月不同月份之间东亚大槽指数<sup>[7]</sup>的相关系数, 结果如表 1 所示: 在 1 月份之前, 11 与 12 月份东亚大槽指数联系最为紧密, 相关系数达到了 0.33, 通过了 95% 的显著性检验, 与 1 月的相关系数只有 -0.09, 同时, 1 与 2 月份东亚大槽指数的相关系数最大, 达到了 0.30, 通过了 90% 显著性检验, 由此可见, 东亚大槽 11、12 月的变化较为一致, 1、2 月的变化也较为一致, 两个时段之间的变化相关性不大, 相对较为独立, 因此我们将 11、12 月份定义为初冬, 将 1、2 月定义为深冬。这与前人学者的定义方法较为一致, 例如韦玮等<sup>[16]</sup>在研究中国前冬和后冬气温年际变化的特征与联系时就曾经将 11、12 月定义为初冬, 而将 1—3 月定义为后冬。所不同的是, 本文进一步发现, 2 月份之后, 3、4 月份东亚大槽指数的相关系数也较大, 达到了 0.36, 而 4 与 1、2 月的相关系数却非常小, 分别为 -0.08 和 0.05, 可见东亚大槽的变化在 3、4 月份也独立于 1、2 月份的变化, 所以本文在前人基础上又加上了一个初春时节 (3、4 月)。需要指出的是, 这里引入初春时节有两方面的考虑, 一方面是为了通过冬半年连续时间段东亚大槽的演变过程找到其最主要的模态变化规律, 进而对春季的变化有所预测; 另一方面, 前人发现北太平洋风暴轴强度在深冬比初冬、初春要偏弱<sup>[17]</sup>, 而东亚大槽的活动与下游风暴轴变化的联系密切, 它是否也会存在相应的变化? 因此这里引入初春时节, 以便更好地与风暴轴的“深冬抑制”现象做比较。

### 1.3 研究方法

本文采用的统计方法主要为 S-EOF 分解<sup>[15]</sup>以及一元线性回归分析, S-EOF 分析是通过随季节演变的变量场构造成矩阵并进行 EOF 分解, 它不仅能很好地表现出要素场的年际变化特征, 还能反映其季节演

变特征。本文中作者将利用 S-EOF 对初冬 (11—12 月)、深冬 (1—2 月)、初春 (3—4 月) 的 500 hPa 位势高度距平场 (选取范围为  $30^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ , 参考 Leung 和 Zhou<sup>[6]</sup>) 进行分解, 以此来研究从初冬到初春东亚大槽的变化特征。利用一元线性回归的方法来分析与各模态主成分相联系的大气环流异常场以及海温异常场, 并用 t 检验的方法对回归结果进行显著性检验。

表 1 1979—2017 年冬春季 (11—4 月)

不同月份间东亚大槽指数的相关系数

Table 1 The correlation coefficients of the East Asian trough index between different months of winter and spring (November~April) from 1979 to 2017

月份 Month	11	12	1	2	3	4
11	1					
12	0.33**	1				
1	-0.09	0.22	1			
2	-0.11	0.00	0.30*	1		
3	0.15	0.24	0.22	0.18	1	
4	0.18	0.14	-0.08	0.05	0.36**	1

注: \*, \*\* 分别代表通过了 90%、95% 显著性检验水平。\* and \*\* indicate the 90% and 95% confidence levels.

## 2 东亚大槽 S-EOF 主模态时空特征

对初冬、深冬、初春的东亚大槽区 (选取范围为  $30^{\circ}\text{N} \sim 65^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$ ) 500 hPa 位势高度距平场进行 S-EOF 分析, 得到表征东亚大槽冬—春连续季节演变的两个显著主模态, 占总方差的 40.5%。第一模态和第二模态分别解释了总方差的 23.3% 和 17.2%, 且根据 North 检验准则<sup>[18]</sup>, 这两个模态是彼此独立的, 因此本文主要分析前两个模态的时空特征。

