

范可, 刘辉. 2013. 近百年东亚冬季气温及其大气环流变化型态 [J]. 大气科学, 37 (2): 383–394, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12305. Fan Ke, Liu Hui. 2013. Winter temperature over East Asia and atmospheric circulation patterns in the last 100 years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 383–394.

近百年东亚冬季气温及其大气环流变化型态

范可^{1,2} 刘辉^{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 中国科学院东亚区域气候—环境重点实验室, 北京 100029

3 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 利用最新 20 世纪近百年再分析气象资料, 研究近百年东亚冬季气温变化型及其相关的大气环流型态。结果表明近百年内东亚冬季气温主要有两种变化型: 第一是东亚西南与东北相反气温变化型, 表现在 40°N 以南及 105°E 以西地区 (西南地区) 气温变化与 40°N 以北及 105°E 以东地区 (东北地区) 变化相反; 第二是 40°N 以南气温一致变化型。与第一种气温变化型耦合的大气模态是 500 hPa 欧亚型遥相关、西伯利亚高压及北大西洋涛动。当欧亚型遥相关负位相, 北大西洋涛动正位相及西伯利亚高压减弱时, 有利于蒙古和我国 105°E 以东的区域增温而我国西南地区和青藏高原降温, 反之亦然。第二种气温变化型耦合大气模态是 500 hPa 西太平洋型遥相关, 北太平洋涛动。当西太平洋型遥相关及北太平洋涛动处于正位相时 (北太平洋北负南正), 东亚 40°N 以南地区增温, 东亚 40°N 以北地区降温。耦合的大气模态的型态差异, 影响各阶段气温的年际变化。近一百年中, 欧亚型遥相关和北大西洋涛动在 1984~2010 期间的型态最显著, 是 20 世纪 80 年代东亚显著增暖的原因之一。研究还发现 20 世纪中期后东亚气温的年际变化与极地环流的变化联系紧密, 表现在西伯利亚高压范围东扩并与极地环流联系, 也是近百年气温趋势上升的一个原因。

关键词 近百年东亚冬季气温变化型 大气环流型态 气候增暖

文章编号 1006-9895(2013)02-0383-12

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12305

Winter Temperature over East Asia and Atmospheric Circulation Patterns in the Last 100 Years

FAN Ke^{1,2} and LIU Hui^{1,3}

1 Nansen-Zhu International Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for East Asia, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Two patterns of winter temperature variability over East Asia and their association with the atmospheric circulation patterns for the last 100 years are documented based on the 20th century reanalysis datasets. In one pattern, the changes in temperature over the southwest of East Asia (south of 40°N and west of 105°E) are opposite to those over northeastern East Asia (north of 40°N and east of 105°E). The other pattern is characterized by consistent changes in temperature over East Asia south of 40°N. The Eurasian atmospheric circulation teleconnection pattern, the North Atlantic Oscillation (NAO), and the Siberian high are associated with the first type of East Asian temperature variability. The

收稿日期 2012-10-1, 2012-10-10 收修定稿

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA05090426, 全球变化研究国家重大科学研究计划 2010CB950304, 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

作者简介 范可, 女, 研究员, 1971 年出生, 从事气候变化及气候预测。E-mail: fanke@mail.iap.ac.cn

Eurasian pattern in a negative phase at 500 hPa, the NAO in a positive phase, and a weaker Siberian high are favorable for an increase in winter temperature over Mongolia and east of 105°E in China (Southwest China and the Tibetan Plateau), and vice versa. The western Pacific pattern (WP) at 500 hPa and the North Pacific Oscillation (NPO) correspond to the second type of East Asian temperature variability pattern. When WP and NPO were in a positive phase (negative values in the north and positive values in the south of the Pacific Ocean), the winter temperatures over the area south of 40°N in East Asia increased (decreased). The differences in the spatial pattern of the atmospheric modes can impact on the winter East Asian temperature interannual variability. During the last 100 years, the Eurasian pattern and the NAO were most notable during 1984–2010, contributing to the rapid warming over East Asia after the 1980s. We also found that the correlation between the East Asian winter temperature variability and polar circulation has increased since the middle of the 20th century and that the eastward extending Siberian high has a strong link to the polar circulation, which could also be responsible for the warming over East Asia during the last 100 years.

Keywords East Asia winter temperature variation in the last 100 years, Atmospheric circulation pattern, Climate warming

1 引言

温度变化是全球气候变化中重要的基础性的问题。我国科学家利用近 50 年的大气资料开展我国气温变化的气候成因研究, 取得很多研究成果, 如研究北太平洋涛动 (NPO) (Li and Li, 2000; 郭冬和孙赵渤, 2004; 李勇等, 2007; 周波涛等, 2008; 王林等, 2011)、北极涛动 (AO) (龚道溢和王绍武, 1999; 任菊章等, 2003; Wang and Sun, 2009)、北大西洋涛动 (NAO) (武炳义和黄荣辉, 1999; Sun et al., 2008)、南极涛动 (AAO) (Fan and Wang, 2004; Wang and Fan, 2005; 范可和王会军, 2006)、亚洲太平洋涛动 (APO) (赵平等, 2008) 以及 ENSO (龚道溢和王绍武, 1999; 王会军和贺圣平, 2012) 等对我国气温变化影响。但是, 这些基于 50 年资料的研究结果有很大的不确定性, 特别是在近百年内变化规律并不清楚。近几十年来, 我国科学家分别采用不同的资料、站点和方法分别建立近百年的中国气温序列, 为气候变化研究提供非常重要依据和基础 (林学椿等, 1995; 王绍武等, 1998; 唐国利等, 2009; 等等)。总体来说, 我国近百年地面平均气温的变化与全球和北半球变化很相似 (Wang et al., 2012)。唐国利等 (2009) 系统地对比分析了多条中国近百年温度曲线, 发现大多数曲线显示近百年气温变暖的趋势和 20 世纪 20~40 年代和 80 年代以来的增暖, 但在 1950 以前各条气温曲线具有非常大差异。

20 世纪中国变暖趋势的检测和归因研究表明 (江志红等, 1997; 赵宗慈等, 2005; 姜大膀和王会军, 2005), 导致 20 世纪后 50 年的变暖可能与太阳活动、火山活动、人类活动以及自然变率有关,

但是目前气候模式及各种可能因子的分析仍然具有很大大不确定性。大气环流是天气和气候形成和演变的基本原因之一。龚道溢和王绍武 (1999) 利用近百年海平面气压资料, 给出了近百年 NAO、NPO 及 ENSO 对北半球影响的空间分布特征, 他们研究表明这些大气涛动可以解释 70 年代后期加速增暖的很大一部分方差, 研究还表明北半球冬季气温及我国冬季气温的长期变化与北半球海平面的基本态的变化有关 (施能等, 2000)。这些研究都是针对海平面气压研究而高空的大气遥相关对近百年气温影响如何, 至今并不清楚。

