

李思,武炳义,2019. 冬季欧亚大陆盛行天气型与北极增暖异常的可能联系[J]. 气象,45(3):345-361. Li S, Wu B Y, 2019. Possible connection between Arctic warming and Eurasia winter prevailing weather patterns [J]. Meteor Mon, 45(3):345-361 (in Chinese).

冬季欧亚大陆盛行天气型与北极增暖异常的可能联系^{*}

李 思¹ 武炳义^{2,1}

1 中国气象科学研究院,北京 100081

2 复旦大学大气科学研究院,上海 200438

提 要: 利用 ERA-interim 的再分析资料和英国大气数据中心的冰海冰密集度资料,通过复矢量经验正交分析方法(CVEOF),本文研究了自 1979—2016 年 37 个冬季(12 月 1 日至次年 2 月 28 日)共 3330 d 对流层中层 500 hPa 欧亚盛行天气型主要时空变化特征及其与近年来北极对流层中、低层增暖异常和北极海冰减少的可能联系。结果表明,CVEOF1 解释了总异常动能的 15.82%,其两个子模态空间型分别表现为三极子型(0°和 180°位相)和偶极子型(90°和 270°位相)。其中,180°和 270°位相的天气型发生时,冬季北极对流层中、低层偏暖,盛行暖北极-冷欧亚的大气环流形势。前期秋季从巴伦支海海域以东到波弗特海海域的海冰密集度(SIC)异常偏少可能是其影响因素之一。近年来这两个位相(180°和 270°位相)的发生频次逐渐增多,与冬季频发的极端低温事件有紧密联系。在 2005/2006 年和 2011/2012 年冬季的冷事件中,180°和 270°位相的发生频次明显偏多。因此,秋季从巴伦支海海域以东到波弗特海海域的 SIC 偏少,冬季北极对流层中、低层异常偏暖,有利于 180°和 270°位相天气型盛行,可能是导致冬季极端天气事件频发的主要原因之一。

关键词: 北极增暖,海冰减少,冬季盛行天气型

中图分类号: P456

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.03.005

Possible Connection Between Arctic Warming and Eurasia Winter Prevailing Weather Patterns

LI Si¹ WU Bingyi^{2,1}

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Institute of Atmospheric Sciences, Fudan University, Shanghai 200438

Abstract: Based on the reanalysis data of ERA-interim and sea ice concentration data of the British Atmospheric Data Centre (BADC), the main spatio-temporal variation characteristics of the prevailing Eurasian weather pattern at 500 hPa in the middle troposphere over 3330 days during 1979—2016 and its possible relationship with the anomalies in the mid-lower troposphere over the Arctic and the decrease of Arctic sea ice in the recent years are analyzed by using the complex vector empirical orthogonal function (CVEOF). The results show that CVEOF1 accounts for 15.82% of the total anomalous kinetic energy and its two sub-patterns are represented by tripole patterns (0° phase and 180° phase) and dipolar patterns (90° phase and 270° phase). The weather patterns of 180° phase and 270° phase were observed in winter when the mid-low troposphere over Arctic in winter was warmer than normal and the warm Arctic-cold Eurasian atmosphere

^{*} 国家自然科学基金项目(41790472,41475080,41730959)和国家重点基础研究发展计划(973 计划)(015CB453200)共同资助

2017 年 12 月 27 日收稿; 2018 年 5 月 24 日收修定稿

第一作者:李思,北极增暖对欧亚大陆天气、气候的影响. Email:296598189@qq.com

通信作者:武炳义,北极海冰变化对天气、气候的影响. Email:bywu@fudan.edu.cn

circulation prevailed in the Northern Hemisphere. In addition, sea ice concentration of the Barents Sea east to the Beaufort Sea was less than normal in autumn, which might be one of the impact factors. Furthermore, the prevailing weather patterns (180° phase and 270° phase) have been increasing in the recent years, and are also closely linked to the extreme weather events in winter. Take the winter of 2005/2006 and the winter of 2011/2012 examples. During the cold events of the two years, the frequency of 180° phase and 270° phase was obviously more than normal, accounting for the majority days of winter. Therefore, sea ice of the Barents Sea east to the Beaufort Sea less than normal in autumn, Arctic middle and lower troposphere in winter warmer than normal, 180° phase and 270° phase weather patterns prevailing in winter might be the impact factors for frequent winter extreme weather events.

Key words: Arctic warming, sea ice decrease, prevailing weather patterns in winter

引 言

有多种方法来描述大气环流变率 (Kyselý and Huth, 2006; Huth et al, 2008)。前人就总结出欧洲 20 多种环流分类 (Tveito et al, 2011)。提到大气环流,就不得不提到天气和天气型。天气是大气状态的一种表征,反映大气是冷还是热、是干还是湿、是晴朗还是多云等的天空状况。天气型则是对真实环流的简化,而不仅仅是数学物理分析得出的模态。天气型对应了某一时间段内的天气模态与大气环流。通过抽取某一时段盛行的天气型及其对应的大气环流,可以进一步了解这一时段的天气形势和可能影响。

欧亚大陆冬季盛行的天气型对天气气候有重要影响。有些天气型可以为寒潮提供发展背景,使得寒潮强度加强和影响范围扩大,对人类生活和经济造成巨大的危害。近 20 年来,在全球变暖背景下,欧亚大陆冬季天气、气候与极端事件的变化成为了研究热点。伴随着全球增暖,北极的放大效应 (Arctic amplification) 以及北极海冰的快速融化 (Petoukhov and Semenov, 2010; Cohen et al, 2014) 这些都对中纬度区域的天气、气候以及天气型产生影响 (Screen and Simmonds, 2010; Francis and Vavrus, 2012; Wu et al, 2013; Cohen et al, 2014; Vihma, 2014; Walsh, 2014; Overland et al, 2015; Wu, 2017)。当北极海冰减少,由于海洋表面比海冰有更低的反照率,使得海洋吸收更多的能量。海洋又通过辐射、湍流通量加热低层大气,进而影响极地大气环流变化,使得极地与中高纬之间经向热力梯度减小,脊向北延伸,水平行星波的南北振幅增大

(Francis and Vavrus, 2012; Screen and Simmonds, 2013),使得天气系统东移更缓慢,导致更持久的天气过程 (Francis and Vavrus, 2012),有利于极端事件的频率增加 (Petoukhov et al, 2013; Screen and Simmonds, 2013; Wu et al, 2013; Cohen et al, 2014)。另一方面,极地近地层的变化也影响到极地大气行星波的垂直传播,进而可以影响到平流层极涡 (Jaiser et al, 2012; 2013; Cohen et al, 2013; Kim et al, 2014)。并且欧亚大陆增加的积雪也影响到高纬度大气行星波的垂直波结构,使得垂直输送到平流层的波能量增加,从而导致更暖、更弱的平流层极涡 (Fletcher et al, 2009; Allen and Zender, 2011; Peings et al, 2012; Cohen et al, 2014)。而平流层的环流异常通过波流相互作用,又传回对流层,从而影响到中、高纬度天气气候 (Sun et al, 2012; 兰晓青和陈文, 2013; Cohen et al, 2014; Kim et al, 2014; Nakamura et al, 2016; Zhang et al, 2018)。而相比 1979/1980 年至 2003/2004 年冬季,自 2004/2005 年冬季以来,北极对流层中、低层大气更为温暖,同时,在欧亚大陆中高纬观测到海平面气压场 (SLP) 的正异常。与北极增暖有关的大气环流异常甚至与低纬度地区的大气环流异常有密切联系 (Wu, 2017)。

国内外对北极增暖与中高纬天气气候之间的联系做了很多研究,其中有不少学者从动力学 (行星波、E-P 通量等) (Jaiser et al, 2013; Screen and Simmonds, 2013; Luo et al, 2015; Zhang et al, 2018),中高纬环流系统 (极涡、急流、西伯利亚高压、阻塞等) (Wu and Wang, 2002; Honda et al, 2009; Walsh et al, 2011; Inoue et al, 2012; Wu et al, 2012; 2013; 兰晓青和陈文, 2013; 刘舸等, 2013;

Barnes et al, 2014; Cohen et al, 2014; Walsh, 2014; Feng and Wu, 2015; Luo et al, 2016; Wu et al, 2016; Wang and Lu, 2017; Wu, 2017),以及中高纬大气环流盛行模态(AO/NAO/NAM、AD等)(Wu et al, 2006a; 2006b; Walsh et al, 2011; Wu et al, 2012; Tang et al, 2013; Overland et al, 2015)等角度去分析这个棘手的问题。从动力学角度出发, Wu et al(2013)利用复矢量经验正交分解(CVEOF)方法,研究了冬季欧亚大陆 850 hPa 盛行天气型的主要特征与秋季北极海冰融化的可能联系,指出海冰偏少时,冬季欧亚大陆某一特定天气型的频率和强度均增加。而北极增暖对欧亚大陆天气和气候都有着十分重要的影响。但少有学者考虑北极增暖与冬季欧亚大陆盛行天气型的联系。因此这将是本文重点讨论的问题。需要强调的是, Wu et al(2013)关注的是秋季北极海冰密集度(SIC)与中高纬盛行天气型的联系,而本文首次将极端低温个例过程与盛行天气型联系起来。除此不同外,本文所用资料为 ERA-interim, 关注层次为 500 hPa, 并分析了与大气厚度场的关系。需要指出的是, Wu (2017)提出与巴伦支海-喀拉海海冰减少有关的对流层中、低层大气环流异常和与北极增暖有关的环流异常是不同的,这说明北极增暖对中高纬的影响应与海冰的影响区别开来。本文的第二部分将描述冬季欧亚大陆盛行天气型及其主要特征,第三部分将介绍这些盛行天气型与北极增暖以及北极海冰的可能联系,第四部分则将欧亚冬季盛行天气型与欧亚冬季极端低温个例过程联系起来,进一步揭示北极增暖对欧亚冬季冷事件的影响。

1 资料和方法

本文选用 1979—2016 年的 ERA-interim 冬季逐日(12 月 1 日至次年 2 月 28 日)再分析资料(37 个冬季共 3330 d), 包括 500 hPa 风场、1000 和 500 hPa 位势高度, 表面(2 m)气温(SAT), SLP。英国大气数据中心(the British Atmospheric Data Centre, BADC)1979—2015 年秋季(9—11 月)1°×1°的逐月 SIC 资料(<http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/>)。

为揭示矢量风场变率的优势模态,对 1979—

2016 年间的 37 个冬季共 3330 d, 欧亚大陆区域(40°~70°N、40°~120°E) 500 hPa 矢量风场进行复矢量经验正交函数分析(complex vector empirical orthogonal function, CVEOF)(黄嘉佑和李庆祥, 2015; Kundu and Allen, 1976; Brink and Muench, 1986; Kaihatu et al, 1998; Wu et al, 2012),并提取冬季逐日风场变率的最优模态。40°~70°N、40°~120°E 区域包括了欧亚大陆大部分地区,特别是乌拉尔山地区,因为此处大气环流变化对整个欧亚地区环流有重要影响。CVEOF 方法是把异常风场分解为一系列的正交模态(Wu et al, 2012),按异常动能的大小排序。并且每个正交模态包含两个子模态。然后将风场异常按四个不同位相进行合成,分别为 0°位相($\theta < 45^\circ$ 或 $\theta \geq 315^\circ$), 90°位相($135^\circ > \theta \geq 45^\circ$), 180°位相($225^\circ > \theta \geq 135^\circ$), 270°位相($315^\circ > \theta \geq 225^\circ$)。其中, 180°与 0°位相对应第一子模态的正、负位相,类似的, 270°与 90°位相对应第二子模态的正、负位相。关于 CVEOF 的统计意义和物理意义参见 Wu et al(2012)。