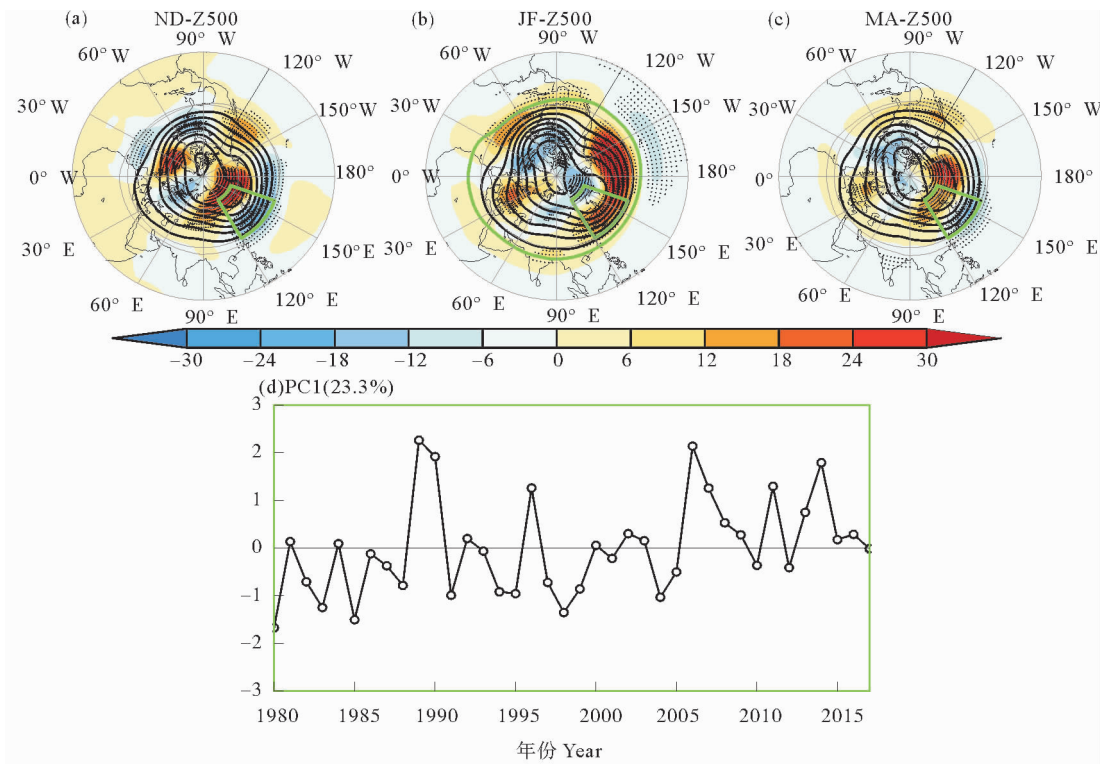
### 2.1 深冬 (初冬初春) 向北退缩 (向南加深) 型模态

图 1 给出了 S-EOF 第一模态的主成分时间序列 (PC1, 见图 1(d)) 及其分别对北半球 500 hPa 位势高度距平场在初冬 (见图 1(a))、深冬 (见图 1(b)) 和初春 (见图 1(c)) 的空间回归场, 图中绿色扇形区域即为进行 S-EOF 分解的东亚大槽区域。空间上 (见图 1(a)~(c) 绿色方框区域) 第一模态表现为东亚大槽区南北反位相的偶极子型异常分布, 代表着东亚大槽的南北移动<sup>[6]</sup>, 初冬和初春为北正南负型, 而深冬则正好相反, 为北负南正型, 该模态的空间分布表明深冬和初冬/初春季节东亚大槽变化相反, 初冬/初春东亚大槽向南加深 (向北退缩), 深冬的东亚大槽则向北退缩 (向南加

深),体现了东亚大槽的深冬抑制(加深)特征,因此我们称该模态为深冬(初冬初春)向北退缩(向南加深)型模态。

第一模态的时间变化(见图 1(d))主要体现了显著的年际振荡特征,显著周期为 3 年左右,振幅超过一倍标准差的正值年份有 7 年,分别为 1989,1990,1996,2006,2007,2011 和 2014 年,其中最大值发生在 1989 年,其次为 2006 年;大振幅的负值年份也有 7 年,分别为 1980,1983,1985,1991,1995,1998 和 2004 年,最小

值出现在 1980 年。另外,可以发现较强的负值年份均出现在 2005 年之前,而 2005 年之后 PC1 则以正值振荡为主,东亚大槽主要表现为深冬抑制的特征,即深冬东亚大槽向北退缩,而初冬和初春则正好相反,这可能与 2005 年之后的这十多年里,北极海冰大范围融化导致的北极地区加速增暖有关;而在 2005 年之前,除了 1989、1990 和 1996 这些个别年份,东亚大槽多出现深冬加深加强、初冬初春向北退缩的特征。



(单位:m,等值线为各时段 500 hPa 气候平均的位势高度场;绿色扇形区域为进行 S-EOF 分解的东亚大槽区域;图中打点区域为通过了 95% 显著性检验的区域,(Unit: m). The contour is the climatic average geopotential height field of 500 hPa for each period; The green sector is the East Asian trough area for S-EOF analysis. The area with black points donates passing the significance test at 95%.)

