

晏红明, 王灵, 李蕊. 1—3 月欧亚大陆热力变化及其与中国降水的关系. 应用气象学报, 2016, 27(2): 209-219.
doi:10.11898/1001-7313.20160209

1—3 月欧亚大陆热力变化及其与中国降水的关系

晏红明^{1)*} 王 灵²⁾ 李 蕊¹⁾

¹⁾(云南省气候中心, 昆明 650034) ²⁾(云南省气象局, 昆明 650034)

摘 要

利用 1979—2011 年 NCEP/NCAR 再分析资料、我国 160 个站降水和气温资料, 分析欧亚大陆热力变化特征, 其在冬季和春季的气候变率最明显, 且南北区域呈反相差异。在此基础上, 探讨 1—3 月欧亚大陆热力差异与中国降水异常的关系, 欧亚大陆正(负)热力差异年, 1—3 月华南、西南至河套西部地区降水偏多(少)明显, 后期夏季多雨带位于长江中下游地区(华南地区)。大气环流异常特征显示: 1—3 月欧亚大陆南北热力差异与同期北极涛动(AO)、东亚大槽、东亚高空急流等大尺度大气环流, 以及后期东亚高空急流、南亚高压、低层季风环系异常的密切相关是欧亚大陆热力变化与中国降水联系的可能途径。

关键词: 欧亚大陆; 1—3 月地面温度; 中国降水; 年际变化

引 言

海洋和大陆热力差异的季节性变化是影响季风产生及其强弱变化的关键因子^[1-4], 其中, 大陆热力状况作为影响季风活动的一个重要因素, 其异常必然会通过影响海陆热力差异, 对高、低层大气环流、季风活动和气候异常有显著影响。欧亚大陆为全球最大的陆地面积, 同时青藏高原大地形冬、夏季的不同冷热源作用在欧亚大陆上的叠加, 更增强了欧亚大陆影响的复杂性和重要性, 研究欧亚大陆下垫面热力变化特征及影响, 对于探讨气候异常的成因机制具有非常重要的意义。

土壤温度、地表温度和积雪等要素在很大程度上可以表征陆地下垫面的热力变化, 这些要素与大气环流、气温和降水之间的响应关系较复杂, 在气候变化中的作用不可忽视。南海季风区的地面气温和中南半岛地区的感热加热作用与南海季风的爆发和维持联系密切, 感热加热对西太平洋副热带高压首先在中南半岛上空断裂及南海夏季风爆发有重要的触发作用^[5-6]。前期不同区域地面气温与后期中国

降水变化存在密切联系, 李跃凤等^[7]研究表明, 春季亚洲大陆地表温度与后期夏季华北地区降水呈负相关, 而春、夏季热带非洲地表温度与夏季长江流域降水呈显著正相关。积雪和雪盖的高反射率对地面加热影响较大, 陈海山等^[8]研究表明, 冬季欧亚大陆积雪与东亚冬季风和我国冬季的气候密切联系; 武炳义等^[9]也发现, 9 月欧亚大陆北部边缘海冰变化与冬季西伯利亚高压呈显著负相关。

与海洋相比, 尽管陆地热容量较小, 前期陆地热力异常对后期气候的滞后影响却不容忽视。汤懋苍等^[10-12]明确指出, 同一地区冬季地温异常与后期降水变化有关, 冬季地温异常可作为汛期降水预测的重要参考依据。Grimn 等^[13]研究发现, 南美季风区晚春地面温度变化与该地区夏季风峰值降水呈明显的负相关。文献^[14-15]也指出, 冬季亚洲大陆东北亚和南亚地面温度的反位相变化差异与夏季东亚季风活动和中国降水联系密切。

冬季和春季分别是积雪和融雪的两个关键时段, 这两个时段欧亚大陆地面热力变化对气候异常有十分重要的作用。另外, 由于青藏高原大地形的热力影响, 使欧亚大陆热力异常的影响问题变得更

2015-07-27 收到, 2015-11-24 收到再改稿。

资助项目: 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206017), 国家重点基础研究发展计划(2013CB430202), 国家自然科学基金项目(41575097)

* email: y-hm@netease.com

加复杂。金燕等^[16]发现,冬、春季,欧亚大陆南北部地区的热力变化存在明显的反相特征,而目前对这种反相热力对比与大气环流变化的联系及其对后期气候的影响还未进行深入研究。赵勇等^[17]研究也发现,5月青藏高原和其北部区域地表温度的异常存在较大尺度的热力对比,该热力对比与夏季中高纬度对流层中高层的西风气流有重要影响,并通过影响夏季西风气流的影响,导致西太平洋副热带高压的南北移动,进而影响东亚夏季风环流和江淮流域降水。Li等^[18]的研究就发现,亚洲夏季风的建立及其年际变化与5—6月青藏高原南部对流层上层经向温度梯度的反转有关。晏红明等^[19]的研究也表明,初夏印度半岛陆面的迅速增温引起大气强感热加热,并通过影响其与印度洋之间海陆热力差异的变化,影响初夏和夏季高、低层季风环流异常。由此可见,欧亚大陆下垫面热力状况在气候异常中起着十分重要的作用,进一步研究欧亚大陆热力变化特征及其与大气环流和气候异常的关系,对于提高气候预测准确率,做好防灾减灾工作具有重要意义。

1 资料和方法

很多研究表明,20世纪70年代气候系统发生了明显的年代际转折^[20-23],为了使研究尽量不受年代际变化的影响,本文选取1979—2011年NCEP/NCAR月平均再分析资料^[24],包括温度场、高度场和风场,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$;1979—2011年中国160个气象观测站逐月降水资料。

分析方法采用经验正交函数分解(EOF)、相关

分析、合成分析等诊断方法,显著性检验采用 t 检验方法。

2 1—3月欧亚大陆下垫面热力变化特征

气象要素的均方差分析可以客观反映该要素年际和季节变化比较明显的区域。对全球大陆不同季节地面气温的均方差分析表明,欧亚大陆地面气温的气候变率存在明显的区域差异和季节差异:①欧亚大陆北部和北美大陆北部地面气温的变率最明显,而南部地区特别是 40°N 以南区域地面气温的变率较小,南北区域的气候变率存在明显差异;②气候变率冬季最大,春季次之,秋季和夏季最弱。由1979—2011年1—3月欧亚大陆地面气温的均方差分布(图略)可知,欧亚大陆北部地面气温的气候变率较明显,特别在俄罗斯中部的贝加尔湖附近,而南部区域地面气温的气候变率较小。鉴于欧亚大陆地面气温变化的区域差异和季节差异特征,冬春季欧亚大陆特别是欧亚大陆北部下垫面热力变化在气候异常中的作用值得关注。在短期气候预测业务中,一般3月底发布汛期6—8月的气候趋势预测,为了获取离汛期最近的陆面热力变化的信息,使本文的研究成果在短期气候预测业务中起到更好的参考作用,主要针对1—3月欧亚大陆的热力变化进行研究,该时段欧亚大陆热力因子季节变率最大。