从动力学角度来看, CVEOF 方法比 EOF 方法在分析气候变率的主模态及其与北极海冰异常联系方面,有明显的优势(Wu et al, 2012)。由 CVEOF 方法得到的每一个风场模态都与一个异常风场的空间变率以及异常动能相对应。而由 EOF 分析得到的 SLP 变率的优势模态只有正、负两个极性,并没有复杂的空间变化。但 CVEOF 分析得到的风模态却包含了这种变化。由 CVEOF 方法得到的风场第一模态包含两个不同的子模态,并且 CVEOF 方法分解获得的表层风场北极偶极子(Arctic dipole)模态与 EOF 方法分解北极地区 SLP 的第三模态非常相关(Wu et al, 2012; 2014; 2016)。因此,用 CVEOF 方法从风场动力学角度研究天气型和气候变率方面具有很大优势。

2 冬季欧亚大陆盛行天气型的主要特征

500 hPa 风场异常的第一模态 CVEOF1 解释了总异常动能的 15.82%, 该模态四个不同位相的发生频次如表 1 所示。0°和 180°位相(第一模态的两个子模态之一)发生频次明显偏多,分别为 1083

和 1003 次,90°和 270°位相(第二模态的另一个子模态)发生频次较低,分别为 583 和 661 次(表 1)。从风场空间型上看,CVEOF1 的两个子模态分别表现为三极子型(0°和 180°位相)和偶极子型(90°和 270°位相),且 180°与 0°位相的空间型相反,270°与 90°位相的空间型相反(图 1)。

表 1 CVEOF1 中四个位相的发生频次
Table 1 Frequency of different phases of CVEOF1

位相	频次
0°	1083
90°	583
180°	1003
270°	661

对于 0°位相,500 hPa 风场异常表现为三极子结构,在波罗的海和东亚地区表现为反气旋式环流,两个反气旋式环流之间在乌拉尔山地区为气旋式环流,并且风速大值区在气旋式环流和两个反气旋式环流的交汇处(图 1)。结合由 0°位相合成的 500 hPa 位势高度场异常,在喀拉海和乌拉尔山地区表现出位势高度负异常,其两侧在科拉半岛和东亚地区表现出位势高度正异常(图 1)。对应合成的海平面气压场异常,在波德平原和斯堪的纳维亚半岛地区表现出海平面气压场的正异常,在亚洲北部和东部为海平面气压场的负异常(图 2)。对应合成的表面温度异常,负表面温度异常在新地岛和喀拉海地区,表明在 500 hPa 气旋式环流异常、位势高度场负异常的影响下,新地岛和喀拉海地区偏冷。另外,科拉半岛 500 hPa 表现出的位势高度正异常和波德平原和斯堪的纳维亚半岛地区表现出海平面气压场的正异常,对应了欧洲地区的表面温度负异常(图 2)。表面温度正异常表现在中亚和东亚地区,表明盛行 0°位相天气型时,欧洲和北极地区偏冷,中亚和东亚地区偏暖(图 2)。

对于 90°位相,500 hPa 风场异常表现出偶极子结构,在乌拉尔山地区有异常气旋式环流,在其东侧的北西伯利亚、东西伯利亚地区有异常的反气旋式环流(图 1)。风速的大值区表现在气旋式环流与反气旋式环流的交界处。对应 500 hPa 位势高度异常,在乌拉尔山地区有位势高度负异常,在北西伯利亚、中西伯利亚地区有位势高度正异常。对应海平面气压场异常,在乌拉尔山地区有海平面气压场负异常中心,在北西伯利亚、中西伯利亚和东亚地区有

海平面气压正异常(图 2)。在表面温度异常场上,表现出西西伯利亚地区有表面温度正异常,在新地岛地区有表面温度负异常,在东亚地区有表面温度负异常(图 2)。即在北西伯利亚、中西伯利亚地区 500 hPa 有位势高度正异常,对应东亚地区有海平面气压正异常,东亚地区偏冷。

对于 180°位相,500 hPa 风场异常表现为三极子结构,风场异常在欧亚大陆北部,新地岛以东有异常反气旋占主导,夹在欧洲北部与东亚地区的两个气旋之间(图 1)。对应 180°位相合成的 500 hPa 位势高度异常,在新地岛以南有一个正异常占主导地位,夹在西北、东南的两个负异常之间。对应 180°位相合成的海平面气压异常,在北西伯利亚地区表现出强大的地面高压正异常(图 2)。由风场异常导致的冷暖平流造成了表面气温异常的空间分布,使得表面温度场在中国北部、西伯利亚地区有着强大的冷异常,在喀拉海有暖异常。

对于 270°位相来说,500 hPa 风场异常表现出偶极子结构。风场异常表现出两个显著异常中心,一个在欧亚大陆北部的乌拉尔山地区,有异常反气旋;另一个在西伯利亚地区,有异常气旋。在新地岛地区的 500 hPa 正位势高度异常相对于 180°位相减弱西移,原本在 180°位相位势高度正异常左侧的负异常也减弱西移消失,正异常右侧的负异常北上东移加强。对应地面在乌拉尔山地区有正高压异常,欧亚地区偏冷。0°位相相对 270°位相位势高度异常也表现出整体西移,移过新地岛地区的位势高度异常均减弱,西移靠近新地岛的位势高度异常均加强。90°位相 500 hPa 位势高度呈现出新地岛西侧的负异常与东侧的正异常,相对于 0°位相则表现出负异常经过新地岛后减弱,正异常接近新地岛加强。在表面上表现出乌拉山地区的负高压异常与西伯利亚地区的暖异常。这种异常信号的西移与天气尺度 Rossby 波相关,表现了 500 hPa 槽脊的西移,但仅凭合成分析并不能表现 Rossby 波的西传过程。由此看出,180°(270°)位相所对应的 500 hPa 风场,500 hPa 位势高度异常,SLP 异常和表面气温异常的空间分布与 0°(90°)基本相反。因此,500 hPa 风场的 CVEOF1 包含了两个子模态,两个子模态所对应的位势高度异常,SLP 异常和表面气温异常在空间结构上有明显差异,两个子模态各自包含的正、负

位相的空间结构近似相反。东亚大部分地区的表面气温异常与北极表面气温异常也是反位相变化的。

从四个位相逐年冬季发生频次的变化来看(图3),其有明显的年际变率,但在整个时间内没有显著的趋势。发生频次较多的 180° 位相(1003次)在20世纪90年代后逐渐增多,对应发生频次最多的 0° 位相(1083次)在90年代后逐渐减少。 270° 位相在2000年后有一个上升的趋势, 90° 位相在2000年后有一个下降的趋势。在Wu et al(2013)研究中

也提到1988/1989年后冬季欧亚大陆北部异常反气旋增强,同时对应了近20年冬季西伯利亚高压的增强,与本文结果一致。并且从天气型的空间型上来看, 180° 和 270° 位相都对应了极地暖异常—欧亚冷异常的环流形势,这也与近年来极地增暖、冬季欧亚大气环流异常的研究(Francis and Vavrus, 2012; Liu et al, 2012; Wu et al, 2012; 2013; 2016; Vihma, 2014; Walsh, 2014; Overland et al, 2015; Ruggieri et al, 2016; Wu, 2017)相一致。

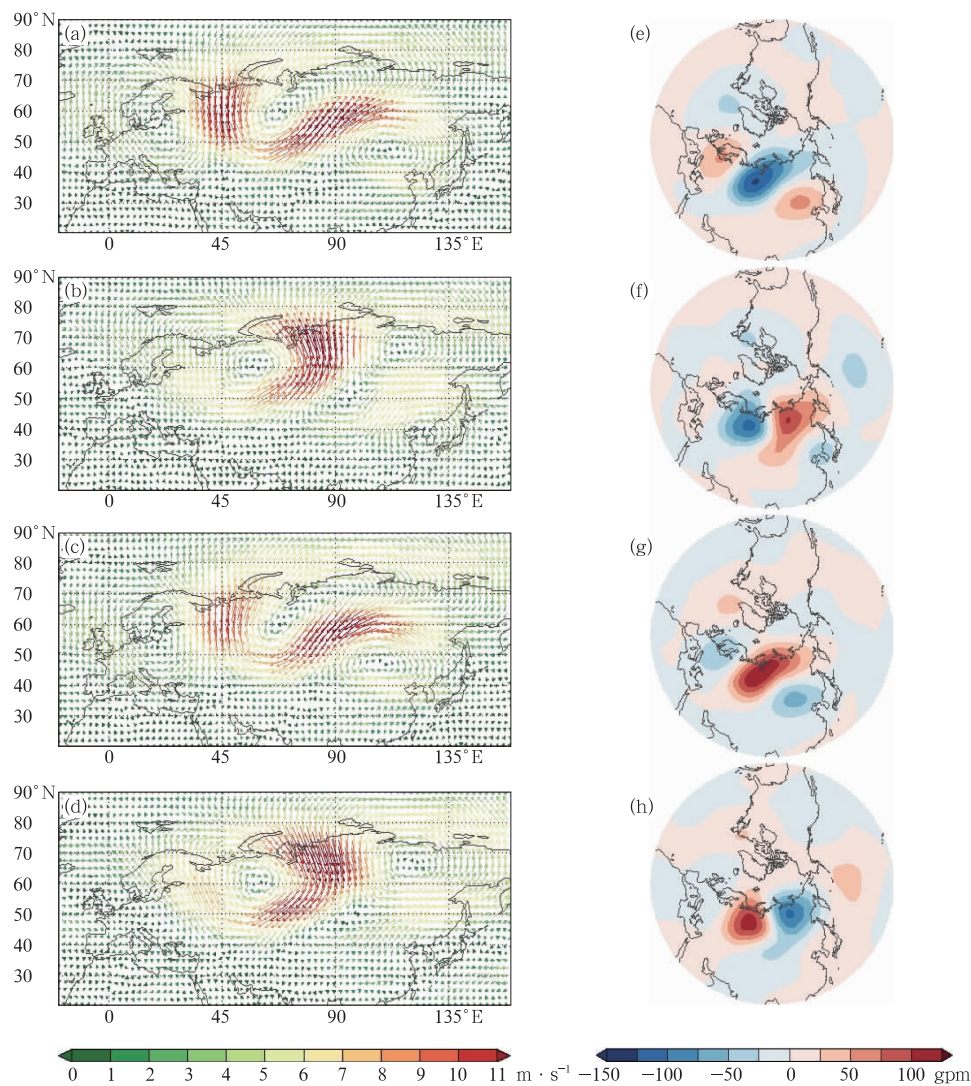


图1 CVEOF1 四个不同位相:(a) 0° 位相,(b) 90° 位相,(c) 180° 位相,(d) 270° 位相的500 hPa 风场异常的空间分布

(e,f,g,h)同图1a~1d,但为合成的500 hPa 位势高度场异常

Fig. 1 The spatial distribution of 500 hPa wind anomalies from four different phases of CVEOF1: from top to bottom in order of (a) 0° phase, (b) 90° phase, (c) 180° phase, (d) 270° phase; (e, f, g, h) same as Figs. 1a—1d, but for geopotential height anomaly at 500 hPa