近年, 美国国家大气海洋局 (NOAA) 为了从历史的角度考察长期的大气环流模式变化, 利用最先进的同化资料并结合观测资料, 提供了一套从地面到高空 20 世纪大气再分析资料, 弥补 20 世纪前 50 年资料的不足。本文中, 我们利用这套资料研究我国近百年气温变化型及其相关的海平面和 500 hPa 大气环流型态, 为东亚气候近百年变暖成因的认识提供基础。

2 资料和方法

本文中所用的地表面气温、高度场、气压场、风场均取自 NOAA 提供 20 世纪大气再分析资料, 时间长度 1890~2010 年。采用经验正交函数 (EOF)、奇异值分解 (SVD) 方法研究近百年气温和大气主要模态的时空特征及二者关系。EOF 方法目的是要揭示单独场的时空结构, 其功能是从气象变量场的资料中识别出主要的相互正交的空间分布型, 寻找空间型的原则是使得这些空间型为基向量展开该场时, 场的总误差方差达到最小, 或使得空间型和时间系数表示出的场的方差达到最大。

SVD 是用来寻找两个场之间的相互联系。它以最大协方差为基础展开, 模态异性相关系数分布型表示左(右)场的展开系数所反映的右(左)场时间变化程度大小的分布, 显著相关区则代表了两气候场相互影响的关键区。

近百年(1890~2010 年)东亚(15°N~55°N, 70°E~140°E)冬季(12 月至次年 2 月)陆表面气温 EOF 第一模态显示青藏高原和东亚其他区域变化相反(图略), 因此, 去除青藏高原区域(25°N~38°N, 80°E~130°E)及海洋格点, 选取东亚其他区域平均冬季气温绘制东亚陆表面气温标准化指数序列(图 1)。图中可见, 近百年东亚区域气温呈现年际和年代际变化, 总体表现上升的趋势, 尤其是 80 年代后气温变暖更为显著, 这与前人的研究一致。唐国利等(2009)研究表明在 20 世纪 20~40 年代不同资料得到中国气温的结果差异比较大。因此, 我们抛开 20 世纪 20~40 年代, 选取以下三个时段开展研究, 第一时段 1890~1920 年为冷期, 定义第二时段 1948~1983 年为次暖期, 第三时段 1984~2010 年为暖期, 这三段标准化气温平均值分别是-0.278, 0.101, 0.841。大气模态的型态用大气模态显著相关的范围和中心强度表示。

首先, 我们揭示近百年内与东亚气温变化耦合的大气模态特征; 其次, 揭示分别与三个关键时期内与气温耦合的大气模态及型态; 最后, 通过三个关键时段内东亚气温年际变化合成分析, 揭示其年际变化的大气模态及型态, 进而揭示近百年东亚气温变化的大气环流成因。

3 近百年内与东亚气温耦合的大气模态

我们以东亚区域的表面气温为左场, 分别以冬季北半球 20°N 以北海平面气压(简称 SLP)场和 500 hPa 高度场为右场, 时间长度 1890~2010 年(121 年), 开展气温—SLP 及气温—500 hPa 高度场的 SVD 分析, 由于前两个 SVD 的模态累计方差达到了 80%以上, 因此我们选取前两个模态分析结果。

近百年内气温—500 hPa 高度场的 SVD 第一模态(图 2a, b), 能够解释 61.6%协方差, 在气温场 SVD1 中(图 2a), 我国大部分地区是显著正相关, 而青藏高原, 西南和华南沿海是显著负相关, 500 hPa 高度场上西欧为显著正相关, 乌拉尔山是显著正相关, 从巴尔喀什湖、贝加尔湖一直到东北亚是显著正相关, 欧亚中高纬呈现显著正、负、正相关中心的负 EU 型的遥相关(图 2b)。说明 500 hPa 高度场 EU 遥相关是影响近百年内中国气温变化的主要大气模态, 当 EU 负位相时, 西欧槽变浅, 乌拉尔山脊减弱, 东亚大槽较浅, 将不利于极地冷空气南下入侵到 105°E 以东的地区, 东亚 40°N 以北及 105°E 以东气温增加, 而青藏高原和西南气温降低。中国气温场和 500 hPa 高度场时间系数在 1890~2010 年相关系数高达 0.77, 反映两个场高度的耦合性。500 hPa 高度场 SVD 时间系数显示(图 2c), 第一时段冷期(1890~1920 年)期间 EU 遥相关主要以负位相为主(标准化平均绝对值 0.198),

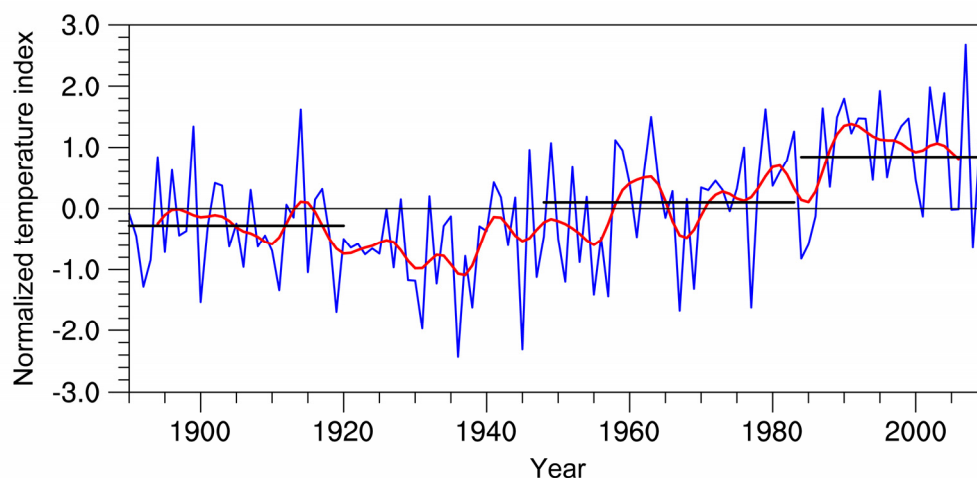


图 1 1890~2010 年东亚(不包含青藏高原)标准化冬季陆表面气温序列(蓝线)、9 年低通滤波(红线)以及 1890~1920 年、1948~1983 年、1984~2010 年的标准化平均值(三条黑色线)

Fig. 1 Time series of normalized winter land surface temperature index over East Asia (excluding the Tibetan Plateau), 9-year running temperature index (red curve), period averaged values (black solid) of this temperature index for 1890~1920, 1948~1983, 1984~2010, respectively