对1979—2011年1—3月欧亚大陆地面气温的经验正交函数分解(图1)表明,1—3月占总方差贡献51%的欧亚大陆地面气温主模态空间分布(EOF1)表现出明显的南北差异特征,欧亚大陆北部

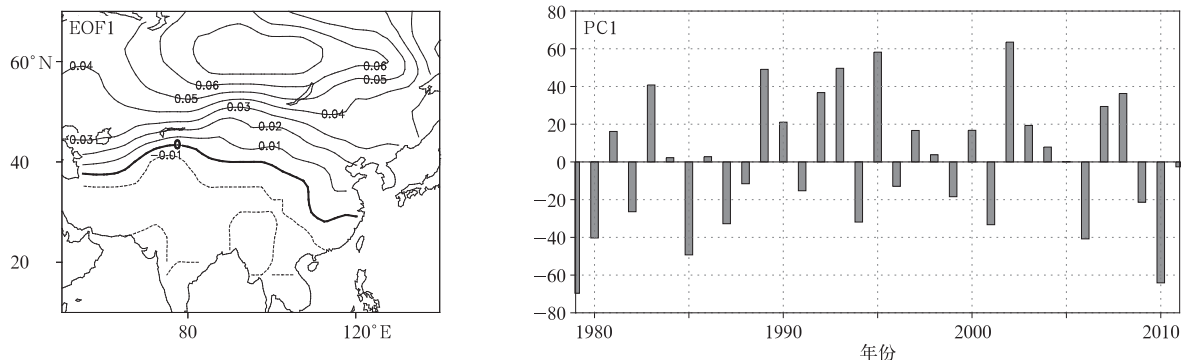
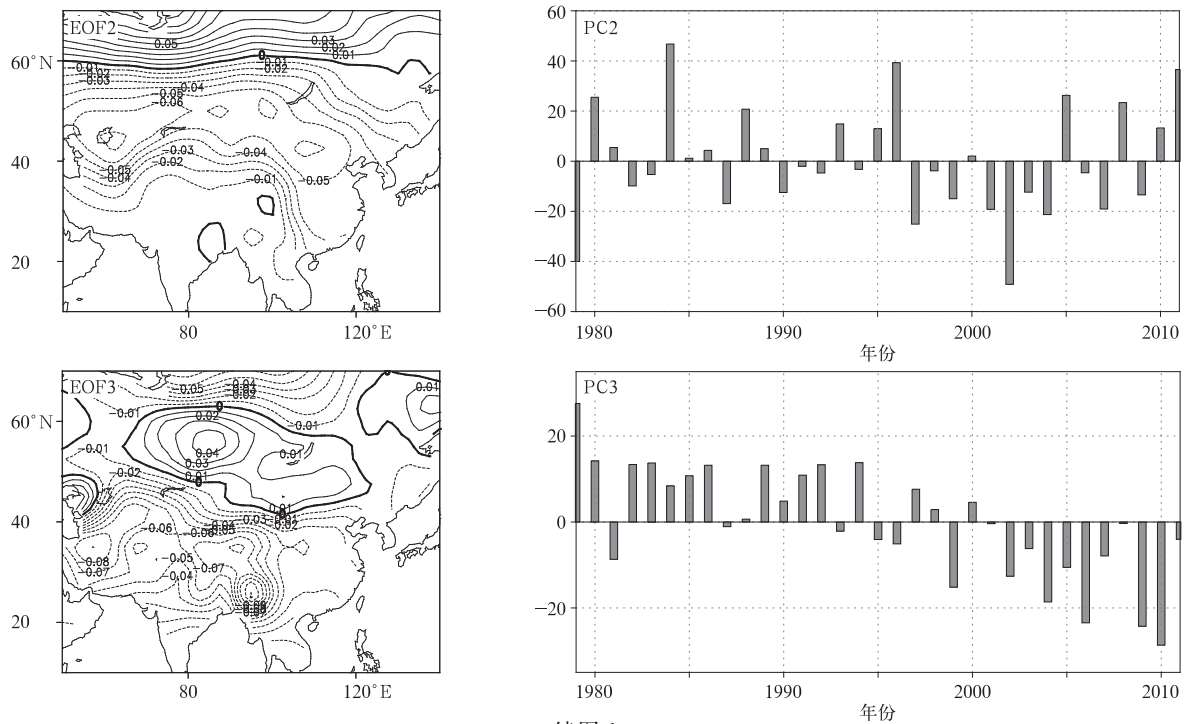


图1 1979—2011年1—3月欧亚大陆地面气温经验正交函数分解
Fig. 1 EOF patterns of surface temperature over Eurasia and their temporal coefficient from Jan to Mar during 1979—2011



续图 1

和南部的地面气温呈明显的反相变化,其分界的平均位置在 40°N 附近,这一结果与沈学顺等^[25]、郑旭程等^[26]和金燕等^[16]对冬季地面气温的分析结果基本一致,相应第1模态时间系数(PC1)的变化表明,这种热力差异主要呈现出年际变化的特征。占总方差贡献 20%的第 2 模态空间分布(EOF2)同样反映了欧亚大陆南北差异特征,但南北差异的分界位置明显偏北,位于 60°N 附近,与第 1 模态之间的相互独立性也非常好,两者之间的相关不到 0.001,相应的时间系数同样反映了年际变化特征。第 3 模态空间分布(EOF3)仅占总方差贡献的 7%,主要反映了欧亚大陆中部与南部和北部区域热力变化差异特征,该模态相应时间系数(PC3)的年代际变化非常明显。

3 1—3 月欧亚大陆热力变化与我国降水的关系

根据 1—3 月欧亚大陆地面气温经验正交函数分解第 1 模态的时间系数(PC1)变化,选取标准化时间系数大于 0.8 或小于 -0.8 的年份为典型正、负热力差异位相年,正位相包括 1983,1989,1992,1993,1995,2002,2007,2008 年,表示欧亚大陆南冷北暖的热力差异;负位相包括 1979,1980,1985,1987,1994,2001,2006,2010 年,表示欧亚大陆南暖北冷的热力差异。

图 2 为正、负位相年 1—3 月欧亚大陆地面气温

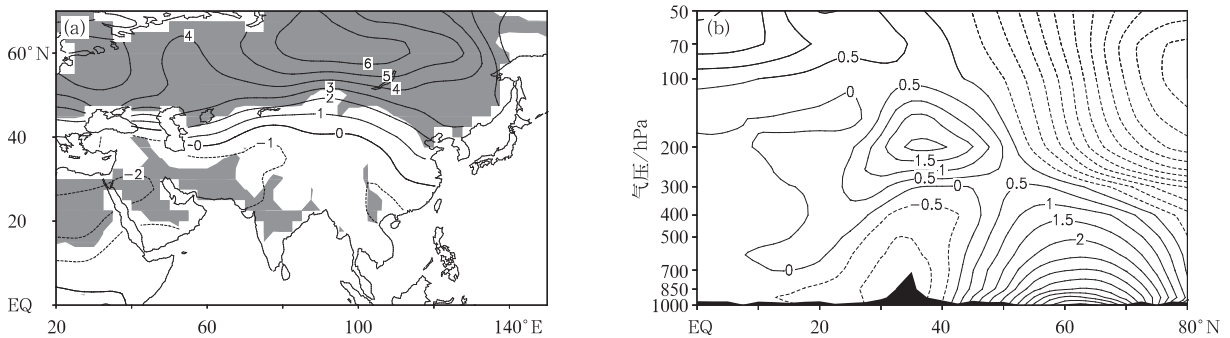


图 2 正、负位相年 1—3 月欧亚大陆地面气温差值(阴影区表示达到 0.05 显著性水平)(a)和沿 60°~100°E 的高度-纬度温度剖面差值(b)(单位: °C)