图 1 S-EOF 第一模态的主成分 PC1(d) 及其分别对北半球中高纬度 500 hPa 位势高度距平场在初冬(a)、深冬(b)和初春(c)的空间回归场(阴影)

Fig.1 The principal component PC1 (d) of the first mode of S-EOF and its spatial regression field (shading) for the north hemisphere mid-high latitude 500 hPa geopotential height anomaly field in early winter (a), deep winter (b) and early spring (c)

### 2.2 冬春一致加强(减弱)型模态

第二模态(见图 2)的空间场显示,无论是初冬、深冬还是初春季节,东亚 500 hPa 位势高度异常场的变化是一致的,最低值中心主要位于日本上空,且随着季节的演变有逐渐北移的趋势,东亚大槽区主要呈现出冬春一致的东亚大槽加深,虽然不同季节最低中心位置略有变化。此模态代表着东亚大槽从初冬到初春的一致增强(减弱),因此我们将第二模态称为东亚大槽冬春一致加强(减弱)型模态。

第二模态的主成分时间序列也呈现显著的年际振

荡特征,显著周期为 6 年左右,大振幅的负值年份主要有 1989,1990,1998,2008,2015 和 2016 年,正值年份有 1981,1984,1986,1996,2001,2006 和 2013 年,可以发现,负值年份中有我们熟知的 1998 和 2016 这两个超强厄尔尼诺年,正值年份则有 1984,2001 等典型的拉尼娜年,反映出拉尼娜年时东亚大槽可能会出现冬春一致的加深,厄尔尼诺年则东亚大槽易出现冬春一致的向北退缩。

### 3 相关的大气环流特征

### 3.1 500 hPa 位势高度场

将东亚大槽前两个模态的主成分时间序列分别与北半球 500 hPa 位势高度场做回归(见图 1 和 2), 可以分析该模态所对应的大气环流分布。对于第一模态(见图 1(a)~(c)), 北半球中高纬度主要表现出三波的结构特点, 加强(减弱)了冬季的定常波。初冬, 从大西洋到东亚呈现出“+ - +”的波列, 类似于欧亚遥相关型的分布, 深冬与初冬大致相反, PC1 与初冬的欧亚

遥相关指数的相关系数为 0.36, 与深冬的相关系数为 -0.42, 均通过了 95% 的显著性检验。刘毓赞和刘文<sup>[19]</sup>指出, 当冬季欧亚遥相关型处于正(负)位相时, 东亚大槽加深(变浅); 乔博等<sup>[14]</sup>也指出, 深秋(11 月)与深冬(1、2)的欧亚遥相关波列呈反相分布。由此可见, 本文的结果与前人的结论较为一致, 第一模态东亚大槽在初冬、深冬的反位相变化可能与欧亚遥相关波列的反位相变化有一定关系。