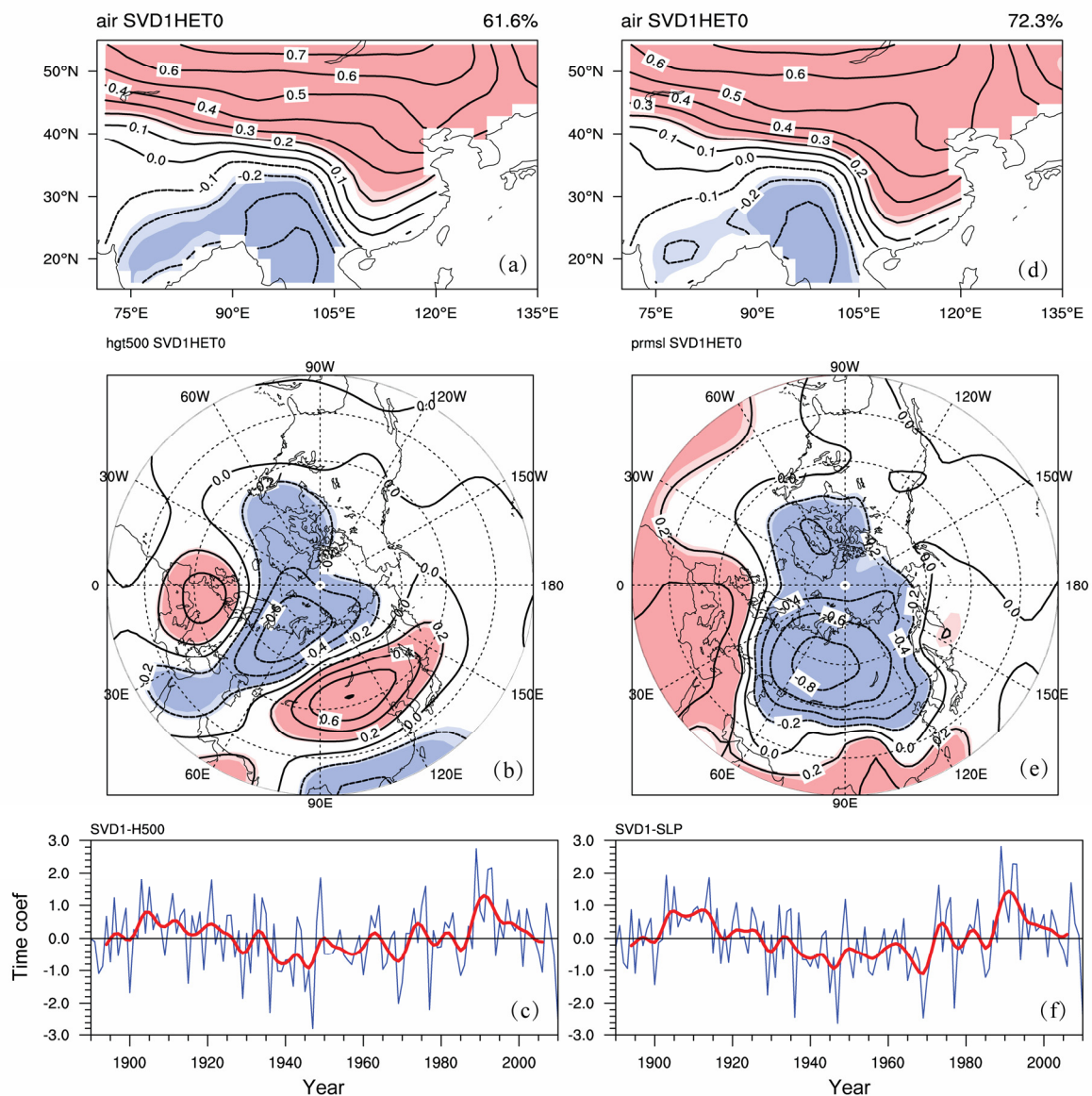


图2 (a, b, c) 1890~2010年气温与500 hPa高度场SVD的第一模态(SVD1): (a)左异类与(b)右异类相关系数, (c)右奇异向量对应的时间系数(红色)和9年低通滤波(蓝色); (d, e, f)同(a, b, c), 但为气温与海平面气压(SLP)的SVD1。阴影区表示通过95%信度检验区域

Fig. 2 The spatial and temporal patterns of SVD1 (first SVD mode) (a, b, c) between temperature and geopotential height at 500 hPa (T-H500), and (d, e, f) between temperature and sea level pressure (SLP) (T-SLP) during 1890–2010, respectively: (a, d) The left heterogeneous correlations; (b, e) the right heterogeneous correlations; (c, f) series of time coefficients of right components of singular vector SVD1 (blue) and their 9-year running curves (red). Shadings indicate statistical significance at 95% level

第二时段次暖期(1948~1983年)期间主要以正位相为主(标准化平均绝对值0.08),第三时段暖期(1984~2010年)期间EU平均为负位相(标准化平均绝对值0.214),由此可见,第三阶段暖期EU强度最强。

气温—SLP SVD的第一模态(图2d),解释72%协方差。第一模态显示了我国北方和东部地区大范围的气温上升,与之耦合的SLP场上30°N以北的欧亚大陆及格陵兰岛、巴伦支海地区气压显著

负相关,而30°N以南北大西洋、南亚及西太平洋为显著的正相关,体现正位相的北大西洋涛动(NAO)以及减弱西伯利亚高压(图2e)。气温—SLP SVD的第一模态之间时间相关系数是0.74。SLP的SVD第一模态近百年的时间系数显示(图2f),第一阶段冷期是NAO正位相及西伯利亚高压减弱(标准化平均绝对值0.272),第二时段是NAO负位相及西伯利亚高压加强(标准化平均绝对值0.252),第三阶段是正NAO及西伯利亚高压减弱

(标准化平均绝对值 0.324), NAO 及西伯利亚高压强度在第三阶段最强。

在气温—500 hPa 高度场 SVD 第二模态的气温场中(图 3a)解释 20%协方差, 40°N 以南为负相关。高度场中(图 3b), 北半球从低纬到高纬呈现负、正、负遥相关型, 太平洋地区呈现显著太平洋西部型遥相关(WP)负位相, 表现为鄂霍次克海地区显著的正相关和南部太平洋西岸的负相关的跷跷板结构(北正南负), 近百年内 SVD 第二模态气温—高度场之间的相关系数达到 0.73, 两者高度耦合。近百年内, 第一阶段主要是 WP 正位相(标准化平均绝对值 0.073), 第二阶段主要 WP 负位相(标准化平均绝对值是 0.276), 第三阶段 WP 正位

相(标准化平均绝对值是 0.18)(图 3c)。WP 型的遥相关强度在第二阶段次暖期中最强。当 WP 型呈现北正南负时(负位相), 北太平洋中纬度西风减弱, 由于东亚大槽南部为负高度异常, 大槽容易伸展至较低纬度, 同时西太平洋气旋性环流西边的偏北气流加强东亚沿岸的偏北风。与此同时, 东亚大陆是冷性的高压异常, 加强冷空气南下影响我国 40°N 以南区域。当 WP 型呈现北负南正时(正位相)时, 反之。

气温—SLP SVD 的第二模态, 解释 12.4%协方差(图 3d)。SLP 场上, 欧亚大陆大范围及太平洋高纬是显著的正相关, 北太平洋中低纬度是显著正相关, 这样的气压场的异常配置反映西伯利亚高压