Fig. 2 Difference distributions of surface air temperature(the shaded denotes passing the test of 0.05 level)(a) and high latitude temperature profile along 60°-100°E(b) between positive and negative phase years over Eurasia from Jan to Mar(unit: °C)

差值和沿 60°~100°E 的高度-纬度气温剖面差值, 可以看到, 欧亚大陆南部和北部地面气温呈明显的反位相变化特征, 其分界线的平均位置在 40°N 附近, 正位相年欧亚大陆北部地面气温为明显的正距平, 而南部为负距平, 负位相年南北区域地面气温变化刚好相反。其中, 正、负位相年欧亚大陆北部地面气温变化差异较大, 最大差值中心位于贝加尔湖附近; 而南部地面气温变化差异较小。另外, 1—3 月欧亚大陆的热力差异不仅表现在近地面层, 还表现在对流层和平流层。垂直方向上以 300 hPa 为界, 其上下南北热力差异变化刚好相反。就正位相年而言, 300 hPa 以下为南冷北暖的热力差异, 南北差异分界面大致位于 40°N 附近, 由低层至高层该分界面倾斜较小, 而 300 hPa 以上却为南暖北冷的热力差异, 南北差异分界面随高度由 50°N 向 30°N 倾斜, 即由北向南倾斜, 表现出明显的斜压性; 负位相年高、低层热力差异变化刚好相反。

相应欧亚大陆热力差异正、负位相年, 1—3 月我国降水变化也呈现出明显不同的特征, 降水的多(少)与图 2a 中气温低(高)分布基本上对应, 在黄河流域以南区域大致表现为东西差异特征, 其中, 西南、华南、河套西部地区正、负位相年的降水差异比较明显。降水正、负差值分布表明: 正位相年华南、西南至河套西部地区降水偏多, 长江中下游和华北地区降水偏少, 负位相年上述地区的降水变化刚好相反(图 3)。

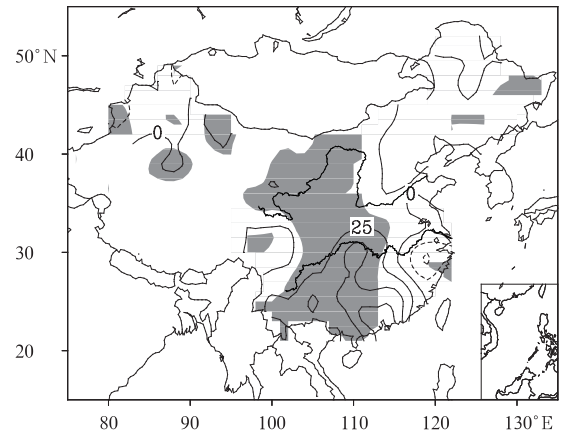


图 3 正、负位相年 1—3 月我国降水的差值 (单位:mm, 阴影区表示达到 0.05 显著性水平)

Fig. 3 The precipitation difference distribution between positive and negative phase years in China from Jan to Mar(unit:mm, the shaded denotes passing the test of 0.05 level)

目前的很多研究表明, 大陆下垫面热力变化对气候影响有明显的滞后效应, 尤其是冬、春季陆地下垫面的热力变化。汤懋苍等^[10-12]明确指出, 冬季地温变化在汛期气候预测中的重要参考价值。图 4 为正、负位相年夏季我国 160 个站降水距平及其差值分布, 正、负位相年我国长江流域及以南地区降水变化的差异比较明显, 主要雨带正位相年位于长江中下游地区(图 4a), 负位相年位于华南—西南东部地区(图 4b), 正、负位相年的降水差值场则更加表

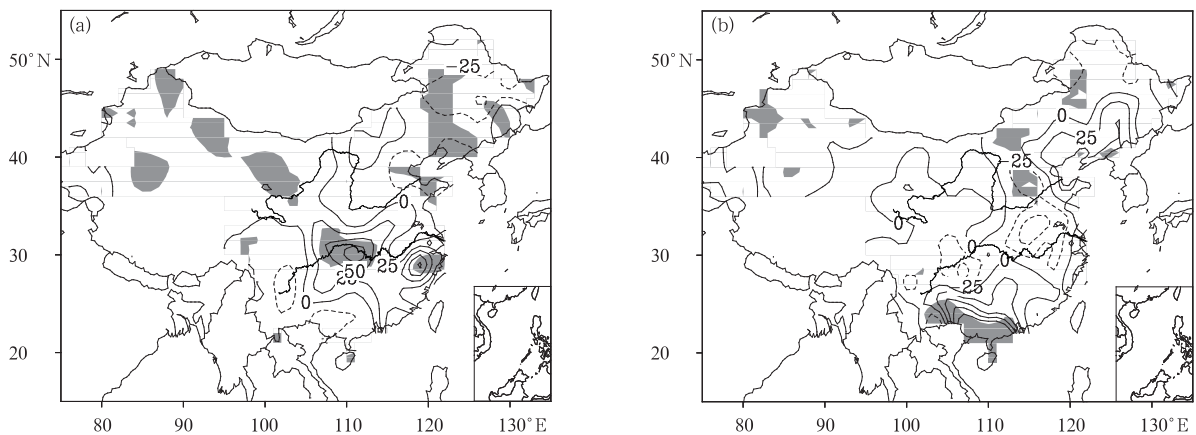
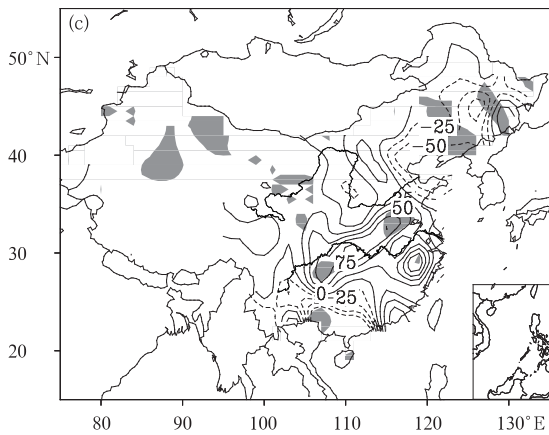


图 4 正、负位相年夏季我国降水距平及其差值分布(单位:mm, 阴影区表示达到 0.05 显著性水平)

