

王林, 刘鹏, 林朝晖, 等. 2011. 春季亚洲中东部地表感热通量的变化特征及其与中国夏季降水的关系 [J]. 气候与环境研究, 16 (3): 310-321. Wang Lin, Liu Peng, Lin Zhaohui, et al. 2011. The distribution of surface sensible heat flux in spring over central and eastern Asia and its relationship with summer precipitation in China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (3): 310-321.

春季亚洲中东部地表感热通量的变化特征 及其与中国夏季降水的关系

王林^{1,2} 刘鹏³ 林朝晖¹ 秦正坤³

1 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

摘 要 采用 1951~2000 年 NCEP/NCAR 再分析资料中的逐月感热通量资料, 分析了亚洲中东部春季近 50 年地表感热通量的气候分布特征, 结果表明: 亚洲中东部春季地表感热通量的高值区位于华北、西北和印度地区; 低值区主要位于东北、江南和蒙古国北部; 青藏高原、中国东部 30°N 附近地区和印度中部地区是感热通量年际变幅最大的区域。运用旋转经验正交展开 (REOF) 方法分析了亚洲中东部地区地表感热的时空演变特征及其与中国主要区域夏季降水的关系, 结果表明: 中国东部 30°N 附近地区的春季感热与黄淮地区的夏季降水为负相关, 而夏季长江中下游流域降水与青藏高原春季感热和印度中部地区春季感热异常则为较显著的正相关。运用非绝热加热理论和合成分析, 进一步分析了与春季地表感热通量异常相对应的同期和后期大气环流场的异常, 结果表明: 对应于中国东部 30°N 附近地区春季的感热通量异常, 中国东南部和西南部地区存在着显著的环流场异常, 伴随着春季江南地区西南风强度的改变, 进而引起东亚夏季风强度及我国夏季降水的异常; 印度中部地区春季地表感热通量的异常则会影响到后期印度夏季风的强弱, 进而通过印度季风和东亚夏季风环流的遥相关关系, 导致东亚夏季风强度变化, 进而影响到中国夏季降水的异常。

关键词 感热通量 夏季降水 陆气相互作用 REOF 相关分析

文章编号 1006-9585 (2011) 03-0310-12 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

The Distribution of Surface Sensible Heat Flux in Spring over Central and Eastern Asia and Its Relationship with Summer Precipitation in China

WANG Lin^{1,2}, LIU Peng³, LIN Zhaohui¹, and QIN Zhengkun³

1 *International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *Nanjing University of Information Science and Technology, Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing 210044*

Abstract Using the NCEP/NCAR reanalysis Surface Sensible Heat Flux (SSHF) dataset during 1951-2000, the general features of SSHF distribution over central and eastern Asia are analyzed. It is found that there are three

收稿日期 2009-08-17 收到, 2011-01-25 收到修定稿

资助项目 国家科技支撑项目 2007BAC29B03, 国家自然科学基金项目 40830103、40821092

作者简介 王林, 男, 1986 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候预测、模式评估研究。E-mail: wang_lin@mail.iap.ac.cn

areas with higher values of SSHF in North China, Northwest China, and India, whereas the areas with lower SSHF values are located in Northeast China and South China, and strong interannual variability of SSHF can be found around 30°N over eastern China, Tibetan Plateau region, and India. The spatial and temporal distribution of SSHF over central and eastern Asia has been further investigated based on the REOF (Rotated Empirical Orthogonal Function) method and the relationship between spring SSHF and summer precipitation over China has also been examined. The significant correlations can be found between summer precipitation anomalies over Yellow River and Huaihe River basin and SSHF anomalies over about 30°N in eastern part of China, while the summer precipitation anomalies in the Yangtze River are closely correlated with the SSHF anomalies over the Tibetan Plateau and India region. Further analysis shows that, the anomalies of spring SSHF over about 30°N in eastern part of China are accompanied by atmospheric circulation anomalies in southeastern and southwestern China, which can result in the anomalies of southwest wind intensity, and the summer precipitation anomalies. The anomalies of SSHF in India are associated with the anomalies of Indian summer monsoon, which can affect the East Asian summer circulation and precipitation in China through teleconnection mechanism.