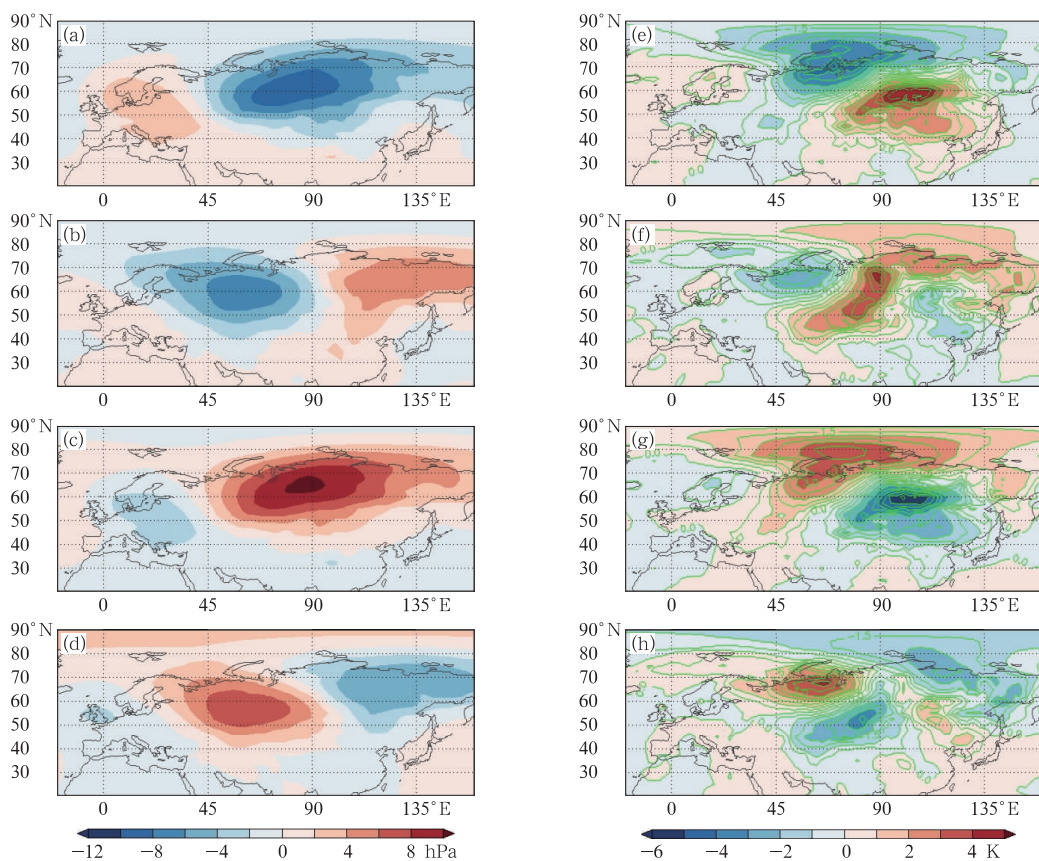


图 2 (a, b, c, d) 同图 1a~1d, 但为海平面气压异常; (e, f, g, h) 同图 1e~1h, 但为合成的表面温度异常

Fig. 2 (a, b, c, d) Same as Figs. 1a–1d, but for SLP anomaly;

(e, f, g, h) same as Figs. 1e–1h, but for SAT anomaly

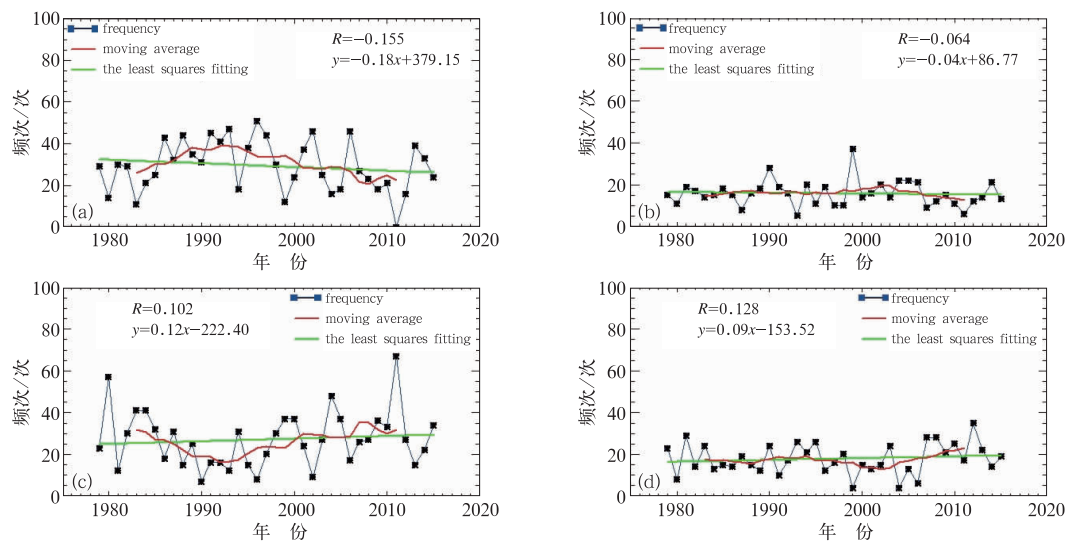


图 3 CVEOF1(a)0°位相、(b)90°位相、(c)180°位相、(d)270°位相发生频次图

(红色线为 1979—2015 年冬季位相逐年发生频次的 9 点滑动平均, 绿色线为最小二乘法拟合直线,

直线方程分别标注在四个图中, 其中 y 为频次, x 为年份, R 为频次与年份的相关系数)

Fig. 3 Frequency of CVEOF1 at (a) 0° phase, (b) 90° phase, (c) 180° phase, (d) 270° phase

(Red line is the 9 point moving average of the frequency of the phase in winter from 1979 to 2015, and green line is the least squares fitting line. The fitting line equations are respectively labeled in four graphs, of which y is frequency, x is year, and R is correlation coefficient between the frequency and the year)

3 冬季欧亚大陆盛行天气型与北极海冰以及北极增暖的可能联系

随着全球变暖,北极海冰与北极增暖对冬季欧亚大陆盛行天气型的影响不容忽视。Wu et al (2013)指出秋季北极海冰的变化与冬季欧亚大陆 850 hPa 风场的三极子模态强度和其负位相的发生频次有密切联系。本文先验证了北极海冰与冬季欧亚大陆盛行天气型的联系。将去趋势的 1979—2015 年秋季(9—11 月)的海冰密集度(SIC),对四个位相(0° 、 90° 、 180° 和 270° 位相)的发生频次用最小二乘法做线性回归(图 4),从中得到四种天气型与前期秋季海冰的可能联系。可以看出,在 0° 位相的喀拉海海域以东到波弗特海海域,SIC 有正异常。

90° 位相在喀拉海到波弗特海海域有更强的 SIC 正异常。而 180° 位相在喀拉海和波弗特海海域的 SIC 负异常, 270° 位相在喀拉海以东到波弗特海海域的 SIC 负异常更强更显著。进一步来看北极增暖与冬季欧亚大陆盛行天气型的联系。500~1000 hPa 厚度异常可以反映出对流层中、低层的平均温度(Wu et al, 2016),结合 1979—2015 年冬季 500~1000 hPa 厚度对四个位相逐年冬季发生频次的回归(图 5),发现 0° 位相在巴伦支海乌拉尔山地区的对流层中、低层有负异常,表明平均气温为冷异常,北欧与东亚地区有正异常,表明平均气温为暖异常。 90° 位相在东亚地区有暖异常。对应了图 4 中 0° 与 90° 位相秋季海冰偏多的情况。即秋季喀拉海海域以东到波弗特海海域的 SIC 偏多,冬季 0° 和 90° 位相的天气型发生频次偏多,冬季冷北极-暖欧亚的天气型盛行。并

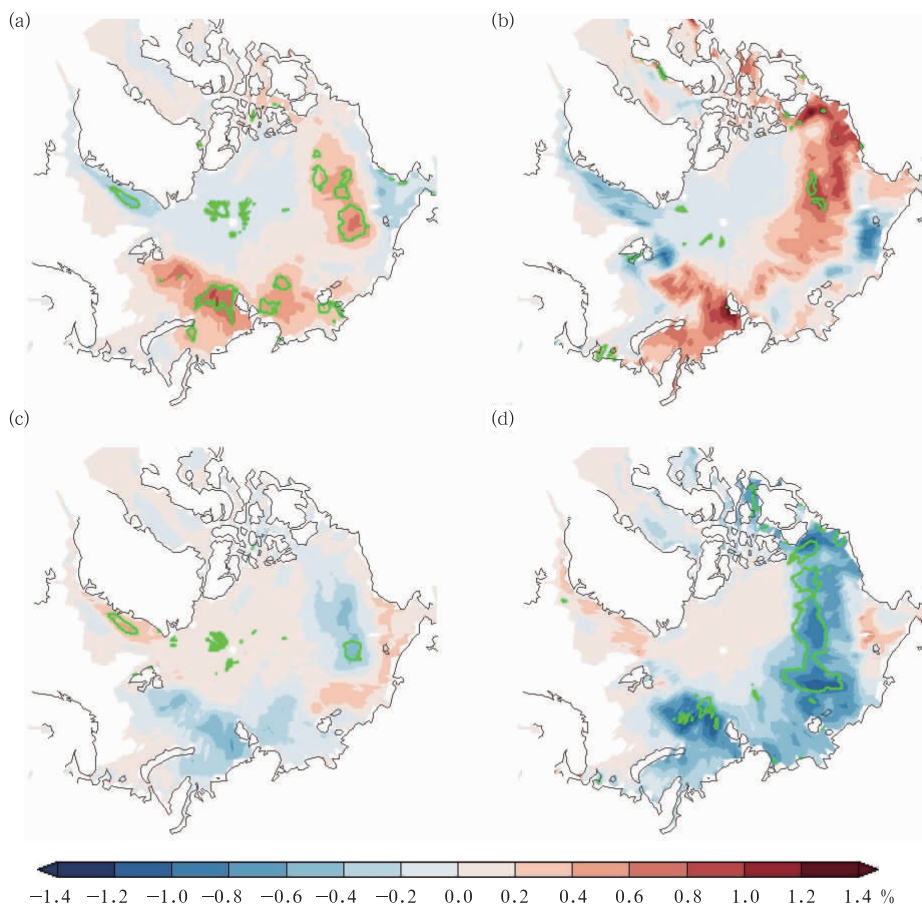


图 4 秋季平均 SIC 异常的空间分布,由对(a) 0° 位相,(b) 90° 位相,
(c) 180° 位相,(d) 270° 位相发生频次的线性回归分析得到
(绿线内表示相关系数通过 0.05 显著性水平检验)