(a) 正位相年, (b) 负位相年, (c) 差值

Fig. 4 Precipitation anomalies respectively in positive and negative years with their difference in China from Jun to Aug(unit:mm, the shaded denotes passing the test of 0.05 level)

(a) positive years, (b) negative years, (c) difference



续图 4

现了长江中下游与华南和西南东部降水反相变化差异特征(图 4c)。

4 1—3 月欧亚大陆热力差异与我国降水异常的关系

以上分析表明,1—3 月欧亚大陆热力差异与同期和后期我国降水异常有一定联系。根据陆气相互作用理论,通过探讨热力差异正、负位相年同期 1—3 月和后期夏季大气环流的异常响应特征,进而了解其与我国降水异常相联系的可能途径。

4.1 与我国同期降水

1—3 月欧亚大陆下垫面的热力差异变化,大气

环流也表现出明显异常。图 5 为 PC1 与地面气压场、500 hPa 高度场的相关分布,可以看到,与地面气压场除了在极地和高纬度地区为负相关外,其余均为绕极分布的正相关区;与 500 hPa 高度场的正、负相关区域也呈现出围绕极地的环状分布,极地和低纬度地区为负相关区,中、高纬度地区为正相关区。北半球环状模(NAM/AO)是北半球中、高纬度之间环状气压类跷跷板式的变化,主要通过中、高纬度地区的槽脊变化影响不同区域的气候,与极端天气气候事件、阻塞高压和气候变化密切联系,同时也与平流层及热带大气环流存在相互作用。图 5 中正、负相关区呈围绕极地的环状分布,直观上非常类似 NAM/AO 模态的分布特征。根据 Li 等^[27]利用地面气压场要素定义的北极涛动(AO)指数,计算了 PC1 和 AO 指数超前和滞后相关,发现 PC1 与同期 AO 的相关系数为 0.66,达到 0.05 显著性水平,与 4 月和 6 月 AO 相关系数为 -0.34 和 -0.42(图略)。现有的很多工作研究了冬季 AO 在年际和年代际时间尺度上与我国气候变化的关系,指出 AO 与同期中国地面气温的高相关区主要局限在 35°N 以北,当 AO 处于正(负)位相时,我国北方近地面气温显著偏高(低)^[28-29]。这一结论与本文图 2a 所示的热力差异正、负位相年东亚地区的气温变化较一致,表明 1—3 月欧亚大陆热力变化主要模态与同期我国气候和 NAM/AO 联系密切。

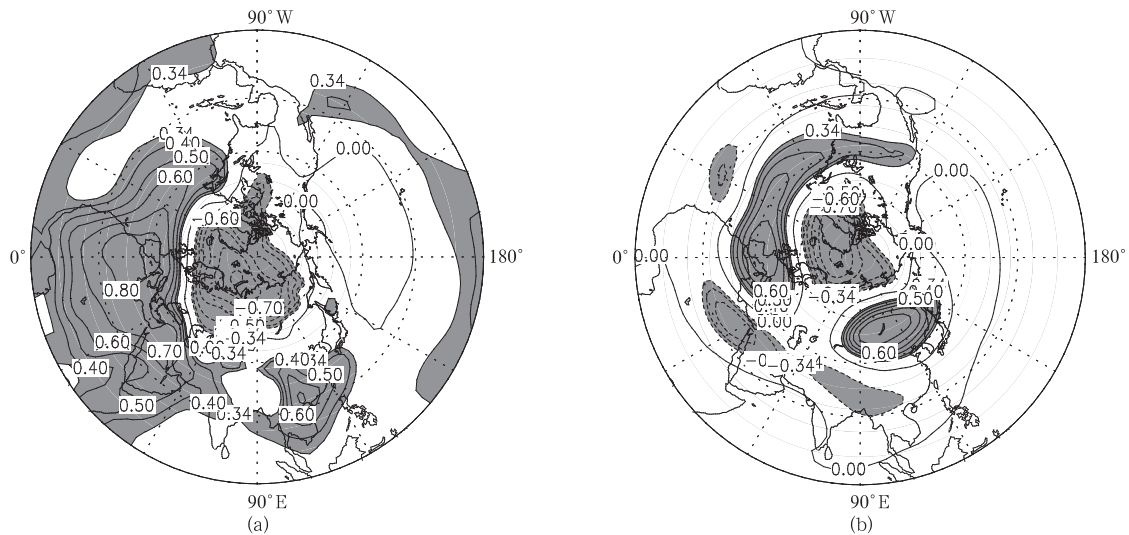


图 5 1—3 月 PC1 与地面气压场(a)和 500 hPa 高度场(b)相关分布(阴影区表示达到 0.05 显著性水平)

Fig. 5 Correlations of PC1 to surface level pressure and 500 hPa height from Jan to Mar (the shaded denotes passing the test of 0.05 level) (a)surface level pressure,(b)500 hPa height

东亚大槽是影响我国气候的重要环流系统。由图 5b 可知,PC1 与东亚中高纬度地区高度场明显正相关,说明在欧亚大陆南北热力差异背景下,东亚大槽也表现出明显异常。图 6 为经向环流沿东亚 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 的高度-纬度剖面图,发现正(负)位相年东

亚地区对流层中上层高度距平场的变化呈北正(负)南负(正)的反相变化特征,其中,南北高度场变化差异最大值位于 $200\sim 500\text{ hPa}$,进一步表明了地面热力差异变化与 500 hPa 东亚大槽异常的密切联系。

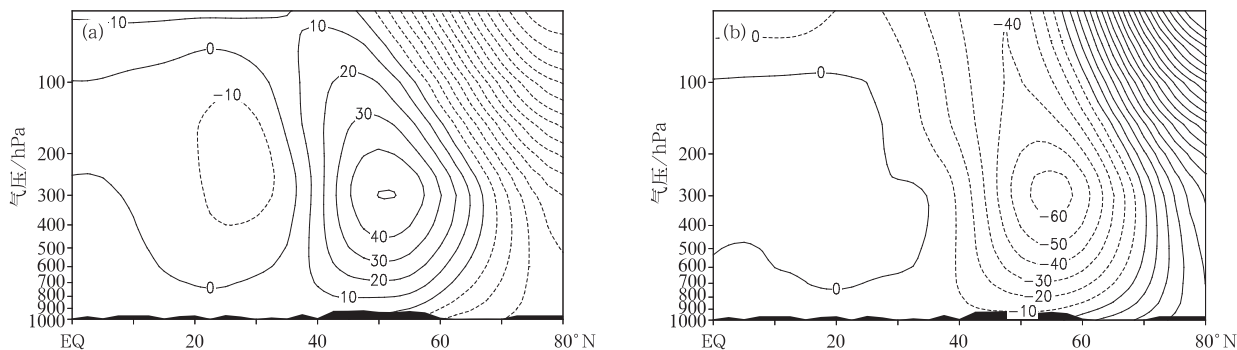


图 6 1—3 月沿 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 位势高度距平场的高度-纬度剖面图(单位:dagpm)