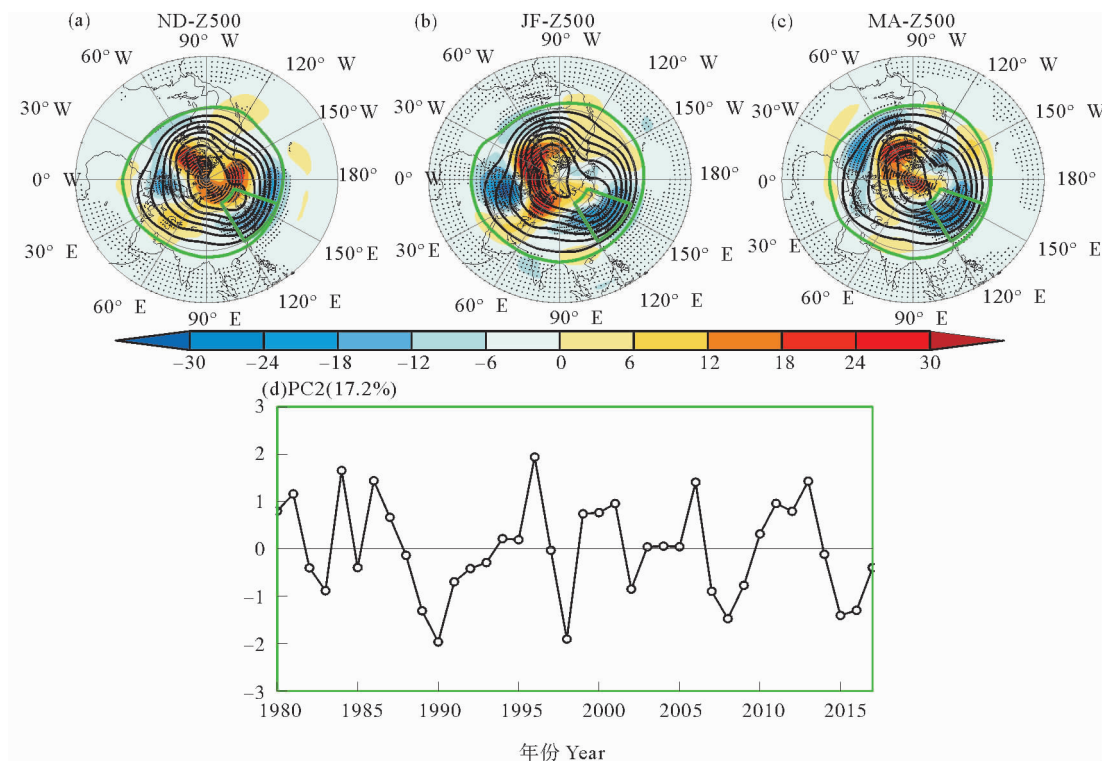


图 2 与图 1 相似, 但是为 PC2 对各季节的回归场  
Fig.2 Similar to Fig.1, but for PC2

第二模态(见图 2(a)~(c))对应的高空环流场主要体现了冬春季北半球高纬度北极涛动(AO)负位相的分布, 极涡中心主要为位势高度的正异常, 中纬度的太平洋西岸和北欧沿岸区域为较强的负异常。特别是深冬时节北极地区位势高度场的正异常信号已经侵入到乌拉尔山地区, 意味着此处乌拉尔阻塞高压的加强, 可能通过寒潮过程引起东亚大槽的加强。

### 3.2 对流层低层的温压场

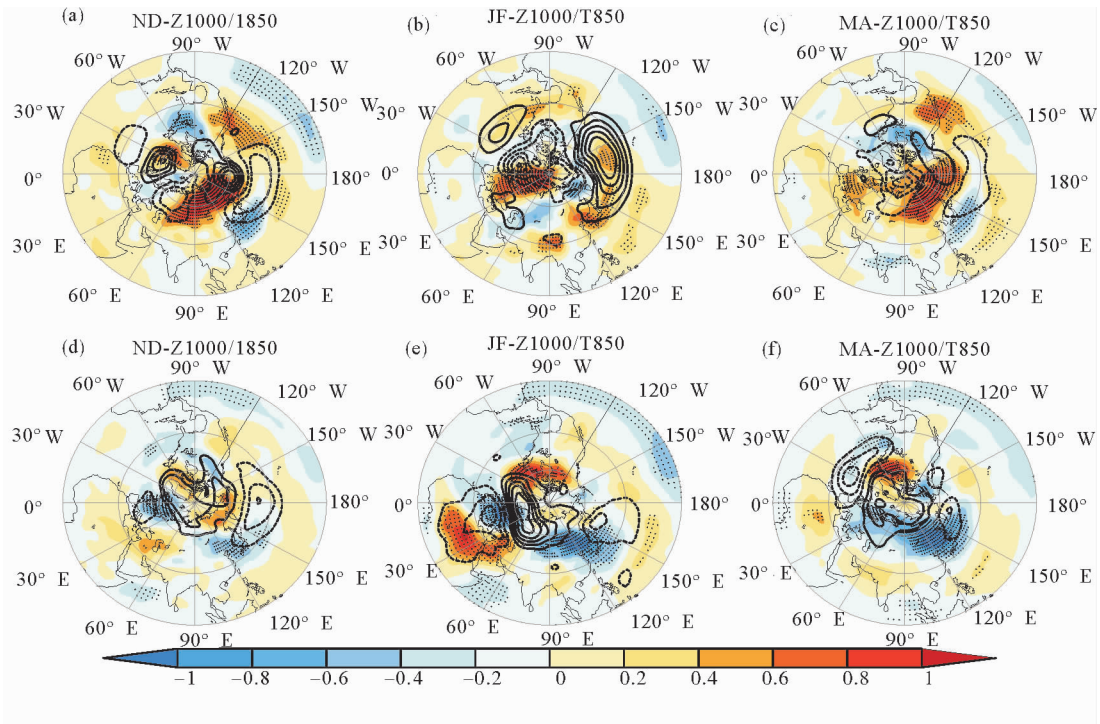
图 3 为 PC1 和 PC2 分别回归到 1 000 hPa 位势高度场和 850 hPa 温度场的回归场, 可以发现, 对于第一模态(见图 3(a)~(c)), 北半球 1 000 和 500 hPa 位势高度异常场的分布大体相似, 体现出准正压的特点。北太平洋和北大西洋分别呈现出北太平洋涛动(NPO)和北大西洋涛动(NAO)型的分布, 且 NPO 比 NAO 的信号更强。但深冬呈 NPO 和 NAO 的正位相, 初冬和初春则是负位相, 即北侧为反气旋性异常, 南侧为气旋

性异常, 此时对应着阿留申低压的南移加强, 从而导致冷空气更容易南下, 所以在初冬、初春, 中国东南沿海以东的区域出现温度的负异常(见图 3(a)、(c)), 而欧亚大陆北部为温度的正异常。总体来说, 第一模态对应的 850 hPa 温度场的分布类似于东亚冬季风的南方型, 即欧亚大陆北部较暖, 南部较冷<sup>[5]</sup>, 但是冷异常的区域整体偏东。在深冬(见图 3(b)), 1 000 hPa 高度场在北太平洋表现为阿留申低压的减弱, 而在极地地区, 位势高度普遍降低, 总体来看深冬的低层高度场为 AO 正位相的分布。此时因为阿留申低压的减弱, 日本南部到我国华北、东北地区为南风异常, 所以温度异常升高。另外, 在巴伦支海、喀拉海地区温度明显的上升, 目前来看, 这可能与北极海冰的融化有一定的关系<sup>[20]</sup>, 具体机制将在另文中介绍。