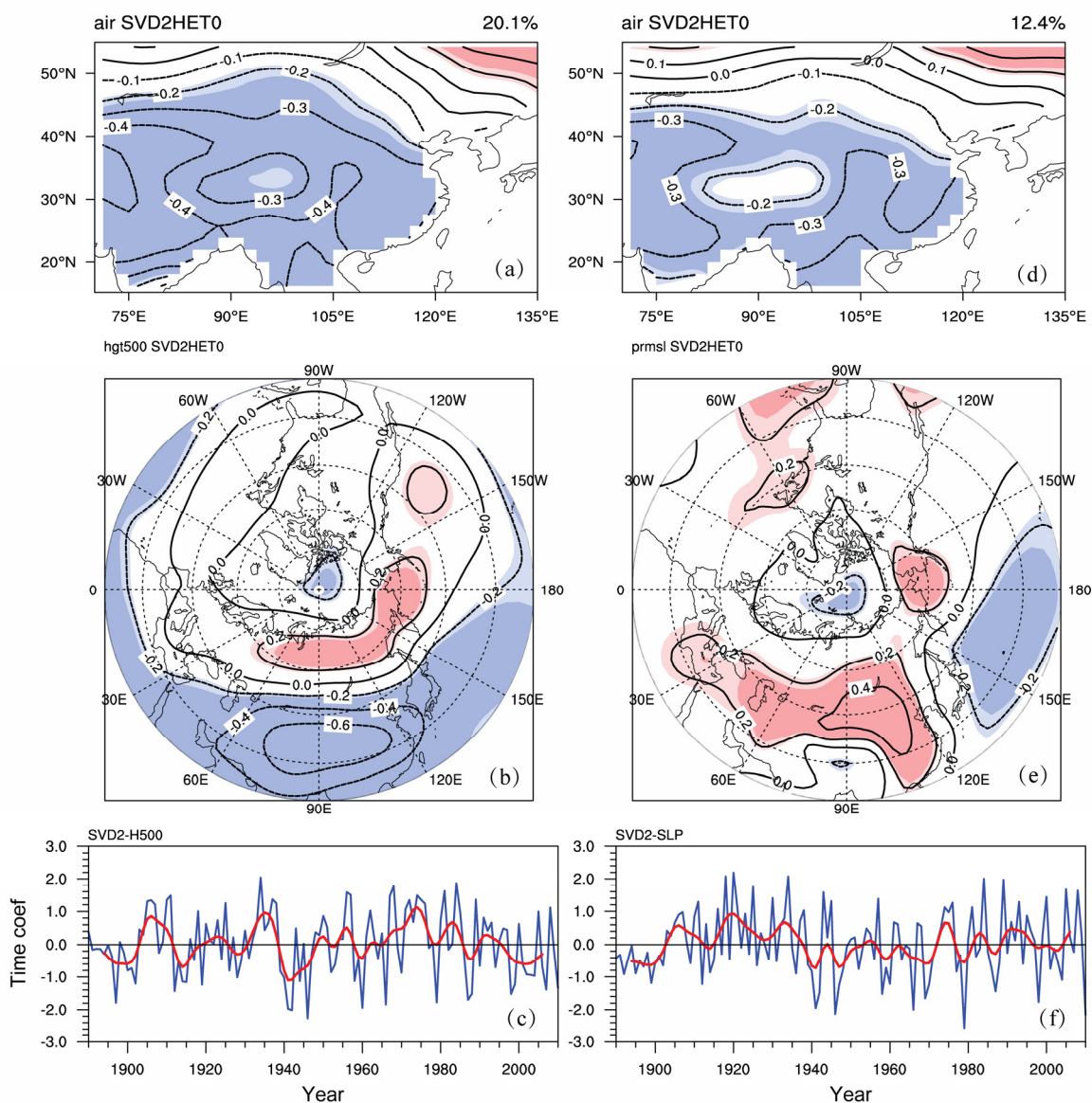


图3 同图2, 但为第二模态(SVD2)

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for SVD2 (second SVD mode)

加强和负位相的北太平洋涛动 NPO (北正南负) 会导致我国 40°N 以南区域气温降低 (图 3e)。气温—SLP SVD 的第二模态之间时间相关系数是 0.78, 二者高度耦合。耦合大气模态近百年的时间系数显示 (图 3f), 第一阶段 NPO 负位相 (标准化平均绝对值 0.012), 第二阶段是 NPO 正位相 (标准化平均绝对值 0.151), 第三阶段是 NPO 负位相 (标准化平均值 0.091)。显然, 第二阶段大气模态强度最强。

以上分析表明近百年与我国冬季气温耦合的 SLP 和 500 hPa 高度场具有两种大气环流模态, 一种是以高空 EU 型遥相关以及海平面西伯利亚高压和北大西洋涛动 NAO 为主, 对应东亚西南—东北呈相反变化的气温型; 另一种是以高空 WP 遥相关、NPO 以及东亚大陆和太平洋间的纬向气压梯度为主, 对应东亚 40°N 以南地区气温型。第一种耦合大气模态的解释方差和影响范围都远大于第二种大气环流耦合模态。

4 三个关键时段内的耦合大气模态的型态

去除近百年气温变暖的趋势后, 我们进一步比较这三个关键时段内耦合的大气模态的型态。第一时段内 (图 4), 气温—500 hPa 高度场 SVD 第一模态 (图 4a, b), 解释 60% 方差。当 500 hPa 高度场呈现负 EU 型遥相关, 蒙古及我国大部分地区增暖, 相对于近百年耦合模态而言 (图 2b), 负 EU 型型态弱, 其相关范围小, 强度弱。相应地, 气温—SLP 的 SVD 第一模态 (图 4e, f), 解释 62% 的方差, 较近百年相应耦合模态而言 (图 2d), 西伯利亚高压型态弱, 显著负相关范围减小。气温—500 hPa 高度场 SVD 第二模态 (图 4c, d), 解释 16% 方差, 对应 40°N 以南降温, 亚洲中低纬 500 hPa 高度场是显著负异常。同时, 气温—SLP SVD 第二模态显示 (图 4g, h), 东亚大陆是正气压异常和太平洋气压负异常, NPO 模态不显著。以上表明, EU 型的遥相关和西伯利亚高压的型态在第一时段最弱。

在第二阶段 (1948~1983 年) (图 5), 气温—500 hPa 高度场 SVD 第一模态解释 43% 方差, 对应第一种气温变化型, 500 hPa 高度场依然是负 EU 型遥相关 (图 5a, b), 其型态较第一阶段加强。相应的气温—SLP 的 SVD 第一模态, 解释 51% 方差, 表明西伯利亚高压减弱和北太平洋中纬度气压加强, 西伯利亚高压的型态较第一阶段加强 (范围明显东

扩), 但较近百年相应耦合模态而言 (图 2e), 欧亚及北大西洋中低纬地区没有出现大范围气压加强, 表明 NAO 型态较弱。

在气温—500 hPa 高度场 SVD 第二模态, 解释 18% 方差, 与我国南方地区气温变冷的 500 hPa 高度场形势负位相 WP 型遥相关显著 (图 5d); 同时 SLP 上呈现西伯利亚高压加强和 NPO 负位相 (图 5h)。WP 型及 NPO 的型态在第二阶段加强。