(a)正位相年,(b)负位相年

Fig. 6 Height-latitude cross-section of anomalous geopotential height along $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$

in positive and negative years from Jan to Mar(unit: dagpm)

(a) positive phase years, (b) negative phase years

冷暖空气的交汇活动是降水产生的重要条件,东亚地区北高南低(南高北低)的高度距平场分布差异有利于(不利于)冷空气向南深入影响南方地区,是造成南方地区降水变化的主要原因^[30]。欧亚大陆热力差异正、负位相年 1—3 月我国南方降水差异明显,华南、西南和河套地区正位相年降水偏多,负位相年降水偏少(图 3),这种降水变化差异与高、低空环流异常密切联系。图 7 更清楚地表明,热力差异正、负位相年,低层冷空气活动明显不同。在多年气候平均场上,东亚地区高层冷空气由高纬度流向中纬度地区,在 $35^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 地区下沉,继而向低纬度地区流动, $0^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 对流层低层为一致的偏北气流(图 7a)。正位相年,对流层低层东亚 $0^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 范围为异常南风距平, 40°N 以北为北风距平(图 7b);负位相年,南风距平从赤道向北扩展至 40°N 附近,异常偏北气流仅出现在 $50^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ (图 7c)。这些异常气流与多年气候平均气流的叠加会影响东亚中、低纬度冷空气活动,正(负)位相年低层冷空气活动位置偏南(北),这是影响我国南方地区降水差异变化的一个重要方面。另外,由图 5b 可以看到,PC1 与 500 hPa 高度场在北非至孟加拉湾北部呈明显的负相关,在一定程度上表明了 1—3 月欧亚大陆热力

差异变化与南支西风波动变化的关系。晏红明等^[31]也发现,1—3 月欧亚大陆热力差异与南支西风槽变化的联系,正(负)位相年南支槽偏强(弱)。因此,正、负位相年南支槽与冷空气异常变化的相互配合可能是我国南方地区 1—3 月降水异常原因。研究表明,冬季 AO 异常变化与对流层高层北大西洋至阿拉伯海北部波列有一定联系,并由此引起中东急流的强弱变化和南北移动,相应影响南支槽的强弱变化和我国南方降水^[32-33]。

4.2 与我国夏季降水

1—3 月欧亚大陆热力差异变化与夏季我国长江中下游及以南地区的降水存在一定联系。图 8 分别为正、负位相年东亚地区经向环流距平沿 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 剖面,正位相年对流层低层 30°N 附近为异常偏北气流和偏南气流的辐合区,而 15°N 和 50°N 附近分别为异常气流辐散区(图 8a);负位相年 50°N 附近为异常气流辐合区,而 40°N 以南基本为一致的南风距平(图 8b)。正、负位相年 30°N 附近气流变化的差异可能是长江中下游夏季雨带位置变化的主要原因,正位相年 30°N 附近异常气流的辐合有利于长江中下游降水偏多,而负位相年东亚中低纬度地区一致的异常南风不利于长江中下游降水偏多。

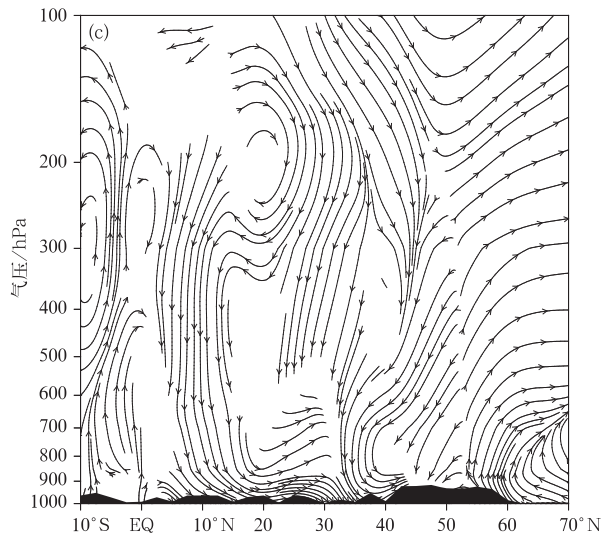
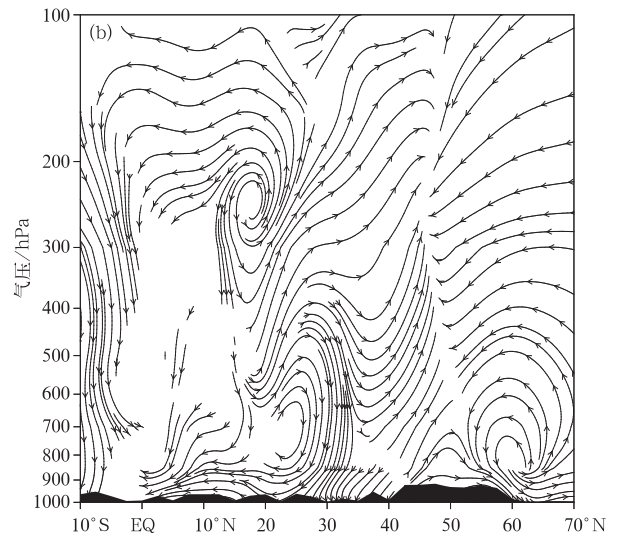
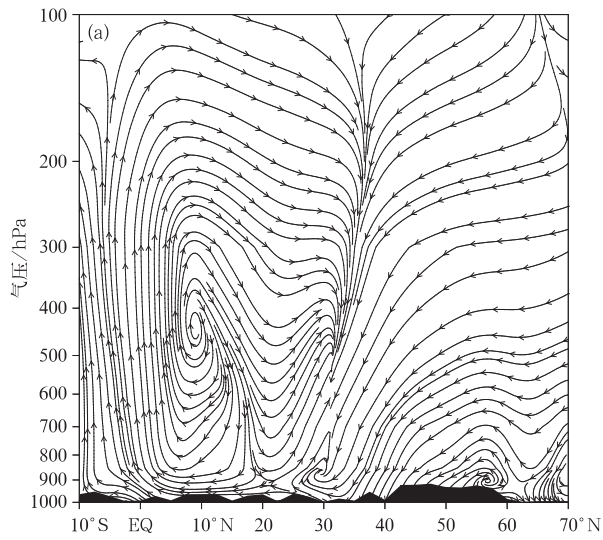


图 7 1—3 月经向环流沿 110°~120°E 的剖面
(a)气候平均,(b)正位相年距平,(c)负位相年距平
Fig. 7 Height-latitude cross-section of meridional circulation along 110°—120°E from Jan to Mar
(a) climatological mean, (b) anomaly of positive phase years, (c) anomaly of negative phase years