第二模态的 1 000 hPa(见图 3(d)~(f))和 500 hPa(见图 2(a)~(c))位势高度场也表现出准正压的结

构,即 AO 的负位相分布,且北大西洋一侧的 NAO 信号更强。在 AO 负位相的控制下,冷空气更容易南下,因此,中国东北地区以及日本地区在初冬气温降低(见图 3(d))。而到了深冬,极地的负异常信号蔓延到西伯利亚地区,导致西伯利亚高压增强(见图 3(e))。另外,日本东侧出现异常低压,在这两个系统的配合下,欧亚

大陆的中东部为北风异常,气温降低(图 3e)。初春(见图 3(f))的环流形势与深冬的类似,但欧亚大陆中东部气温降低更强。总体来说,东亚大槽第二模态在对流层低层高度场主要呈现出 AO 负位相的分布,而温度场主要与东亚冬季风的北方型相近<sup>[5]</sup>。



(图中打点区域为通过了 95% 显著性检验的区域。The area with black points donates passing the significance test at 95%.)

图 3 S-EOF 第一模态的主成分 PC1 对北半球中高纬度 1 000 hPa 位势高度距平场(等值线,间隔为 5 m)、850 hPa 温度场(阴影,单位:℃)在初冬(a)、深冬(b)和初春(c)的空间回归场,(d)~(f)对应的是 PC2 的回归场

Fig.3 The regression of PC1 at 1 000 hPa height(contour,the interval is 5m) and 850 hPa air temperature (shading,unit:℃) in early winter(a),deep winter(b) and early spring(c),Fig.(d)~(f) is the regression fields for PC2

#### 4 与 ENSO 的关系

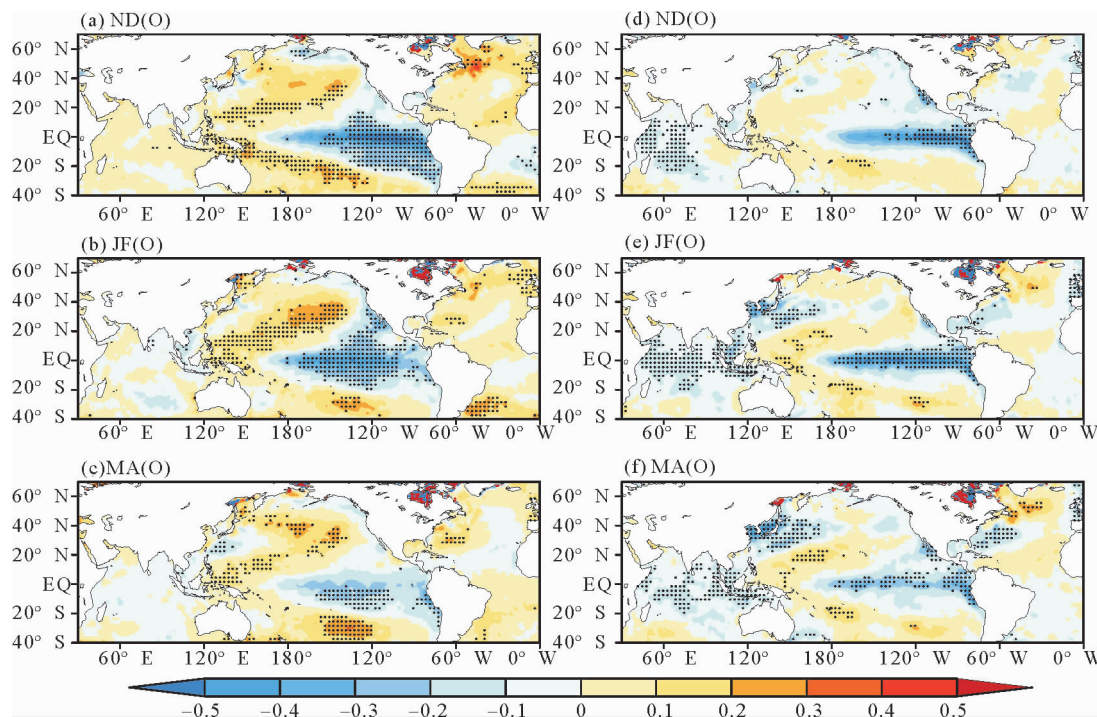
前面的分析表明,东亚大槽冬春季内的前两个主模态均有显著的年际振荡特征,我们知道,海洋大气系统中最强的年际变化信号为 ENSO,PC1 和 PC2 也或多或少与厄尔尼诺或拉尼娜年有关,因此这里主要分析东亚大槽的双模态与海表面温度的关系,从而进一步探究其与 ENSO 之间的可能关系。图 4 为 PC1 和 PC2 分别回归到初冬、深冬和初春的 SST 距平场,可以发现,在太平洋中央出现大的“K”字型正相关区,而赤道东太平洋呈现负相关,这种海温异常分布从前期 5、6 月份(图略)就已开始,随着季节的演变逐渐增强,在冬季达到最强(见图 4(b)),而从春季开始逐渐衰退(见图 4(c))。这种海温异常的分布与 Wang 等<sup>[21]</sup>提出的 Mega-ENSO 型分布类似。Mega-ENSO 型海温异常特点是指区别于前人提出的经典的厄尔尼诺,从 40°S~