在第三阶段 (1984~2010 年) (图 6), 气温—500 hPa 高度场 SVD 第一模态, 解释 69% 方差, 对应与我国大部分气温增暖, 500 hPa 高度场是负 EU 型遥相关型态非常显著, 表现在各相关中心的范围显著增大 (图 6a, b)。相应地, 气温—SLP 的 SVD 第一模态, 解释 76% 方差, 显示西伯利亚及北大西洋极地是显著负相关, 欧亚大陆中低纬至西太平洋地区气压显著正相关区域, 欧亚大陆及太平洋地区中高纬间南北向气压梯度加强, 纬向环流加强, NAO 的型态显著 (图 6, f)。气温—500 hPa SVD 第二模态 (协方差平方和比是 19%), 对应着我国 40°N 以南气温增暖, 亚洲及太平洋地区是显著的正相关, WP 遥相关不显著 (图 6c, d)。同时 SLP 上呈现西伯利亚高压减弱和北太平洋高压加强, NPO 不显著 (图 6g, h)。

以上分析表明, 耦合大气模态的型态在三个阶段具有差异。与第一种气温变化型相关的 EU 型遥相关及 NAO 型态在第三阶段最显著, 各显著相关中心范围最大, 但在第一阶段型态最弱。与第二种气温变化型相关的 WP 型遥相关及 NPO 在第二阶段型态最显著。西伯利亚高压位置和影响范围在三个阶段发生变化, 第一阶段主体位置在贝加尔湖以西, 自第二阶段起向东和向极扩展, 并与极地环流联系密切。

5 三个关键时段内气温年际变化的成因

为了进一步揭示典型时段影响气温年际变化的大气环流成因, 我们分别挑选三个阶段东亚气温正异常年 (大于 0.5 个标准差) 和负异常年 (小于 -0.5 标准差) 作组合分析 (图 1)。第一阶段 1890~1920 年, 气温正异常年份, 500 hPa 上的高度场呈现显著负 EU 型的遥相关 (图略)。相应地, 850 hPa 风场在 $45^{\circ}\text{N}\sim 90^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 是显著气旋性环流异常控制, 它将极地冷空气阻隔在 45°N 以北区域及 90°E 以西区域, 这个气旋性环流东侧到

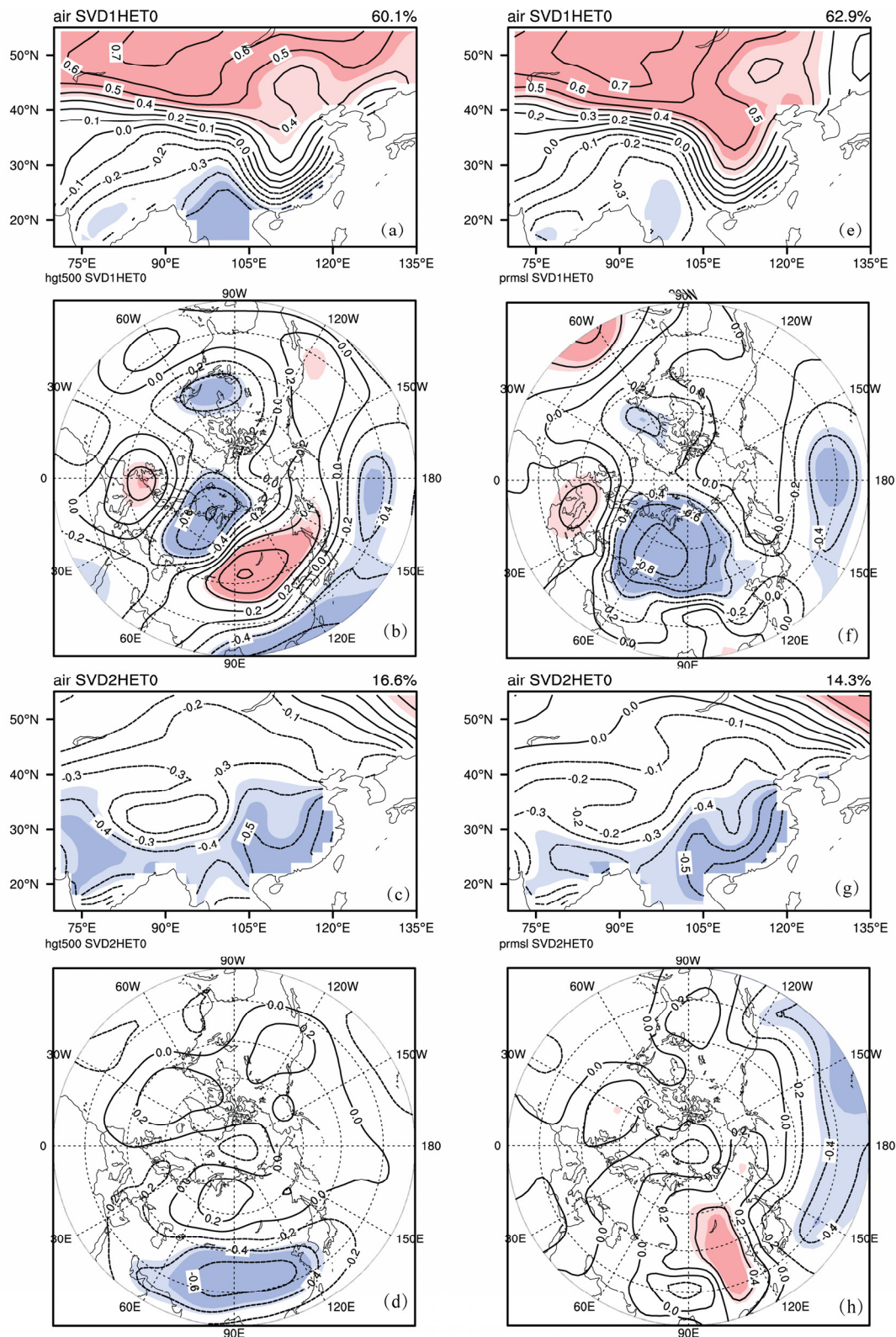


图4 1890~1920年气温场与500 hPa高度场(左)和海平面气压SLP(右)的SVD的(a, b, e, f)第一(SVD1)及(c, d, g, h)第二(SVD2)模态空间分布:(a, c, e, g)左异类相关系数;(b, d, f, h)右异类相关系数。阴影区表示通过95%信度检验区域

Fig. 4 The spatial patterns of (a, b, e, f) SVD1 and (c, d, g, h) SVD2 between temperature and geopotential height at 500 hPa (left), and between temperature and SLP (right) during 1890–1920: (a, c, e, g) left heterogeneous correlations; (b, d, f, h) right heterogeneous correlations. Shadings indicate statistical significance at 95% level