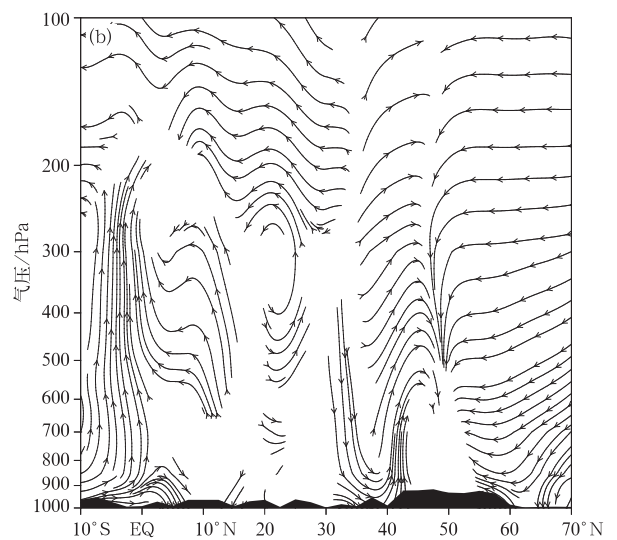
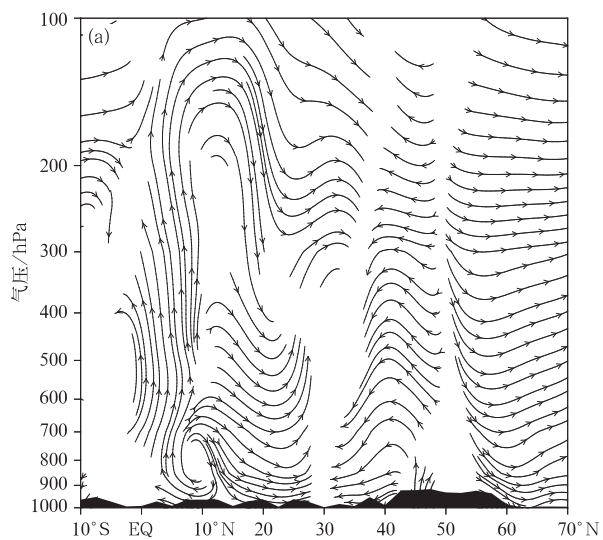


图 8 6—8 月经向环流距平沿 110°~120°E 剖面 (a)正位相年,(b)负位相年
Fig. 8 Height-latitude cross-section of anomalous meridional circulation along 110°—120°E in positive and negative phase years from Jun to Aug (a) positive phase years, (b) negative phase years

另外,从行星尺度看,有两个大的环流系统对东亚夏季降水有重要影响,一个是对流层高层的东亚急流,一个是与 Hadley 环流相关的副热带高压。很多研究主要关注副热带高压的作用,最近研究发现,由于夏季东亚高空西风急流与直接和间接环流变化有关,其异常不仅对急流南北两侧的降水多少有影响,高空急流位置对我国雨带位置变化的影响更为重要,当急流位置偏南时,长江及以南地区降水偏多,北方降水偏少;反之,当急流位置偏北时,华北降水偏多^[34]。龚道溢等^[35]也发现了东亚急流与我国雨带变化的关系。图 9 为 1—3 月和夏季纬向风沿 60°~120°E 剖面。由图 9 可知,正(负)位相年 20°~50°N 范围内对流层中高层纬向风南正(负)北

负(正)的距平分布有利于东亚高空西风急流偏南(北)活动。根据文献^[32-33]的研究结果,图 4a、图 4b 正、负位相年夏季长江中下游地区降水异常与东亚高空急流位置的变化确实有很好的对应关系,正位相年长江中下游地区多雨,负位相年长江中下游地区少雨。

比较正、负位相年 1—3 月和夏季东亚高空西风急流变化(图 9),发现尽管急流位置从 1—3 月到夏季出现季节性北移,但其变化却有很好的 consistency,1—3 月东亚急流位置的异常偏南(北)变化会持续至夏季。因此,夏季长江中下游地区的降水变化可能不仅与夏季东亚高空急流的位置变化有关,也与 1—3 月东亚急流位置的变化联系密切。

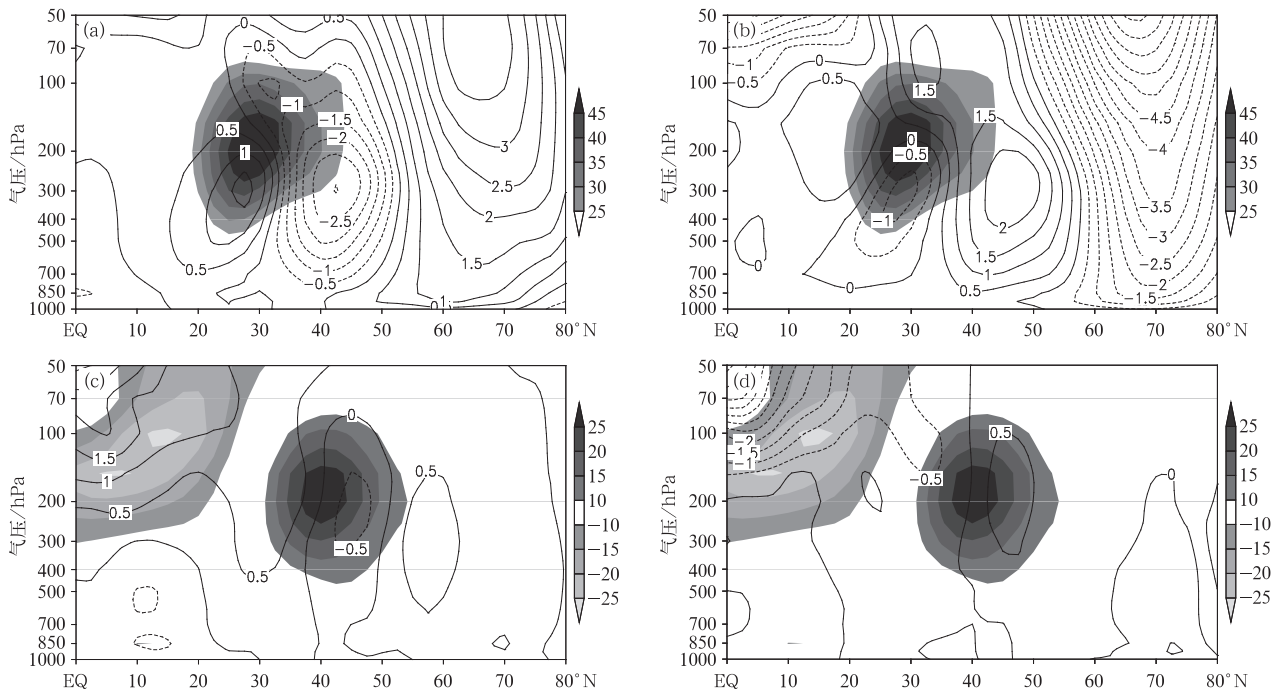


图 9 纬向风距平沿 60°~120°E 剖面(单位: $m \cdot s^{-1}$, 阴影区为气候平均最大纬向风速中心位置)

(a) 正位相年 1—3 月, (b) 负位相年 1—3 月, (c) 正位相年夏季, (d) 负位相年夏季

Fig. 9 Height-latitude cross-section of anomalous zonal wind along 60°-120°E (unit: $m \cdot s^{-1}$, the shaded denotes the climatological location of the maximum zonal wind)