Fig. 4 Linear regression analysis of mean sea-ice concentration (SIC) anomalies in autumn on the frequency of (a) 0° phase, (b) 90° phase, (c) 180° phase, (d) 270° phase
(The area circled by green line has passed the 0.05 significance level test)

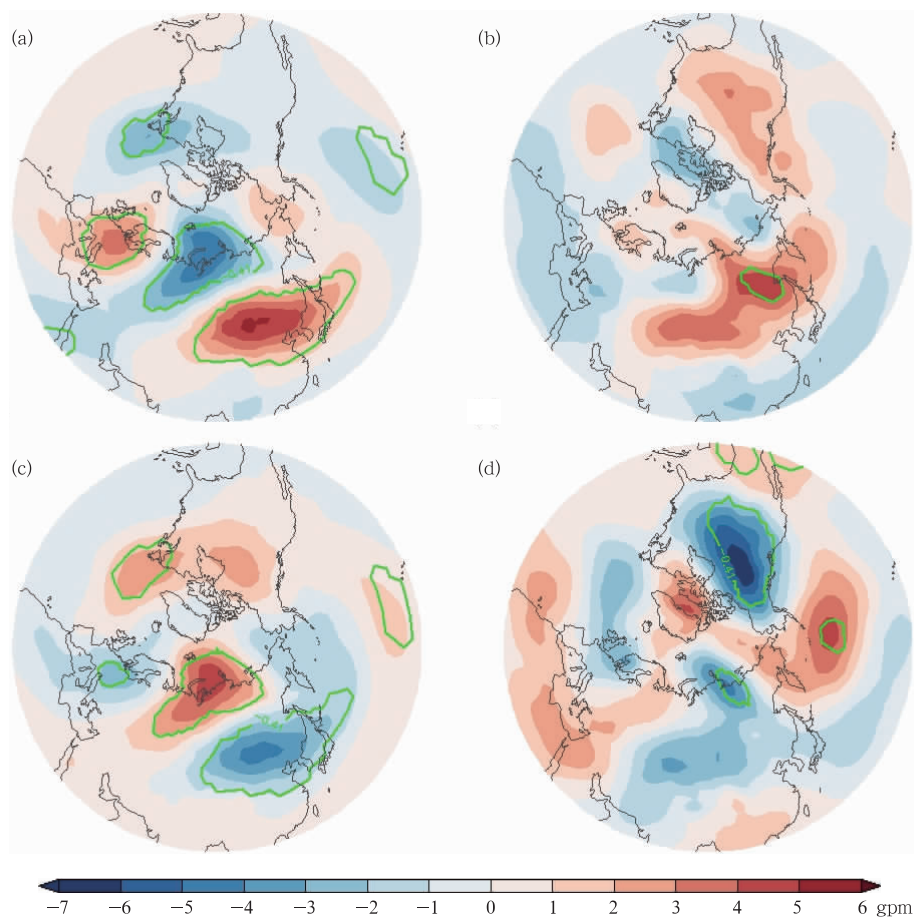


图 5 同图 4, 但为冬季 500~1000 hPa 厚度异常的空间分布
(绿线内表示相关系数通过 0.01 显著性水平检验)

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for the 500–1000 hPa anomalies in winter
(The area circled by green line has passed the 0.01 significance level test)

且厚度异常的回归分析(图 5)中的 180° 位相在巴伦支海地区有暖异常, 北欧与东亚地区有冷异常, 270° 位相在欧亚和北美地区有冷异常, 北太平洋地区有暖异常。这也正对应秋季喀拉海海域以东到波弗特海海域的 SIC 偏少(图 4), 冬季 180° 和 270° 位相的天气型发生频次明显偏多, 有利于冬季暖北极-冷欧亚的天气型盛行(Francis and Vavrus, 2012; Wu et al, 2013; Cohen et al, 2014; Wang and Lu, 2017; Sato et al, 2014)。尤其是 270° 位相, 由喀拉海海域逆时针到波弗特海海域的海冰大范围减少, 这与许多观测和模式的结果一致(Wu et al, 2013), 并且与 Wu(2017)提到的北太平洋厚度正异常、北美厚度负异常结果一致。

两个子模态的强度反映了风场异常的特定空间变化演变(Wu et al, 2012)。由去趋势的 1979—2015 年秋季 SIC, 对 CVEOF1 得到的两个子模态强

度进行线性回归, 得到图 6 中两个子模态的强度与前期秋季 SIC 的联系, 绿色线范围内为通过 0.05 显著性水平检验。可以看出, 从巴伦支海海域以东到波弗特海海域有 SIC 正异常, 即巴伦支海海域以东到波弗特海海域的 SIC 减少, 两个子模态的强度将异常偏强(图 7)。同样将 1979—2015 年冬季 500~1000 hPa 厚度异常对分别对两个子模态的强度进行线性回归, 图 6 可以看出, 新地岛及其以南地区厚度有负异常, 东亚与北欧地区的厚度有正异常。因此, 北极对流层中、低层偏暖, 东亚和北欧对流层中、低层偏冷, 两个子模态的强度将异常偏强(图 7)。由两个子模态强度的时间序列图(图 7)上来看, 在 20 世纪 90 年代后期有逐渐减弱的趋势, 即对应了秋季巴伦支海海域以东到波弗特海海域的 SIC 减少, 冬季北极偏暖, 欧亚偏冷的大气环流趋势。

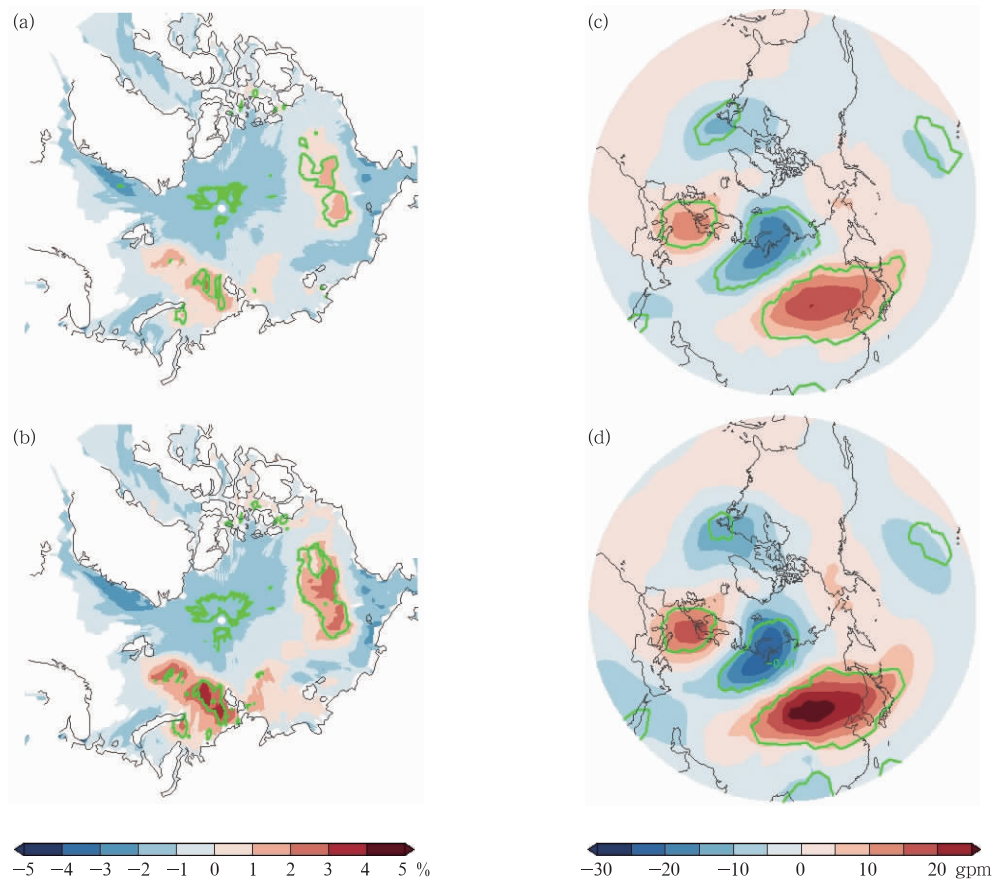


图6 秋季北极 SIC 异常(a,b)和冬季 500~1000 hPa 厚度异常(c,d)的空间分布,均由对冬季两个子模态强度的回归分析得到

(图 6a,6b 与图 6c,6d 中绿线内分别表示相关系数通过 0.05、0.01 显著性水平检验)

Fig. 6 Regression of SIC in autumn (a, b), regression of 500—1000 hPa thickness anomalies in winter (c, d) to intensity of two sub-models in winter

(The areas circled by green lines in Figs. 6a, 6b and Figs. 6c, 6d have passed the 0.05 and 0.01 significance level tests respectively)

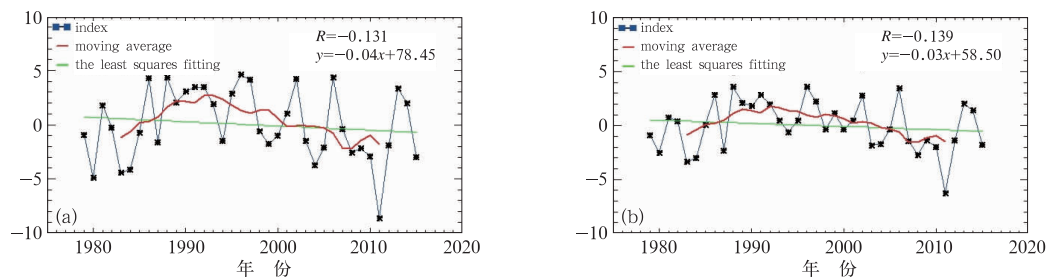


图7 1979—2015 年冬季两个子模态强度(a, b)的变化

(红色线为 1979—2015 年冬季子模态强度的 9 点滑动平均,绿色线为最小二乘法拟合直线,直线方程分别标注在 2 个图中,其中 y 为模态强度, x 为年份, R 为年份与模态强度的相关系数)

Fig. 7 Changes of the intensities of two sub-models (a, b) from 1979 to 2015

(Red line is the 9 point sliding average of sub-modal intensity in winters of 1979—2015, the green line is the least squares fitting line, and the fitting line equations are respectively labeled in 2 graphs, y is sub-model intensity, x is year, R is correlation coefficient of the year and sub-model intensity)