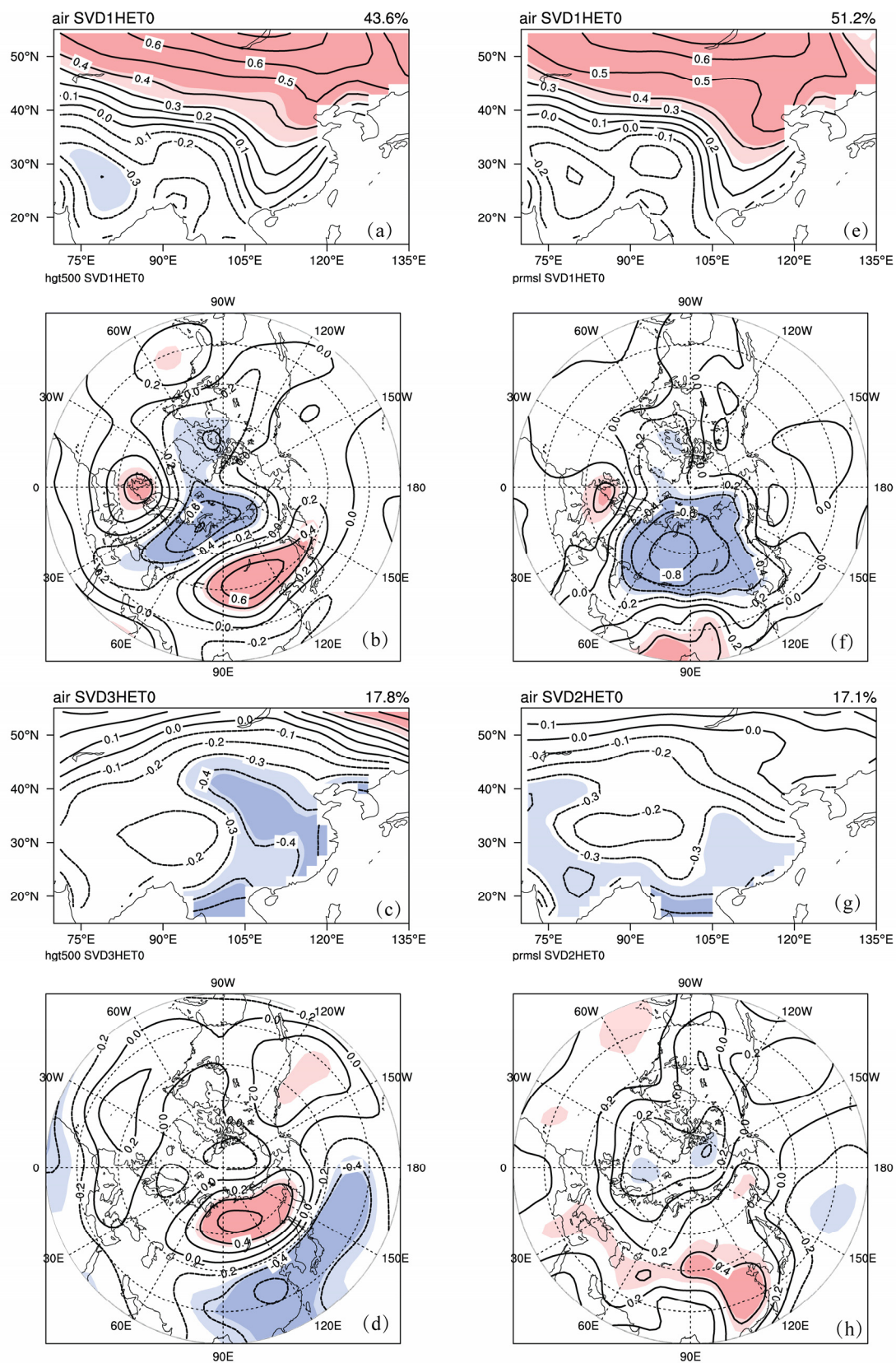


图5 同图4, 但为1948~1983年

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for 1948-1983

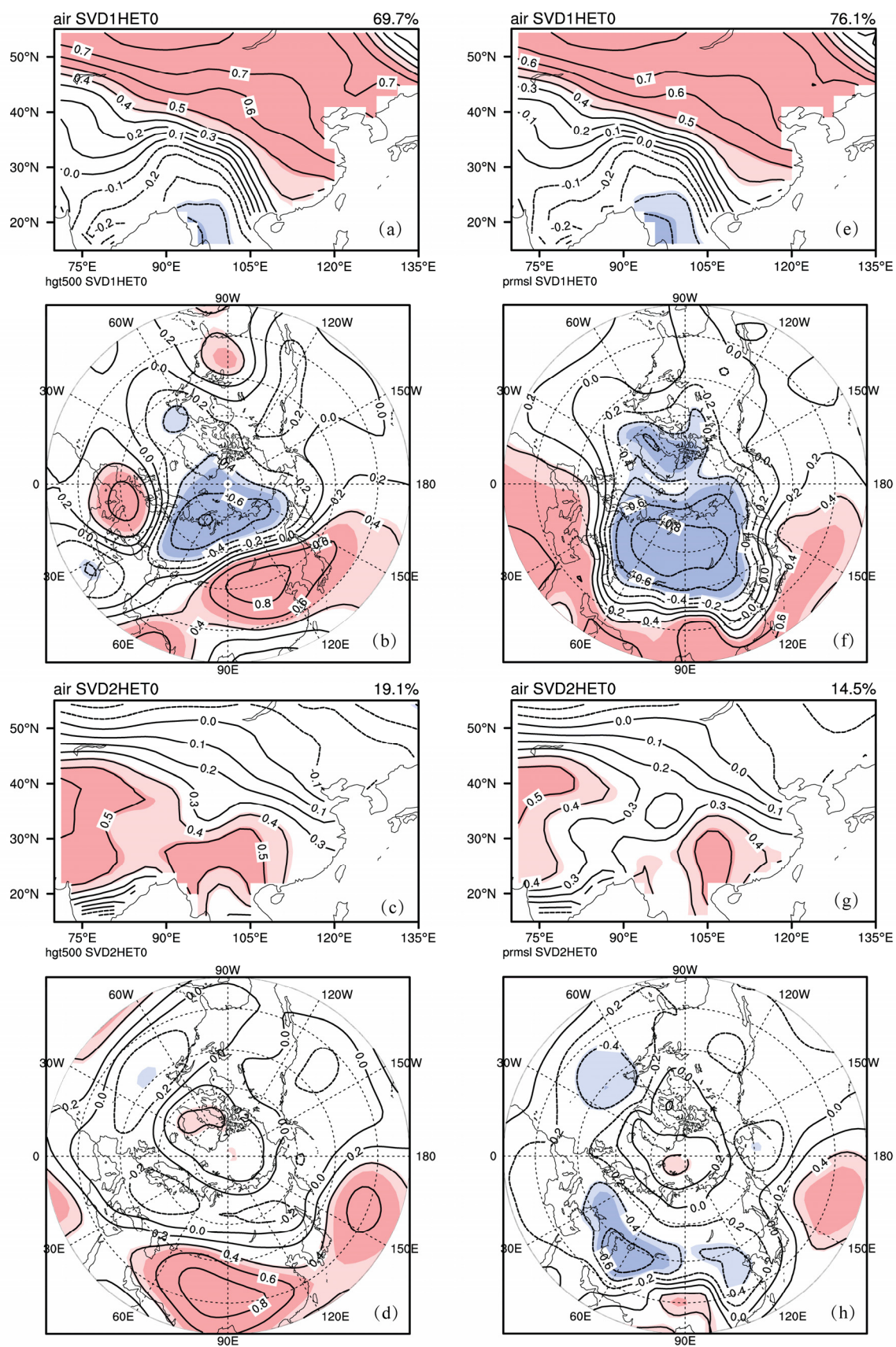


图 6 同图 4，但为 1984~2010 年

Fig. 6 Same as Fig. 4, but for 1984-2010

东北亚是反气旋性环流异常,我国华北到东北被反气旋性环流控制(图 7a),气温上升。同时 SLP 上西伯利亚高压显著减弱,其主体位置在贝加尔湖以

西,冷空气主体偏西(图 6c)。以上环流形势有利与极地冷空气偏北(45°N 以北)且偏西(贝加尔湖以西)活动,我国 105°E 大部地区为反气旋性环流

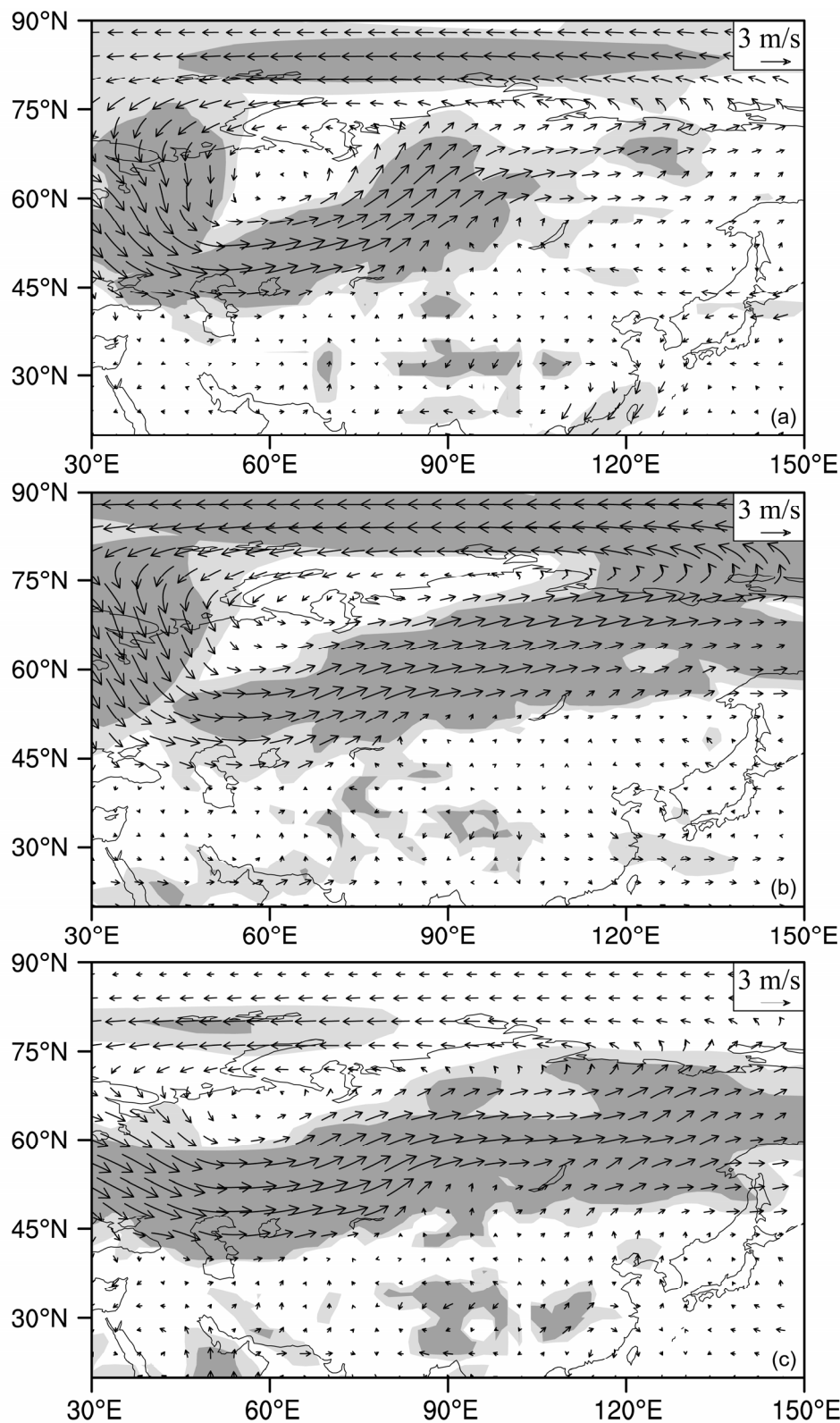


图 7 850 hPa 风差异场(高气温异常年—低气温异常年): (a) 1890~1920 年; (b) 1948~1983 年; (c) 1984~2010 年。阴影表示通过 95% 信度检验区域
Fig. 7 Differences in wind at 850 hPa between high temperature years and low temperature years (high minus low) during the periods (a) 1890~1920, (b) 1948~1983, and (c) 1984~2010. Shadings indicate statistical significance at 95% level

异常控制, 气温增暖。