40°N,东西方向包括整个太平洋的一个新 ENSO 区域,其中东太平洋为三角区域,西太平洋为“K”型区域。从空间尺度上,它横跨热带、副热带太平洋海区,从时间尺度上,它包含了年际变率以及年代际变率,前人<sup>[21]</sup>发现它与传统 ENSO、PDO 相比反映了更广泛的变化尺度,也包含了更丰富和复杂的气候信息,例如 Mega-ENSO 是包含了印度夏季降水、东亚夏季风降水在内的北半球夏季风降水的主要驱动力,但是 Mega-ENSO 对冬季东亚气候的影响却一直鲜有研究涉猎,本文首次发现了东亚大槽深冬(初冬初春)向北退缩(向南加深)型模态与 Mega-ENSO 之间的关系,具体机制将在以后的研究中详细分析。

第二模态东亚大槽冬春一致变化型回归的海温异常场是与传统型 ENSO 相关的模态,即从前期 7、8 月份开始赤道东太平洋出现海温负异常(图略),到深冬(见图 4(e))达到最强,从初春(见图 4(f))开始逐渐衰

弱。也就是说当初冬到初春东亚大槽逐渐增强(减弱)时,赤道东太平洋呈现出传统的 La Nina(El Nino)型海温异常,这与前人的工作是较为一致的<sup>[9-10]</sup>。另外,从前期 9、10 月份(图略)开始,印度洋也出现了明显的海温负异常的信号,该信号可以一直持续到下一年的夏季,并且通过了 95% 的显著性检验。吴国雄和孟文<sup>[22]</sup>曾经指出赤道印度洋与赤道东太平洋 SST 年际变化有显著的正相关,这种正相关是由于沿赤道印度洋上空纬向季风环流和太平洋上空 Walker 环流之间显著的耦合造成的,本文与前人结果一致,同时也说明

第二模态与印度洋海温海盆模态的变化有一定关系,即印度洋海温冷却(升温),东亚大槽增强(减弱)。那么印度洋海温是如何影响东亚大槽的呢?前人<sup>[23-24]</sup>工作曾经指出,印度洋赤道地区的暖(冷)SST 异常,可以在北半球中高纬度地区激发产生与太平洋-北美型(PNA)和东亚-太平洋(EAP)类似的冬季遥相关波列,进而影响东亚大槽,在 300 hPa 高度场(图略)的回归场上,可以明显地看到从印度洋传向日本上空的波列,由此可见印度洋海温对冬季东亚大槽的影响。



(图中打点区域为通过了 95% 显著性检验的区域。The area with black points donates passing the significance test at 95%.)

图 4 S-EOF 第一模态的主成分 PC1 对初冬(a),深冬(b),

初春(c)海表面温度场的回归场(阴影,单位:°C)及(d)~(f)PC2 的回归场

Fig.4 The regression of PC1 at sea surface temperature(shading, unit: °C) in early winter(a), deep winter(b) and early spring(c), fig d~f is the regression field for PC2

### 5 结论与讨论

本文利用 1979—2017 年 NCEP/NCAR 的全球逐月再分析资料,采用 S-EOF 的方法,对初冬(11—12 月)、深冬(1—2 月)、初春(3—4 月)东亚地区(30°N~65°N,120°E~160°E)的 500 hPa 高度场进行了分析,以表征东亚大槽在初冬—深冬—初春季内演变的年际变化时空主模态特征,得到以下主要结论:

(1)东亚大槽主要表现为冬春季内的双模态时空变化特征,分别为深冬(初冬初春)向北退缩(向南加深)型(S-EOF1)和冬春一致强(减弱)型(S-EOF2)两个主模态,分别解释了 23.3%和 17.2%的方差贡献。