4 盛行天气型与极端低温个例过程的联系

上述分析表明,当冬季 180° 和 270° 位相的天气型发生时,有利于冬季暖北极-冷欧亚的大气环流形势,对应前期秋季巴伦支海海域以东到波弗特海海域的 SIC 偏少。若这种天气型在整个冬季占主导地位,有利于欧亚大陆表面维持冷异常。2005/2006 年和 2011/2012 年冬季欧亚大陆均发生了极端低温事件。2005/2006 年冬季西伯利亚高压强度最强在 12 月 11 日,为 1048.15 hPa,2011/2012 年冬季西伯利亚高压强度最强在 1 月 20 日,为 1047.55 hPa。这两个冬季的冷异常在欧亚大陆维持了两周以上。2005/2006 年冬季经历了两次冷事件过程,使得欧亚冷异常持续了 1 个多月 (Folland et al, 2006; Park et al, 2008; Croci-Maspoli and Davies, 2009; Petoukhov and Semenov, 2010; Inoue et al, 2012),造成了欧亚大范围的低温事件。2011/2012 年冬季 1 月 24 日至 2 月 14 日,欧亚大陆经历了一场两周以上的极端低温事件 (Blume and Matthes, 2012; Smedsrud et al, 2013; 兰晓青和陈文, 2013; Luo et al, 2014; Semenov and Latif, 2015)。在这两个冬季的极端低温个例中,北极和北美都伴随着显著的暖异常。因此选取这两个冬季的极端低温的个例入手,讨论与欧亚大范围持续冷事件有关的天气型,以及其与北极增暖的联系。

从天气型的角度来说, 180° 和 270° 位相代表的天气型表现出有利于冬季暖北极-冷欧亚的大气环流形势。而 2005/2006 年冬季 90 d 中仅 180° 位相就

发生了 37 次,占了总频次的 41%,尤其在冷事件发生的 2005 年 12 月 31 d 中, 180° 位相就发生了 20 次。而 2011/2012 年冬季 90 d 中, 180° 位相发生了 67 次,占了总频次的 75%,其次是 270° 位相发生了 17 次。再看冷事件发生时的 2012 年 1 和 2 月。首先,2012 年 1 月都没有发生 0° 和 90° 位相的天气型,但 180° 位相发生了 26 次, 270° 位相发生了 5 次。进入到 2012 年 2 月, 0° 和 90° 位相天气型在 2 月仍没有发生,还是 180° 位相的天气型发生频次最多,为 24 次,其次是 270° 位相 4 次。并且,图 8 中 2005 年秋季的 SIC 在喀拉海、拉普捷夫海和东西伯利亚海相比 1979—2015 年平均秋季的 SIC 偏少,同样 2011 年秋季 SIC 在喀拉海以东到波弗特海相比其多年平均的秋季 SIC 偏少,这也映证了上文提出的秋季喀拉海海域以东到波弗特海海域的 SIC 偏少,冬季 180° 和 270° 位相的天气型发生频次偏多,有利于冬季暖北极-冷欧亚的大气环流形势。

为进一步研究欧亚大范围持续冷事件与天气型的联系,本文利用冬季 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 区域平均表面 2 m 温度,取低于冬季逐日气候平均值一个标准方差的日子为异常低温时段,得出 2005/2006 年和 2011/2012 年冬季的异常低温时段为 2005 年 12 月 8—12 日、2006 年 1 月 30 日至 2 月 2 日、2012 年 1 月 18—22 日和 2012 年 1 月 26 日至 2 月 1 日 (图 9)。并由 CVEOF1 四个不同位相分别合成这两个冬季异常低温时段的环流异常。2005 年 12 月 8—12 日只有 180° 位相发生,因此这 5 天实际的环流异常与 180° 位相合成的环流异常一致 (图 10)。由图可见,在北乌拉尔山、喀拉海和挪威海区域、北美洲西部有正高度异常,相应的在喀拉海

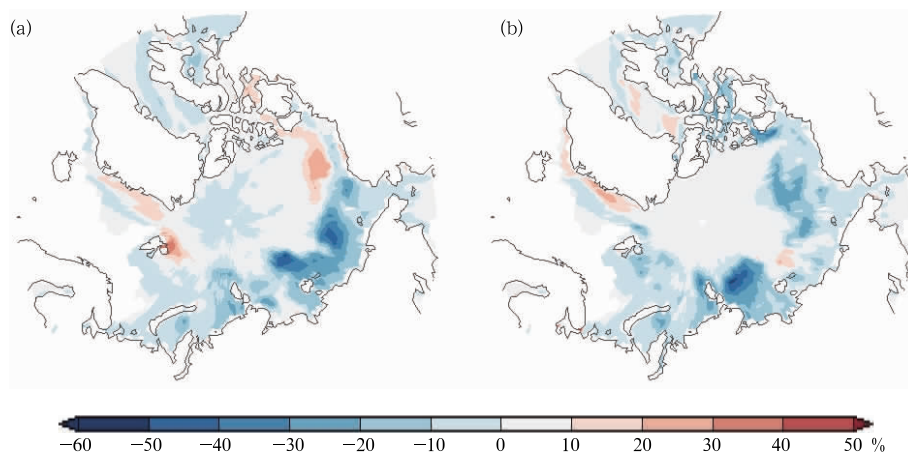


图 8 2005 年秋季(a)和 2011 年秋季(b)平均 SIC 分别减去 1979—2015 年秋季平均 SIC

Fig. 8 Average SIC of (a) 2005 autumn and (b) 2011 autumn minus average SIC of 1979—2015 autumn

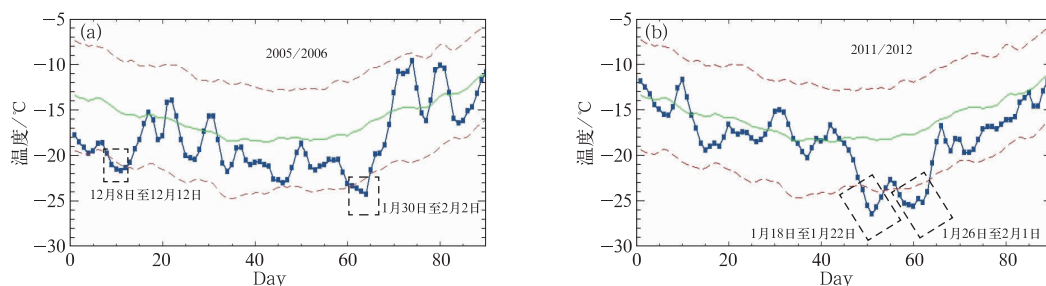


图9 2005/2006年冬季(a)和2011/2012年冬季(b), $40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 区域平均表面2 m温度(单位: $^{\circ}\text{C}$)
(绿色实线为1979—2016年冬季逐日区域平均表面2 m温度的气候平均值。红色虚线为气候平均值加或减一个标准方差。虚线框为低于气候平均值一个标准方差的异常低温时段)

Fig. 9 Regional average of 2 m surface temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$) of $40^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ in (a) 2005/2006 winter, (b) 2011/2012 winter
(Green solid line is for climatological values for these dates averaged over 1979—2016, red dotted line represents the daily climatological means plus or minus one standard deviation, dashed box is an unusually low temperature period that is one standard deviation below the daily climatological means)

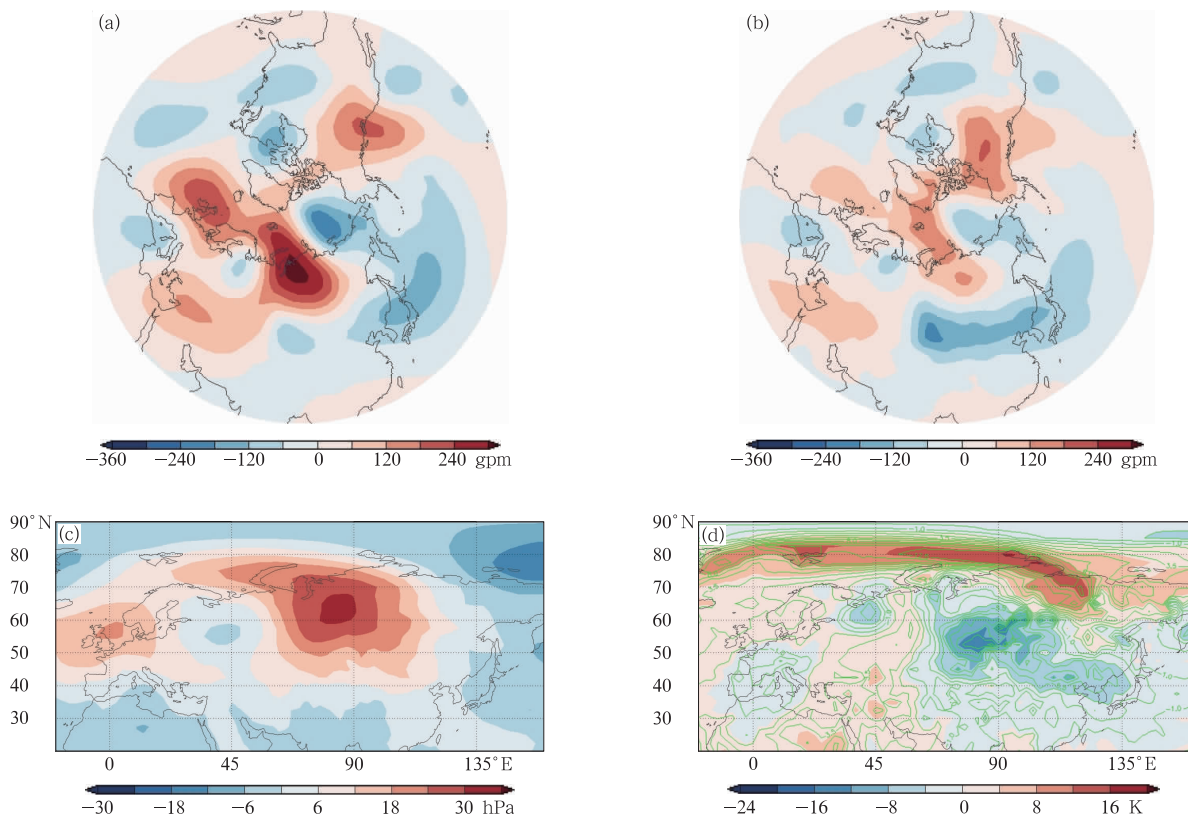


图10 2005年12月8—12日(a)500 hPa位势高度场异常,(b)500~1000 hPa厚度异常,(c)海平面气压SLP异常,(d)表面温度SAT异常

Fig. 10 (a) 500 hPa geopotential height anomalies, (b) 500—1000 hPa thickness anomalies, (c) sea level pressure SLP anomalies, (d) static air temperature SAT anomalies from 8 to 12 December 2005

向西到挪威海区域和北美的500~1000 hPa厚度有正异常,表现出这一区域的对流层中、低层偏暖。同时,在中亚和东亚地区对流层中、低层有显著的冷异

常。对应表面西伯利亚地区有显著的高压异常,中亚地区冷异常(图10)。2006年1月30日至2月2日,4天中有3天为 180° 位相,1天为 90° 位相,并且

90°位相为 177.48°, 十分接近 180°位相(225°>θ≥135°)。由图 11 可以看出, 这两个位相表现出的环流异常与实际的环流异常接近, 并把实际环流异常进行了分型。90°位相的位势高度异常表现出喀拉海与格陵兰海的正异常, 白令海峡与北太平洋的负异常, 对应对流层中、低层厚度异常在北太平洋与东欧高纬度地区, 东亚中纬度地区表现出负异常, 即冷异常, 格陵兰海与美东地区表现出暖异常(图 11)。结合图 12 可以看出, 在亚洲北部表面有显著的高压正异常, 东欧地区有负异常, 表面温度表现出北极暖异常, 西伯利亚地区冷异常。在 180°位相上, 相对于 90°位相, 位势高度异常表现出格陵兰海正异常的加强, 喀拉海的正异常减弱, 表现出了 500 hPa 槽脊的西移。同样欧亚大陆上空的位势高度负异常的两个中心也表现出西移, 结合对流层中、低层厚度图可以看出, 东亚地区的冷异常西移后加强, 东欧上空的冷异常西移后减弱(图 11)。对应表面的西伯利亚高压增强, 西伯利亚地区的表面冷异常加强(图 12)。