第二阶段次暖期 1948~1983 年期间, 气温正异常年份中, 500 hPa 上的高度场仍然呈现显著的负 EU 型遥相关, 较第一阶段, 乌拉尔山负距平范围显著扩大, 其负距平中心强度明显加深。850 hPa 风场上乌拉尔山附近气旋环流范围较第一阶段显著向东扩至北太平洋沿岸并与极地东风异常联系更为显著, 气旋性环流范围是 45°N~90°N, 30°E~150°E (图 7b); 对应着 SLP 上, 整个西伯利亚地区和北冰洋地区呈现显著的气压负异常。以上大气环流形势表明, 第二阶段影响我国冷空气范围东扩并与极地环流联系紧密。

第三阶段 1984~2010 年, 气温正异常年份, 500 hPa 上的高度场负 EU 型遥相关型态最显著, 相关中心范围在三个阶段最大和强度最强。850 hPa 风场, 60°N 欧亚纬向西风加强, 较前两阶段平直 (图 7c)。对应 SLP 气压场上, NAO 的纬向模态显著。

6 结论

近百年内东亚冬季气温主要有两种变化型, 一种是西南—东北相反的变化型, 第二种是 40°N 以南一致的变化型。影响第一种变化气温型的大气模态是 EU、NAO 及西伯利亚高压; 影响第二种变化气温型的大气模态是 WP 和 NPO 及东亚大陆和太平洋纬向气压梯度。

以上耦合的大气模态的型态在三个阶段内具有差异, 影响各阶段气温的年际变化。EU 遥相关和 NAO 的型态在第三阶段最显著, 可能是近百年 20 世纪 80 年代显著增暖的原因之一。20 世纪中期后, 西伯利亚高压范围开始东扩并与极地环流联系紧密, 表明 20 世纪中期后东亚气温的变化与极地环流的变化联系更为密切, 可能是 20 世纪中期后东亚气温上升的一个原因。然而, 大气模态的型态变化成因及其与气温相互关系还需要深入研究。

参考文献 (References)

Fan K, Wang H J. 2004. Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L10201, doi: 10.1029/2004GL019465.