(2)对于 S-EOF1 模态,东亚大槽在初冬、初春向南加深(向北退缩),槽后冷空气更容易南下,中国东南沿海以东区域降温(升温),欧亚大陆北部地区升温(降温)。而深冬东亚大槽向北退缩(向南加深),此时阿留申低压减弱(增强),日本南部到我国华北、东北地区为明显升温(降温)。总体来看,第一模态主要体现了东亚大槽的冬春季内反位相变化,可能与欧亚遥相关波列在初冬、深冬的反位相变化有关。

(3)对于 S-EOF2 模态,东亚大槽从初冬到初春表现为一致增强(减弱),此时,北半球大气主要受北极涛动负位相(正位相)的控制,欧亚大陆中东部地区一致降温(升温)。

(4)东亚大槽的季节内演变的双模态变化均与 ENSO 有关, S-EOF1 模态与赤道太平洋地区的 Mega-ENSO 型海温的负(正)异常有关;冬春一致加强(减弱)型则与传统的 ENSO 型海温相联系,即当赤道东太平洋为 La Niña(El Niño)型海温异常,通过 Walker 环流的影响,印度洋会出现海盆一致模的负(正)异常信号,可能会激发从印度洋到东亚地区的遥相关波列,使东亚大槽增强(减弱)。

本文主要对初冬到初春东亚大槽的变化及其相关的大气环流、海温异常做了初步分析,但仍有很多问题并没有解决:

(1)初冬、深冬东亚大槽反位相变化的原因是什么?

(2)海温影响东亚大槽变化的具体机制是什么?尤其是对于第一模态, Mega-ENSO 型海温异常是如何影响第一模态东亚大槽变化的,本文并没有给出解释,这将在下一步工作中继续探讨。

#### 参考文献:

- [1] Ding Y, Krishnamurti T N. Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon[J]. Monthly Weather Review, 1987, 115(10): 2428-2449.
- [2] Zhang Y, Sperber K R, Boyle J S, et al. Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: results from the 1979-95 NCEP/NCAR Reanalysis[J]. Monthly Weather Review, 1997, 125(10): 2605-2619.
- [3] Jhun J G, Lee E J. A New East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon[J]. Journal of Climate, 2004, 17(4): 711-726.
- [4] Wang L, Chen W, Zhou W, et al. Interannual variations of East Asian trough axis at 500 hPa and its association with the East Asian winter monsoon pathway[J]. Journal of Climate, 2009, 22(3): 600-614.
- [5] Wang B, Wu Z, Chang C P, et al. Another look at interannual to interdecadal variations of the East Asian winter monsoon: The northern and southern temperature modes[J]. Journal of Climate, 2010, 23(6): 1495-1512.
- [6] Leung Y T, Zhou W. Variation of circulation and East Asian climate associated with anomalous strength and displacement of the East Asian trough[J]. Climate Dynamics, 2015, 45(9-10): 2713-2732.
- [7] 孙柏民, 李崇银. 冬季东亚大槽的扰动与热带对流活动的关系[J]. 科学通报, 1997, 42: 500-503.  
Sun B M, Li C Y. The relationship between perturbation of the East Asian trough in wintertime and the convective activities in the tropic[J]. Chinese Science Bulletin, 1997, 42: 500-503.
- [8] Lau K M, Chang C P. Planetary scale aspects of the winter monsoon and atmospheric teleconnections.// Monsoon Meteorology [M]. New York: Oxford University Press, 1987: 161-202.
- [9] 杨桂英, 章淹. 冬季东亚大槽异常与 El Niño 的关系[J]. 应用气象学报, 1994, 5(1): 114-118.  
Yang G Y, Zhang Y. 1994. The relationship between anomalous trough over East Asia and El Niño[J]. Journal of Applied Meteorological Science, 1994, 5(1): 114-118.
- [10] Leung Y T, Cheung H H N, Zhou W. Meridional displacement of the East Asian trough and its response to the ENSO forcing[J]. Climate Dynamics, 2016, 48(1-2): 335-352.
- [11] Qiao S B, Feng G L. Impact of the December North Atlantic Oscillation on the following February East Asian trough[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2016, 121: 10074-10088.
- [12] Feng G L, Zou M, Qiao S B, et al. The changing relationship between the December North Atlantic Oscillation and the following February East Asian trough before and after the late 1980s[J]. Climate Dynamics, 2018, 51: 4229-4242.
- [13] 黄嘉佑, 胡永云. 中国冬季气温变化的趋向性研究[J]. 气象学报, 2006, 64(5): 614-621.  
Huang J Y, Hu Y Y. Trends of winter temperatures in China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2006, 64(5): 614-621.
- [14] 乔少博, 张志森, 王晓娟, 等. 晚秋与后冬间欧亚遥相关型波列反相现象探究[J]. 气象学报, 2015, 73(4): 711-724.  
Qiao S B, Zhang Z S, Wang X J, et al. A Study on the reverse phase of Eurasian teleconnection in late autumn and late winter [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2015, 73(4): 711-724.
- [15] Wang B, An S. A method for detecting season-dependent modes of climate variability: S-EOF analysis[J]. Geophysical Research Letter, 2005, 32: L15710.
- [16] 韦玮, 王林, 陈权亮, 等. 我国前冬和后冬气温年际变化的特征与联系[J]. 大气科学, 2014, 38(3): 524-536.  
Wei W, Wang L, Chen Q L, et al. Interannual variations of early and late winter temperatures in China and their linkage[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2014, 38(3): 524-536.
- [17] Nakamura H. Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1992, 49: 1629-1642.
- [18] North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions[J]. Monthly Weather Review, 1982, 110(7): 699-706.
- [19] 刘毓贇, 陈文. 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[J]. 大气科学, 2012, 36(2): 423-432.  
Liu Y Y, Chen W. Variability of the Eurasian teleconnection pattern in the Northern Hemisphere winter and its influences on the climate in China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2012, 36(2): 423-432.
- [20] 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[J]. 极地研究, 2004, 16(3): 211-220.  
Wu B Y, Bian L G, Zhang R H, et al. Effects of the winter AO and the Arctic sea ice variations on climate variation over East Asia[J]. Chinese Journal of Polar Research, 2004, 16(3): 211-220.
- [21] Wang B, Liu J, Kim H J, et al. Northern Hemisphere summer monsoon intensified by mega-El Niño southern oscillation and Atlantic multidecadal oscillation[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2013, 110(14): 5347-5352.
- [22] 吴国雄, 孟文. 赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 I: 资料分析[J]. 大气科学, 1997, 22(4): 470-480.  
Wu G X, Meng W. Gearing between the Indo-monsoon circulation and the Pacific-Walker circulation and the ENSO, Part I: Data analysis[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 1997, 22(4): 470-480.