2012 年 1 月 18—22 日, 同样在此异常低温时

段内只有 180°位相发生, 因此实况的环流异常与 180°位相合成的环流异常是一致的。从图 13 可以看出, 在西西伯利亚、北太平洋与格陵兰海区域有显著的位势高度正异常, 有 500~1000 hPa 厚度异常可以看出, 北极上空有厚度正异常, 尤其是白令海峡区域, 西伯利亚地区有正异常, 即这些区域对流层中、低层偏暖, 对应表面西伯利亚地区有正高压异常, 亚洲大陆冷异常(图 13)。2012 年 1 月 26 日至 2 月 1 日只发生了 180°和 270°位相。这两个位相在新地岛区域都表现出十分强的位势高度正异常与楚科奇与波弗特海域的负异常(图 14)。不同之处在于 180°位相的位势高度正异常中心在巴伦支海区域, 270°位相的正异常中心在喀拉海区域, 且 270°位相在波弗特海的负异常相对 180°位相加强, 且 270°位相在西欧地区有明显的位势高度负异常(图 14)。对应 500~1000 hPa 厚度异常, 180°位相北极区域的厚度正异常, 即暖异常中心在巴伦支海区域, 270°位相的暖异常中心在喀拉海区域且强度加强(图 14)。180°位相在欧亚中纬度地区对流层中、低层有冷异常呈带状分布, 冷异常中心在亚洲区域。

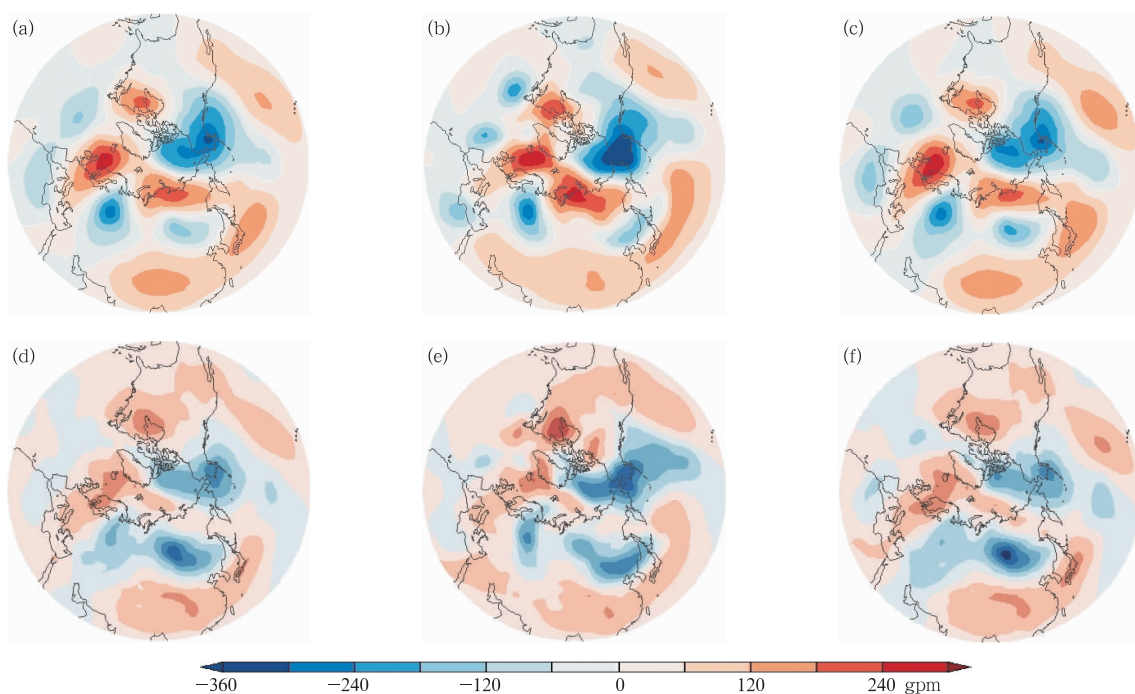


图 11 2006 年 1 月 30 日至 2 月 2 日(a)500 hPa 位势高度场异常, 由 CVEOF1(b)90°位相和(c)180°位相合成得到的 500 hPa 位势高度场异常; (d,e,f)同图 11a~11c, 但为 500~1000 hPa 厚度异常

Fig. 11 (a) Average 500 hPa geopotential height anomalies from 30 January to 2 February, 500 hPa geopotential height anomalies (b) from 90° phase of CVEOF1, (c) from 180° phase of CVEOF1; (d, e, f) same as Figs. 11a–11c, but for 500–1000 hPa thickness anomalies from 30 January to 2 February 2006

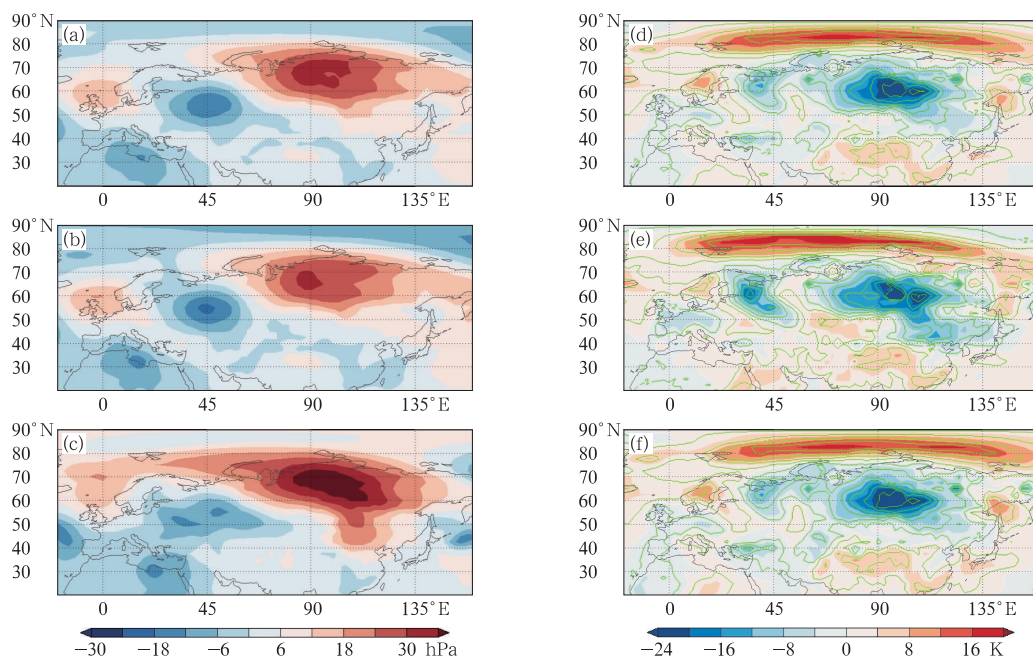


图 12 2006 年 1 月 30 日至 2 月 2 日 (a) 平均海平面气压异常, 由 CVEOF1 (b) 90° 位相, (c) 180° 位相合成得到的海平面气压异常; (d, e, f) 同图 12a~12c, 但为地表温度 SAT 异常

Fig. 12 (a) Average sea level pressure anomalies from 30 January to 2 February 2006, sea level pressure anomalies (b) from 90° phase of CVEOF1, and (c) 180° phase of CVEOF1; (d, e, f) same as Figs. 12a—12c but for static air temperature SAT anomalies from 30 January to 2 February 2006

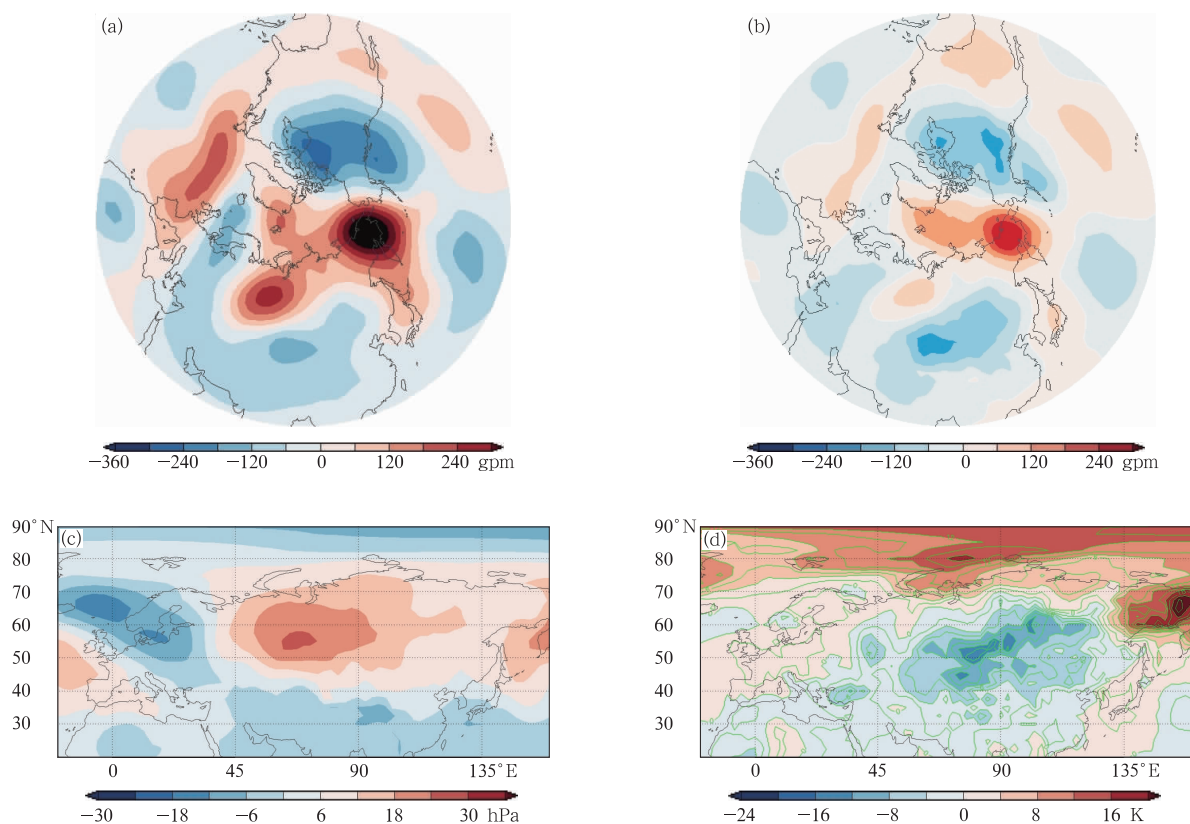


图 13 同图 10, 但为 2012 年 1 月 18—22 日

Fig. 13 Same as Fig. 10, but for the period from 18 to 22 January 2012

270°位相在欧洲中高纬区域、亚洲中纬度区域有冷异常,且冷异常中心分布在欧洲(图 14)。在表面这两个位相于东欧平原与西西伯利亚地区都表现出强大的正异常高压,不同之处是 270°位相的正异常偏