(a) positive phase years from Jan to Mar, (b) negative phase years from Jan to Mar, (c) positive phase years from Jun to Aug, (d) negative phase years from Jun to Aug

由夏季纬向风剖面(图 9c、图 9d)还可以看到,正、负位相年除了东亚高空西风急流位置变化的差异,低纬度地区对流层高层(100~300 hPa)高空东风急流的强弱变化也呈明显差异,东风急流正位相年减弱,负位相年加强。亚洲夏季风是控制东亚夏季气候的重要因子,低纬度地区高空东风气流与夏

季南亚高压的活动联系密切。南亚高压是亚洲季风系统的重要成员,正、负位相年低纬度地区高空东风气流的异常变化必然会影响南亚高压的变化,进而影响亚洲季风活动^[36]。图 10a 为正、负位相年 100 hPa 南亚高压特征线,可以看到,南亚高压在正位相年比负位相年偏弱。由相应正、负位相年低层

850 hPa 合成风场的差值(图 10b)也可以看到低层季风风系变化的差异,正位相年在孟加拉湾北部—中南半岛北部—南海为异常气流辐散带,长江中下游地区为异常偏北气流和西南气流的辐合区,赤道印度洋地区为异常偏北气流,这些气流辐合辐散与

图 4a 中长江中下游降水偏多、华南和西南降水偏少变化有很好的对应关系。负位相年,异常风场辐合辐散的分布刚好相反,相应也使得华南降水偏多而长江中下游降水偏少。

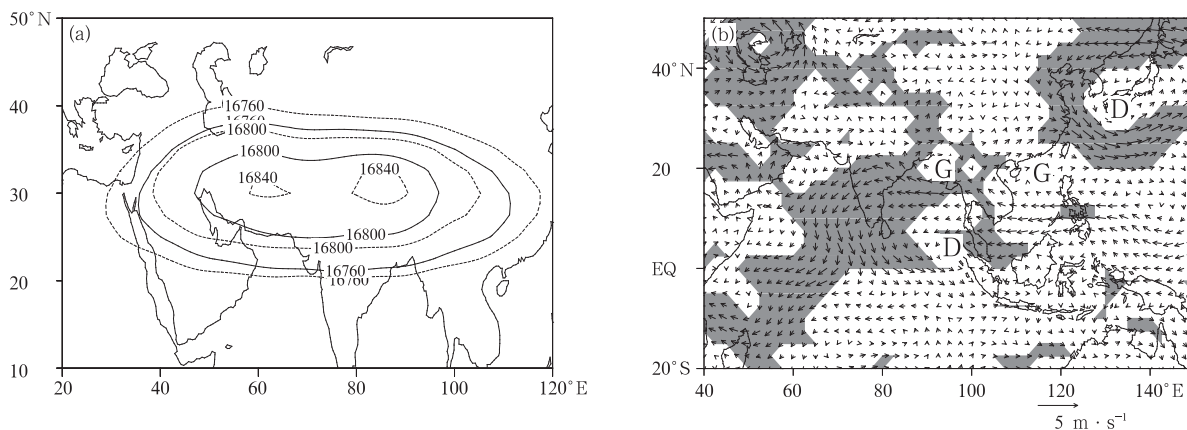


图 10 夏季正(实线)、负(虚线)位相年 100 hPa 南亚高压特征线(单位:gpm)和正、负位相年 850 hPa 合成风场的差值(阴影区达到 0.05 显著性水平) (a)100 hPa 南亚高压特征线,(b)850 hPa 风场差值

Fig. 10 Characteristic lines of 100 hPa south Asia high in positive(the solid line) and negative (the dotted line) years and the difference of 850 hPa wind field between positive phase and phase negative years from Jun to Aug(the shaded denotes passing the test of 0.05 level)

(a)the characteristic line of 100 hPa south Asia high,(b)the difference of 850 hPa wind field

综合以上分析,1—3 月欧亚大陆南北热力差异变化与同期 AO、东亚大槽、东亚高空急流等大尺度大气环流,以及与后期东亚高空急流、南亚高压、低层季风风系的异常变化密切相关,大气环流的异常变化是欧亚大陆热力差异与中国降水相联系的可能途径。

5 结论和讨论

研究表明:

1) 欧亚大陆地面气温的气候变率存在明显的区域差异和季节差异。地面气温气候变率区域差异表现为欧亚大陆北部比南部明显偏大,南北区域气候变率差异特征较明显;季节差异表现为气候变率冬季最大,春季次之,秋季和夏季最弱。

2) 1—3 月欧亚大陆下垫面南北热力变化的反相差异特征是欧亚大陆热力变化的主要模态,该主模态与同期北半球 AO、东亚大槽强弱、东亚冷空气向南活动的位置、西风带南支槽的强弱变化有一定关系,同时与后期东亚高空西风急流位置的南北移

动、南亚高压的强弱变化、亚洲地区 850 hPa 季风风系的异常有关。

3) 1—3 月欧亚大陆热力差异通过同期和后期大气环流变化的联系,可能对同期和后期中国降水变化有一定影响:正(负)位相年,1—3 月中国华南、西南至河套西部地区降水偏多(少)明显,后期夏季长江中下游地区降水偏多(少),华南降水偏少(多)。

本文重点探讨了 1—3 月欧亚大陆热力变化特征及其与同期、后期大气环流和中国降水异常的关系,发现 1—3 月欧亚大陆热力变化主要表现为南北差异特征,这种热力差异特征不仅表现在低层,在对流层和平流层均有明显的表现,且与低层热力差异变化刚好相反,这种高、低层热力差异变化之间的关系究竟如何还不清楚。另外,由于亚洲夏季风建立与 5—6 月青藏高原南部对流层上层海陆经向温度梯度的反转联系密切^[18],那么作为 1—3 月存在于欧亚大陆内部对流层中高层的南北热力差异,其异常是否与青藏高原南部对流层上层经向海陆温度梯度的反转有一定联系,进而影响亚洲夏季风建立早晚等方面还值得进一步研究。