范可, 王会军. 2006. 南极涛动的年际变化及其对东亚冬春季气候的影响 [J]. *中国科学 (D)*, 36 (4): 385–391. Fan Ke, Wang Huijun. 2006. Interannual variability of Antarctic Oscillation and its influence on East Asian climate during boreal winter and spring [J]. *Science in China (Series D Earth Science)*, 49 (5): 554–560.

龚道溢, 王绍武. 1999. 大气环流因子对北半球气温变化影响的研究 [J]. *地理研究*, 18 (1): 31–38. Gong Daoyi, Wang Shaowu. 1999. Influence of atmospheric oscillations on northern hemispheric temperature [J]. *Geographical Research (in Chinese)*, 18 (1): 31–38.

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]. *南京气象学院院报*, 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.

姜大膀, 王会军. 2005. 20 世纪后期东亚夏季风年代际减弱的自然属性 [J]. *科学通报*, 50 (20): 2256–2262. Jiang Dabang, Wang Huijun. 2005. Natural interdecadal weakening of East Asian summer monsoon in the late 20th century [J]. *Chinese Science Bulletin*, 50 (17): 1923–1929.

江志红, 丁裕国, 金莲姬. 1997. 中国近百年气温场变化成因的统计诊断分析 [J]. *应用气象学报*, 8 (2): 174–185. Jiang Zhihong, Ding Yuguo, Jin Lianji. 1997. Statistic diagnostic analysis of cause for the changes of China's temperature field during the last 100 years [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 8 (2): 174–185.

Li C Y Li G L. 2000. The NPO/NAO and interdecadal climate variation in China [J]. *Advance in Atmospheric Science*, 17 (4): 555–561.

林学椿, 于淑秋, 唐国利. 1995. 中国近百年温度序列 [J]. *大气科学*, 19 (5): 525–534. Lin Xuecun, Yu Shuqiu, Tang Guoli. 1995. Series of average air temperature over China for the last 100-year period [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 19 (5): 525–534.

李勇, 何金海, 姜爱军, 等. 2007. 冬季西太平洋遥相关型的环流结构特征及其与我国冬季气温和降水的关系 [J]. *气象科学*, 27 (2): 119–125. Li Yong, He Jinhai, Jiang Aijun, et al. 2007. Circulation structure features of western Pacific teleconnection pattern in winter and their relation with China's temperature and precipitation in winter [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 27 (2): 119–125.

任菊章, 据建华, 赵刚. 2003. 亚洲冬季地表气温与北半球海平面气压场的关系 [J]. *气候与环境研究*, 8 (4): 436–441. Ren Juzhang, Ju Jianhua, Zhao Gang. 2003. Relation between the winter surface air temperature fields in Asia and the Northern Hemisphere sea level pressure [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 8 (4): 436–441.

施能, 邓自旺, 潘薇娟, 等. 2000. 北半球冬季海平面气压场的气候基本态与气候变率特征及其影响的初步研究 [J]. *大气科学*, 24 (6): 795–803. Shi Neng, Deng Ziwan, Pan Weijuan, et al. 2000. A preliminary study of the northern winter SLP climate base state and its climate variability and effects [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 24 (6): 795–803.

Sun J Q, Wang H J, Yuan W. 2008. Decadal variations of the relationship between the summer North Atlantic Oscillation and middle East Asian air temperature [J]. *J. Geophys. Res.*, 113: D15107, doi: 10.1029/2007JD009626.

唐国利, 丁一汇, 王绍武. 2009. 中国近百年温度曲线的对比分析 [J]. *气候变化研究进展*, 5 (2): 71–78. Tang Guoli, Ding Yihui, Wang Shaowu. 2009. Comparative analysis of the time series of surface air

- temperature over China for the last 100 years [J]. *Advance in Climate Research* (in Chinese), 5 (2): 71–78.
- Wang H J, Fan K. 2005. Central-North China precipitation as reconstructed from the Qing dynasty: Signal of the Antarctic Atmospheric Oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32: L24705, doi: 10.1029/2005GL024562.
- 王会军, 贺圣平. 2012. ENSO 和东亚冬季风之关系在 20 世纪 70 年代中期之后的减弱 [J]. *科学通报*, 57 (19): 1713–1718. Wang Huijun, He Shengping. 2012. Weakening relationship between East Asian winter monsoon and ENSO after mid-1970s [J]. *Chinese Science Bulletin*, 57 (27): 3535–3540, doi: 10.1007/s11434-012-5285-x.
- Wang H J, Sun J Q. 2009. Variability of Northeast China river break-up date [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 26 (4): 701–706.
- Wang H J, Sun J Q, Chen H P, et al. 2012. Extreme climate in China: Facts, simulation and projection [J]. *Meteorologische Zeitschrift*, 21: 279–304, doi: 10.1127/0941-2948/2012/0330.
- 王林, 陈文, 冯瑞权, 等. 2011. 北太平洋涛动的季节演变及其与我国冬春气候异常的联系 [J]. *大气科学*, 35 (3): 393–402. Wang Lin, Chen Wen, Feng Ruiquan, et al. 2011. The seasonal march of the North Pacific Oscillation and its association with the interannual variations of China's climate in boreal winter and spring [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 35 (3): 393–402.
- 王绍武, 叶瑾琳, 龚道溢, 等. 1998. 近百年中国年气温序列的建立 [J]. *应用气象学报*, 9 (4): 392–401. Wang Shaowu, Ye Jinglin, Gong Daoyi, et al. 1998. Construction of mean annual temperature series for the last one hundred years in China [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 9 (4): 392–401.
- 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 (6): 641–651. Wu Bingyi, Huang Ronghui. 1999. Effect extreme of North Atlantic Oscillation on East Asian winter monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 23(6): 641–651.
- 赵宗慈, 王绍武, 徐影, 等. 2005. 近百年我国地表气温趋势变化的可能原因 [J]. *气候与环境研究*, 10 (4): 808–817. Zhao Zongci, Wang Shaowu, Xu Ying, et al. 2005. Attribution of the 20th century climate warming in China [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 10 (4): 808–817.
- 周波涛, 王会军, 崔绚. 2008. Hadley 环流与北太平洋涛动的显著关系 [J]. *地球物理学报*, 51 (4): 999–1006. Zhou Botao, Wang Huijun, Cui Xuan. 2008. Significant relationship between Hadley circulation and North Pacific Oscillation [J]. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 51 (4): 999–1006.
- 赵平, 陈军明, 肖栋, 等. 2008. 夏季亚洲—太平洋涛动与大气环流和季风降水 [J]. *气象学报*, 66 (5): 716–729. Zhao Ping, Chen Junming, Xiao Dong, et al. 2008. Summer Asian–Pacific oscillation and its relationship with atmospheric circulation and monsoon rainfall [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (5): 716–729.