西,范围与强度都要大于 180°位相(图 15)。对应 180°位相的表面冷异常中心在亚洲区域,270°位相的表面冷异常偏西集中在乌拉尔山与欧洲区域(图 15)。由此也可以看出,由 CVEOF1 四个位相

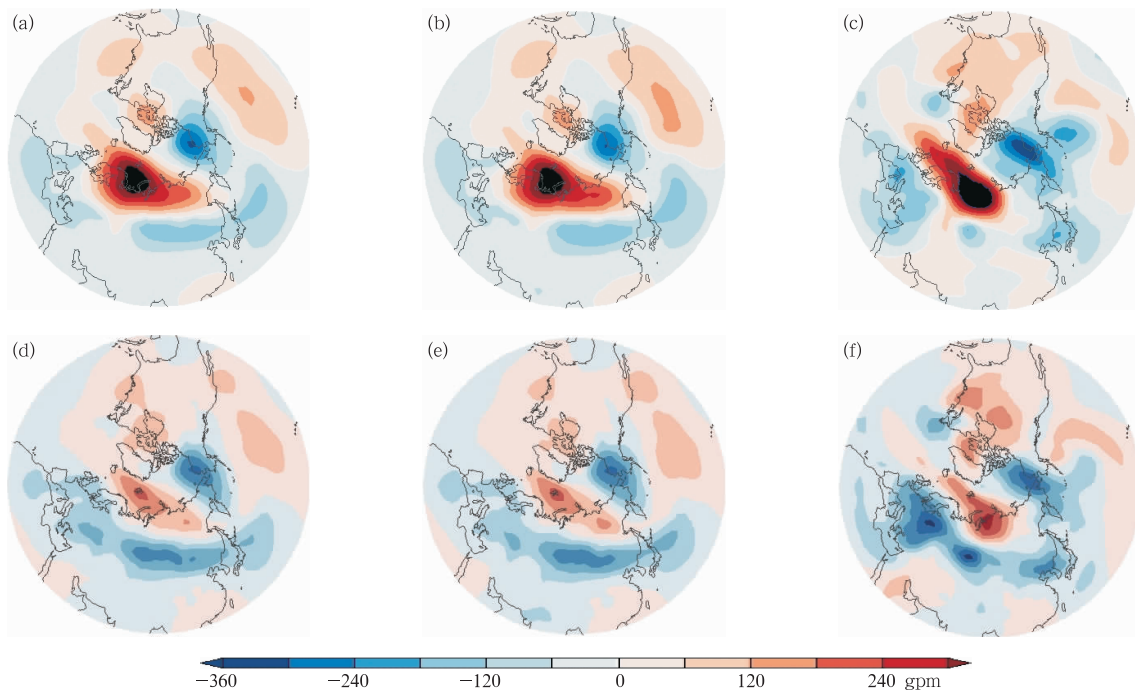


图 14 同图 11, 但为 2012 年 1 月 26 日至 2 月 1 日

Fig. 14 Same as Fig. 11, but for the period from 26 January to 1 February 2012

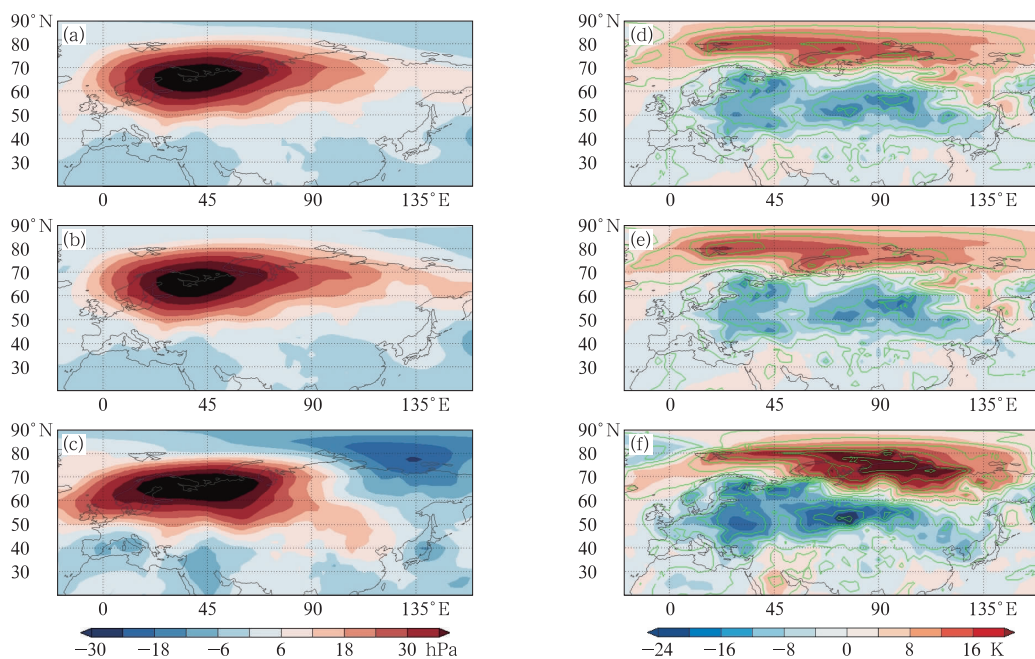


图 15 同图 12, 但为 2012 年 1 月 26 日至 2 月 1 日

Fig. 15 Same as Fig. 12, but for the period from 26 January to 1 February 2012

合成得到的天气型,能够将实际的大气环流异常分型,更很好地将欧亚大陆大范围持续的冷事件表现出来。

5 结论和讨论

本文主要利用 CVEOF 方法,分析了自 1979—2016 年间 37 个冬季共 3330 d 对流层中层 500 hPa 欧亚大陆盛行天气型的主要时空变化特征,与其对近年来北极对流层中、低层增暖异常与北极海冰减少的可能联系,并得出以下结论:(1) CVEOF1 解释了总异常动能的 15.82%,其两个子模态空间型分别表现为三极子型(0° 和 180° 位相)和偶极子型(90° 和 270° 位相)。(2) 对于由 CVEOF1 四个位相合成得到的四种盛行天气型,其中 180° 和 270° 位相天气型发生时,冬季北极对流层中、低层异常偏暖,有利于暖北极-冷欧亚的大气环流形势,对应前期秋季巴伦支海海域以东到波弗特海海域的海冰密集度偏少。(3) 180° 和 270° 位相天气型的发生频次在 20 世纪 90 年代后逐渐增多, 0° 和 90° 位相的发生频次逐渐减少。这也对应了近年来北极增暖,冬季欧亚大陆极端天气事件频发的趋势。(4) 对于冬季频发的极端天气事件,以 2005/2006 年冬季,2011/2012 年冬季来说,在这两年冬季冷事件过程中, 180° 和 270° 位相天气型的发生频次明显偏多,占了大部分的天数。(5) 根据 CVEOF1 四个不同位相分别合成 2005/2006 年冬季,2011/2012 年冬季异常低温时段(2005 年 12 月 8—12 日、2006 年 1 月 30 日至 2 月 2 日、2012 年 1 月 18—22 日和 2012 年 1 月 26 日至 2 月 1 日)的天气型。由此合成得到较冷日的天气型与实况相近,可以将欧亚大陆大范围持续冷事件很好的表现出来。(6) 总体来说,秋季巴伦支海海域以东到波弗特海海域的 SIC 偏少,冬季北极对流层中、低层异常偏暖, 180° 和 270° 位相天气型盛行,可能是冬季极端天气事件频发的影响因素。

本文的研究结果也与 Wu et al(2013),Wu (2017)描述的前期秋季北极海冰减少,有利于暖北极-冷欧亚的大气环流盛行相一致。但本文进一步研究了北极增暖与冬季欧亚大陆盛行天气型的联系。此外,所用的资料 ERA-interim 与关注的层次 500 hPa 都和 Wu et al(2013)是不同的。北极增暖对中高纬天气气候产生影响的机制复杂,影响因素颇多(司东等,2016;王东阡等,2015)。并且中高纬

天气和气候也受到诸多其他因素调制(何立富等,2009;李维京等,2013;陈文等,2013;王林和陈文,2014;李清泉等,2015;张人禾等,2016;宋文玲和袁媛,2017),例如太平洋年代际振荡 PDO、大西洋年代尺度震荡 AMO,以及 ENSO 等。因此本文只是提出了冬季北极对流层中、低层异常偏暖与欧亚大陆盛行天气型之间的可能联系,而其中具体的影响机理以及盛行天气型与其他因素之间的关系,则需要进一步的探究。

致谢:感谢欧洲中期天气预报中心提供的再分析资料。感谢英国大气数据中心提供的北极海冰密集度资料。

参考文献

- 陈文,魏科,王林,等,2013. 东亚冬季风气候变异和机理以及平流层过程的影响[J]. 大气科学, 37(2): 425-438. Chen W, Wei K, Wang L, et al, 2013. Climate variability and mechanisms of the East Asian winter monsoon and the impact from the stratosphere[J]. Chinese J Atmos Sci, 37(2): 425-438(in Chinese).
- 何立富,许爱华,陈涛,2009. “泰利”台风低压大暴雨过程冷空气与地形的作用[J]. 气象科技, 37(4): 385-391. He L F, Xu A H, Chen T, 2009. Cold air activities and topographic forcing in severe torrential rainfall in landing typhoon depression (Tailim)[J]. Meteor Sci Technol, 37(4): 385-391(in Chinese).
- 黄嘉佑,李庆祥,2015. 气象数据统计分析方法[M]. 北京:气象出版社, 374-377. Huang J Y, Li Q X, 2015. Methods for Statistical Analysis of Meteorological Data[M]. Beijing: China Meteorological Press, 374-377(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[J]. 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[J]. Chinese J Atmos Sci, 37(4): 863-872 (in Chinese).
- 李清泉,王安乾,周兵,等,2015. 2014 年全球重大天气气候事件及其成因[J]. 气象, 41(4): 497-507. Li Q Q, Wang A Q, Zhou B, et al, 2015. Global major weather and climate events in 2014 and the possible causes[J]. Meteor Mon, 41(4): 497-507 (in Chinese).
- 李维京,李怡,陈丽娟,等,2013. 我国冬季气温与影响因子关系的年代际变化[J]. 应用气象学报, 24(4): 385-396. Li W J, Li Y, Chen L J, et al, 2013. Inter-decadal variability of the relationship between winter temperature in China and its impact factors[J]. J Appl Meteor Sci, 24(4): 385-396 (in Chinese).
- 刘炯,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[J]. 气象学报, 71(2): 275-285. Liu G, Song W L, Zhu Y F, 2013. A statistical prediction method for an East Asian winter monsoon index reflecting winter temperature changes over the Chinese mainland[J]. Acta Meteor Sin, 71(2): 275-285(in Chinese).