本文仅初步探讨了1—3月欧亚大陆热力变化与大气环流和我国降水异常的关系,但该影响的物理过程还有待于进一步研究。

参考文献

- [1] 陈隆勋,张博,张琰.东亚季风研究的进展.应用气象学报,2006,17(6):711-724.
- [2] Liu P, Qian Y F, Huang A N. Impacts of land surface and sea surface temperature on the onset date of the South China Sea Summer monsoon. *Adv Atmos Sci*, 2009, 26(3): 493-502.
- [3] Joshi M M, Gregory J M, Webb M J, et al. Mechanisms for the land/sea warming contrast exhibited by simulations of climate change. *Climate Dyn*, 2008, 30(5): 455-465.
- [4] 陈晶华,陈隆勋.亚洲南部的海陆分布对亚洲夏季风形成的作用.应用气象学报,1991,2(4):355-361.
- [5] 张耀存,钱永甫.南海季风区地面温度变化特征及其与季风爆发的联系.南京气象学院学报,2002,25(2):192-198.
- [6] 徐海明,何金海,温敏,等.中南半岛影响南海夏季风建立和维持的数值研究.大气科学,2002,26(3):330-342.
- [7] 李跃凤,丁一汇.海表温度和地表温度与中国东部夏季异常降水.气候与环境研究,2002,7(1):87-101.
- [8] 陈海山,孙照渤,闵锦忠.欧亚大陆冬季积雪异常与东亚冬季风及中国冬季气温的关系.南京气象学院学报,1999,22(4):609-615.
- [9] 武炳义,苏京志,张人禾.秋冬季节北极海冰对冬季西伯利亚高压的影响.科学通报,2001,56(27):2335-2343.
- [10] 汤懋苍,伊建华,蔡洁萍.冬季地温分布与春夏季降水相关的统计分析.高原气象,1986,5(1):40-52.
- [11] 汤懋苍,王敬香,张建.用冬季地温预报汛期降水距平的初步方法.高原气象,1987,6(3):244-255.
- [12] 汤懋苍,赖特 E R.美国低温分布与后一季降水的相关分析.高原气象,1986,5(4):293-307.
- [13] Grimm A M, Paland J S, Giorgi F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in south America, role of soil moisture, surface temperature, and topography in Eastern Brazil. *J Climate*, 2007, 20: 5929-5945.
- [14] 晏红明,杞明辉,肖子牛,等.冬季亚洲大陆的热力差异对亚洲季风活动的影响.大气科学,2005,29(4):549-564.
- [15] 梁红丽,晏红明,肖子牛,等.冬季亚洲大陆年际热力差异与中国气候的关系.气象科学,2010,30(6):754-762.
- [16] 金燕,晏红明,严华生,等.亚欧大陆经向热力差异对亚洲季风影响的研究 I. 与东亚冬季风的关系.云南大学学报:自然科学版,2012,34(2):177-184.
- [17] 赵勇,钱永甫.青藏高原地区地表热力异常与夏季东亚环流和江淮降水的关系.气象学报,2009,67(3):397-406.
- [18] Li C F, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian Summer Monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J Climate*, 1996, 9: 358-375.
- [19] 晏红明,杨辉,王灵,等.印度半岛热力变化对亚洲季风环流异常的影响.高原气象,2010,29(6):1452-1463.
- [20] 黄荣辉,蔡榕硕,陈际龙,等.我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系.大气科学,2006,30(5):730-743.
- [21] 唐佳,武炳义.20世纪90年代初东亚夏季风的年代际转型.应用气象学报,2012,23(4):402-413.
- [22] 袁杰,魏凤英,巩远发,等.关键区海温年代际异常对我国东部夏季降水影响.应用气象学报,2013,24(3):268-277.
- [23] 李维京,李怡,陈丽娟,等.我国冬季气温与影响因子关系的年代际变化.应用气象学报,2013,24(4):385-396.
- [24] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437-471.
- [25] 沈学顺,木本昌秀.春季欧亚大陆地表气温变化特征的气候意义.大气科学,2007,31(1):19-27.
- [26] 郑旭程,陈海山.全球春、夏陆面热力状况变化特征:NCEP/NCAR与ERA40再分析资料的比较.大气科学学报,2012,35(1):41-50.
- [27] Li J P, Wang J X. A modified zonal index and its physical sense. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(12), 1632, doi: 10.1029/2003GL017441.
- [28] Wu B, Wang J. Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(19), 1897, doi:10.1029/2002GL015373.
- [29] 陈文,康丽华.北极涛动与东亚冬季气候在年际尺度上的联系:准正常行星波的作用.大气科学,2006,30(5):863-870.
- [30] 程建刚,晏红明,解明恩,等.云南重大气候灾害变化特征和成因分析.北京:气象出版社,2009.
- [31] 晏红明,梁红丽,金燕,等.冬季欧亚大陆热力变化特征及其与大气环流变化的关系.大气科学学报,2015,38(5):577-587.
- [32] Yang S, Lau K M, Yoo S H, et al. Upstream subtropical signals preceding the Asian summer monsoon circulation. *J Climate*, 2004, 17: 4213-4229.
- [33] 张白银,龚道溢,郭栋,等.我国南方冬季异常低温和异常降水事件分析.地理学报,2008,63(9):899-912.
- [34] Liang X Z, Wang W C. Associate between China monsoon rainfall and tropospheric jet. *J Roy Meteor Soc*, 1998, 124: 2597-2623.
- [35] 龚道溢,朱锦红,王绍武.长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关.科学通报,2002,47(7):546-549.
- [36] 魏维,张人禾,温敏.南亚高压的南北偏移与我国夏季降水的关系.应用气象学报,2012,23(6):650-659.

Thermal Characteristics over Eurasia in January—March and Its Relationship with Precipitation of China

Yan Hongming¹⁾ Wang Ling²⁾ Li Rui¹⁾

¹⁾ (Yunnan Provincial Climate Center, Kunming 650034)

²⁾ (Yunnan Provincial Meteorological Service, Kunming 650034)

Abstract

Seasonal changes of thermal differences between the sea and the land (land-sea thermal contrast) is a key influence factor to monsoon formation, strength change, onset and retreat. Land thermal condition significantly influences atmospheric circulation at high and low level, monsoon activities and climatic anomalies. Being the largest land of the world, effects of Eurasian continent on global climate are more complicated and important, especially considering the heat source seasonal changes of the Tibetan Plateau.

Based on NCEP/NCAR reanalysis data and monthly data of 160 meteorological stations in China from 1979 to 2011, the thermal characteristics over Eurasian continent are investigated. Results show that the climatic variability of surface air temperature (SAT) displays obvious difference in different regions and seasons. The SAT variability is significantly larger in south Eurasia than that in north Eurasia, and is the biggest in winter and the weakest in summer. Temporal and spatial characteristics of SAT over Eurasian continent from January to March are emphatically investigated, and it's found thermal changes are just opposite with positive (negative) anomalies in south Eurasia and negative (positive) anomalies in south Eurasia.

According to the variation characteristics of temporal coefficient of the first empirical orthogonal function (EOF-PC1), 8 positive and 8 negative thermal contrast years are chosen, and the relationship between changes of the thermal variation over Eurasian continent and precipitation in China is further studied using methods of correlation and composite analysis. Results show that this thermal contrast is not only closely connected with precipitation in China from January to March, but also connected with the precipitation in the following summer. The thermal index is shown to be positively correlated with the accumulative precipitation in South China, Southwest China and middle reaches of the Huang River from January to March, and the rainfall amount of the middle and lower reaches of the Yangtze in the late summer.

Finally, possible ways of thermal anomalies from January to March associated with precipitation in China are investigated. It indicates that the thermal contrast between south Eurasia and north Eurasia is closely related with AO, the east Asian trough, and the upper level jet stream in east Asia at the same time. Besides, the south Asia high, the upper level jet stream in east Asia, and Asian monsoon are also possible linkage ways between thermal contrast and the climate of China.

Key words: Eurasia; surface air temperature for January—March; precipitation of China; inter-annual variability