[23] 晏红明, 杨辉, 李崇银. 赤道印度洋海温偶极子的气候影响及数值模拟研究[J]. 海洋学报, 2007, 29(5): 31-39.  
Yan H M, Yang H, Li C Y. Numerical simulations on the climate impacts of temperature dipole in the equatorial Indian Ocean. *Acta Oceanologica Sinica*, 2007, 29(5): 31-39.

[24] Zheng J, Liu Q, Wang C, et al. Impact of heating anomalies associated with rainfall variations over the Indo-Western Pacific on Asian atmospheric circulation in winter [J]. *Climate Dynamics*, 2013, 40(7-8): 2023-2033.

## Spatiotemporal Variability of the East Asian Trough Intraseasonal Evolution Major Modes in Boreal Winter and Spring

HUANG Fei<sup>1, 2, 3</sup>, LI Jin-Ze<sup>1</sup>, XU Shi-Bin<sup>1</sup>, WANG Hong<sup>1, 2</sup>

(1. Physical Oceanography Laboratory CIMST, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266100, China; 3. Ningbo Collaborative Innovation Center of Nonlinear Hazard System of Ocean and Atmosphere, Ningbo University, Ningbo 315000, China)

**Abstract:** In winter and spring, the abnormal changes in the East Asian trough (EAT) are often closely related to the activities of cold surges, which affect China. In recent years, cold surges have often caused cold or warm climate in early winter and inversed situation in the deep winter. The main purpose of this paper is to study whether there are such intraseasonal out-of-phase change in East Asian troughs. By using the method of season-reliant Empirical Orthogonal Function (S-EOF), we analyze the spatiotemporal variation of EAT and its related atmospheric circulation anomalies evolving from the early winter (November–December), the deep winter (January–February), to the early spring (May–April). The results show that the EAT is mainly characterized by two major modes from early winter to early spring, named as deep winter suppression (enhancement) mode and consistently enhanced (weakened) mode, which accounts for the variance contribution by 23.3% and 17.2%, respectively. The first mode of S-EOF (S-EOF1) shows the intraseasonal phase inversion variation of the EAT, which means a southward (northward) displacement in early winter and spring, instead of a northward (southward) displacement in deep winter. The Aleutian low moves southward (northward) with cold (warm) air into the southeast coast of China in early winter and early spring. While in deep winter the Aleutian low is weakened (enhanced) with warm (cold) air into southern Japan and Northeast China. S-EOF1 is related to the Mega-El Niño–Southern Oscillation (Mega-ENSO) sea surface temperature (SST) pattern. The second mode of S-EOF (S-EOF2) shows a consistent enhancement (weakening) of the EAT in the three sub-seasons, which is mainly related to the traditional La Niña (El Niño)-like SST pattern in the Pacific and the Indian Ocean basin mode. The associated atmospheric circulation anomaly with S-EOF2 is the negative (positive) phase of the Arctic Oscillation, which results in negative (positive) temperature anomalies in the central and eastern parts of Eurasia.

**Key words:** East Asian trough; S-EOF; winter and spring; Arctic Oscillation(AO); Mega-ENSO

责任编辑 庞 旻