- 司东,马丽娟,王朋岭,等,2016. 2015/2016 年冬季北极涛动异常活动及其对我国气温的影响[J]. 气象,42(7):892-897. Si D, Ma L J, Wang P L, et al, 2016. Anomalous activity of arctic oscillation in winter 2015/2016 and its impact on temperature in China[J]. Meteor Mon, 42(7):892-897(in Chinese).
- 宋文玲,袁媛,2017. 强厄尔尼诺背景下 2015/2016 年冬季气候预测的不确定性分析[J]. 气象,43(10):1249-1258. Song W L, Yuan Y, 2017. Uncertainty analysis of climate prediction for the 2015/2016 winter under the background of super El Nino event[J]. Meteor Mon, 43(10):1249-1258(in Chinese).
- 王东阡,崔童,司东,等,2015. 2014/2015 年东亚冬季风活动特征及其可能成因分析[J]. 气象,41(7):907-914. Wang D Q, Cui T, Si D, et al, 2015. Features and possible causes for East Asian winter monsoon in 2014/2015[J]. Meteor Mon, 41(7):907-914(in Chinese).
- 王林,陈文,2014. 21 世纪初东亚冬季风的年代际增强及其成因[J]. 科学通报,59(19):1905. Wang L, Chen W, 2014. The East Asian winter monsoon: re-amplification in the mid-2000s[J]. Chinese Sci Bull, 59(19):1905(in Chinese).
- 张人禾,张若楠,左志燕,2016. 中国冬季积雪特征及欧亚大陆积雪对中国气候影响[J]. 应用气象学报,27(5):513-526. Zhang R H, Zhang R N, Zuo Z Y, 2016. An overview of wintertime snow cover characteristics over China and the impact of Eurasian snow cover on Chinese climate[J]. J Appl Meteor Sci, 27(5):513-526(in Chinese).
- Allen R J, Zender C S, 2011. Forcing of the Arctic oscillation by Eurasian snow cover[J]. J Climate, 24(24):6528-6539.
- Barnes E A, Dunn-Sigouin E, Masato G, et al, 2014. Exploring recent trends in Northern Hemisphere blocking[J]. Geophys Res Lett, 41(2):638-644.
- Blume C, Matthes K, 2012. Understanding and forecasting polar stratospheric variability with statistical models[J]. Atmos Chem Phys, 12(13):5691-5701.
- Brink K H, Muench R D, 1986. Circulation in the point conception-Santa Barbara channel region[J]. J Geophys Res, 91(C1):877-895.
- Cohen J, Jones J, Furtado J, et al, 2013. Warm arctic, cold continents; a common pattern related to Arctic sea ice melt, snow advance, and extreme winter weather[J]. Oceanography, 26(4):150-160.
- Cohen J, Screen J A, Furtado J C, et al, 2014. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather[J]. Nat Geosci, 7(9):627-637.
- Croci-Maspoli M, Davies H C, 2009. Key dynamical features of the 2005/06 European winter[J]. Mon Wea Rev, 137(2):664-678.
- Feng Chuan, Wu B Y, 2015. Enhancement of winter arctic warming by the Siberian high over the past decade[J]. Atmos Oceanic Sci Lett, 8(5):257-263.
- Fletcher C G, Hardiman S C, Kushner P J, et al, 2009. The dynamical response to snow cover perturbations in a large ensemble of atmospheric GCM integrations[J]. J Climate, 22(5):1208-1222.
- Folland C K, Parker D E, Scaife A A, et al, 2006. The 2005/06 winter in Europe and the United Kingdom: Part 2 — prediction techniques and their assessment against observations[J]. Weather, 61(12):337-346.
- Francis J A, Vavrus S J, 2012. Evidence linking arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes[J]. Geophys Res Lett, 39(6):L06801.
- Honda M, Inoue J, Yamane S, 2009. Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters[J]. Geophys Res Lett, 36(8):L08707.
- Huth R, Beck C, Philipp A, et al, 2008. Classifications of atmospheric circulation patterns[J]. Ann NY Acad Sci, 1146(1):105-152.
- Inoue J, Hori M E, Takaya K, 2012. The role of barents sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-arctic cold-Siberian anomaly[J]. J Climate, 25(7):2561-2568.
- Jaiser R, Dethloff K, Handorf D, et al, 2012. Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation[J]. Tellus, 64(1):11595.
- Jaiser R, Dethloff K, Handorf D, 2013. Stratospheric response to Arctic sea ice retreat and associated planetary wave propagation changes[J]. Tellus, 65(1):19375.
- Kaihatu J M, Handler R A, Marmorino G O, et al, 1998. Empirical orthogonal function analysis of ocean surface currents using complex and real-vector methods[J]. J Atmos Ocean Technol, 15(4):927-941.
- Kim B M, Son S W, Min S K, et al, 2014. Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss[J]. Nat Commun, 5:4646.
- Kundu P K, Allen J S, 1976. Some three-dimensional characteristics of low-frequency current fluctuations near the Oregon coast[J]. J Phys Oceanogr, 6(2):181-199.
- Kyselý J, Huth R, 2006. Changes in atmospheric circulation over Europe detected by objective and subjective methods[J]. Theor Appl Climatol, 85(1-2):19-36.
- Liu J P, Curry J A, Wang H J, et al, 2012. Correction for Liu et al., Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall[J]. Proc Natl Acad Sci U S A, 109(17):6781-6783.
- Luo D H, Cha J, Zhong L H, et al, 2015. A nonlinear multiscale interaction model for atmospheric blocking: The eddy-blocking matching mechanism[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 140(683):1785-1808.
- Luo D H, Xiao Y Q, Yao Y, et al, 2016. Impact of Ural blocking on winter warm Arctic-cold Eurasian anomalies. Part I: blocking-induced amplification[J]. J Climate, 29(11):3925-3947.
- Luo D H, Yao Y, Feldstein S B, 2014. Regime transition of the North Atlantic oscillation and the extreme cold event over Europe in January–February 2012[J]. Mon Wea Rev, 142(12):4735-4757.
- Nakamura T, Yamazaki K, Iwamoto K, et al, 2016. The stratospheric pathway for Arctic impacts on midlatitude climate[J]. Geophys Res Lett, 43(7):3494-3501.
- Overland J, Francis J A, Hall R, et al, 2015. The melting Arctic and

- midlatitude weather patterns; are they connected? [J]. *J Climate*, 28(20):7917-7932.
- Park T W, Jeong J H, H C H, et al, 2008. Characteristics of atmospheric circulation associated with cold surge occurrences in East Asia; a case study during 2005/06 winter[J]. *Adv Atmos Sci*, 25(5):791-804.
- Peings Y, Saint-Martin D, Douville H, 2012. A numerical sensitivity study of the influence of Siberian snow on the northern annular mode[J]. *J Climate*, 25(2):592-607.
- Petoukhov V, Rahmstorf S, Petri S, et al, 2013. Quasiresonant amplification of planetary waves and recent Northern Hemisphere weather extremes[J]. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 110(14):5336-5341.
- Petoukhov V, Semenov V A, 2010. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents [J]. *J Geophys Res*, 115(D21):D21111.
- Ruggieri P, Buizza R, Visconti G, 2016. On the link between Barents-Kara sea ice variability and European blocking[J]. *J Geophys Res*, 121(10):5664-5679.
- Ruggieri P, Kucharski F, Buizza R, et al, 2017. The transient atmospheric response to a reduction of sea-ice cover in the Barents and Kara seas[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 143(704):1632-1640.
- Sato K, Inoue J, Watanabe M, 2014. Influence of the Gulf Stream on the Barents Sea ice retreat and Eurasian coldness during early winter[J]. *Environ Res Lett*, 9(8):084009.
- Screen J A, Simmonds I, 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification [J]. *Nature*, 464(7293):1334-1337.
- Screen J A, Simmonds I, 2013. Exploring links between Arctic amplification and mid-latitude weather[J]. *Geophys Res Lett*, 40(5):959-964.
- Semenov V A, Latif M, 2015. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012[J]. *Environ Res Lett*, 10(5):054020.
- Smedsrud L H, Esau I, Ingvaldsen R B, et al, 2013. The role of the Barents sea in the Arctic climate system[J]. *Rev Geophys*, 51(3):415-449.
- Sun L T, Deser C, Tomas R A, 2012. Mechanisms of stratospheric and tropospheric circulation response to projected Arctic sea ice loss[J]. *J Climate*, 28(19):7824-7845.
- Tang Q H, Zhang X J, Yang X H, et al, 2013. Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss[J]. *Environ Res Lett*, 8(1):014036.
- Tveito O E, Huth R, Beck C, et al, 2011. COST733-harmonisation and applications of weather types classifications for European regions[C]. Berlin; EMS/ECAC.
- Vihma T, 2014. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate; a review[J]. *Surv Geophys*, 35(5):1175-1214.
- Walsh J E, 2014. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes[J]. *Glob Planet Change*, 117:52-63.
- Walsh J E, Overland J E, Groisman P Y, et al, 2011. Ongoing climate change in the Arctic[J]. *AMBIO*, 40(S1):6-16.
- Wang L, Lu M M, 2017. The East Asian winter monsoon [M] // Chang C P, Kuo H C, Lau N C, eds. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. World Scientific:51-61.
- Wu B Y, 2017. Winter atmospheric circulation anomaly associated with recent Arctic winter warm anomalies [J]. *J Climate*, 30(21):8469-8479.
- Wu B Y, Handorf D, Dethloff K, et al, 2013. Winter weather patterns over Northern Eurasia and Arctic sea ice loss[J]. *Mon Wea Rev*, 141(11):3786-3800.
- Wu B Y, Overland J E, D'Arrigo R, 2012. Anomalous Arctic surface wind patterns and their impacts on September sea ice minima and trend[J]. *Tellus A*, 64(1):18590.
- Wu B Y, Walsh J, Liu J P, et al, 2014. Dominant patterns of winter Arctic surface wind variability[J]. *Adv Polar Sci*, 25(4):246-260.
- Wu B Y, Wang J, 2002. Winter Arctic oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon[J]. *Geophys Res Lett*, 29(19):3-1-3-4.
- Wu B Y, Wang J, Walsh J E, 2006a. Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion[J]. *J Climate*, 19(2):210-225.
- Wu B Y, Yang K, Francis J A, 2016. Summer Arctic dipole wind pattern affects the winter Siberian High[J]. *Int J Climatol*, 36(13):4187-4201.
- Wu B Y, Zhang R H, D'Arrigo R, 2006b. Distinct modes of the East Asian winter monsoon[J]. *Mon Wea Rev*, 134(8):2165-2179.
- Zhang P F, Wu Y T, Smith K L, 2018. Prolonged effect of the stratospheric pathway in linking Barents-Kara Sea sea ice variability to the midlatitude circulation in a simplified model[J]. *Climate Dyn*, 50(1-2):527-539.