Key words sensible heat flux anomaly, precipitation anomaly, land - air interaction, REOF, correlation analysis

1 引言

作为气候系统的重要组成部分, 陆面过程通过与大气间的感热、潜热和辐射能量的交换而影响区域乃至全球气候的异常(李崇银, 2000)。诸多数值模拟及统计结果均表明陆表下垫面在区域气候形成及其演变中具有十分重要的作用, 陆表状况(如地面积雪、土壤湿度等)的改变将引起下垫面热源异常, 进而影响区域气候异常(Yeh et al., 1984; Yang and Lau, 1998)。近年来, 有关亚洲中东部春、夏季热力作用对季风降水的影响, 尤其是海陆热力差对我国东部降水的影响也已有一些工作(Zhao et al., 2007; 赵平等, 2009)。

地面感热通量是低层大气的主要能量来源, 也是地面热量平衡的重要分量, 其空间分布的不均匀性必然引起地表对大气加热的差异, 影响季风环流的建立与维持, 所以感热通量是陆气相互作用的一个重要分量。在中国西北干旱、半干旱地区, 总体上土壤湿度较小, 陆气间的通量交换以感热通量为主, 而潜热交换则相对为小量, 因此很多研究工作重点考察了西北干旱、半干旱区感热通量异常对我国夏季降水的影响(布和朝鲁等, 2002; 周连童和黄荣辉, 2006; 高荣等, 2008); 鉴于青藏高原的高大复杂地形的作用, 青藏高原的感热异常对我国夏季降水的影响也有不少研究(赵平和陈隆勋, 2001; 段安民等, 2003;

李栋梁等, 2003)。最近, 周秀骥等(2009)综述了近年来有关青藏高原热力作用对北半球区域气候影响的研究进展, 总结了青藏高原在北半球乃至全球气候变化中的重要作用。

总体说来, 前人有关感热通量对中国夏季降水的影响研究大都关注中国的西北干旱、半干旱区和青藏高原地区, 而对亚洲中东部地区(包括中国东部地区、印度地区等)感热通量的异常与中国夏季降水异常间的关系则尚未有深入的研究。为此本文将利用 NCEP/NCAR 感热通量资料, 同时结合中国 160 站月平均降水资料, 在探讨近 50 年来亚洲中东部地区春季感热通量的时空分布特征的基础上, 进一步揭示春季亚洲中东部区域感热异常与我国夏季降水异常的关系, 并给出与典型区域感热通量异常相对应的亚洲地区同期、后期大气环流场的异常分布。

2 资料与方法

本文所采用的地表感热通量资料为 NCEP/NCAR 的再分析月平均资料。网格在纬向是均匀的, 格距为 1.875° ; 经向为非均匀的高斯格点。资料年限为 1951 年 1 月至 2000 年 12 月共 50 年。由于地表通量数据并不是直接通过测量而得到的(Kistler et al., 2001), 在应用时应与观测数据相比较(Kalnay et al., 1996)。这种比较不仅要考虑空间地理分布的一致性, 还要考虑随时间变化的一致性。利用北京和拉萨两站的感热通量观测

资料, Tang (2004) 分析了 NCEP 再分析资料中感热通量的适用性, 结果表明两者在月尺度的变化趋势基本一致。高庆先和翁笃鸣 (1996) 从整理全国仅有的 6 个热平衡站的净辐射和温、湿度的梯度观测资料着手, 计算出各站点逐年、逐月的平均净辐射、感热、潜热和土中热交换量, 并由此建立起上述各分量的气候计算式, 进而计算并分析其在全国的分布。本文也将 NCEP 再分析资料中多年平均的 1 月、7 月及年平均的感热通量与高庆先和翁笃鸣 (1996) 的结果进行了对比, 结果发现 NCEP 再分析资料中的感热通量空间分布 (包括主要的高值、低值区) 与观测相比均较为一致, 虽然在一些区域和细节上有一定的差异 (图略)。上述分析表明, 虽然 NCEP 的地面通量资料存在一些问题, 但在目前缺少更好的代用资料的情况下不失为较好的选择。本文研究中的降水资料为国家气候中心提供的中国 160 个站月平均的降水量资料, 本文亚洲中东部区域 (简称为 CEA 区域) 选择的范围是 ($14^{\circ}\text{N}\sim 56^{\circ}\text{N}$, $73^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$), 春季为当年的 3~5 月平均, 夏季则为当年的 6~8 月平均。

在研究 CEA 区域春季感热的区域异常特征及其近 50 年来的变化时, 我们采用了线性倾向值估计、旋转经验正交展开 (REOF) 等方法; 通过相关分析和合成分析来研究感热异常与中国夏季降水异常间的关系, 并给出影响中国夏季降水异常的感热通量显著异常区域, 最后通过合成分析的方法, 揭示了与感热通量异常相对应的同期及后期大气环流场的异常分布。

3 近 50 年 CEA 区域春季地表感热通量的气候分布特征

图 1 展示了 1951~2000 年春季 CEA 区域陆地表面感热通量的气候平均场。总体说来, CEA 区域春季感热通量大致呈纬向带状分布, 高值区位于中国华北、西北地区, 可达 $60\sim 80\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 另外印度地区也是感热通量的高值地区, 可达 $100\sim 120\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; 低值区主要位于我国的江南地区和东北地区, 只有 $20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。感热通量零线大约位于 50°N , 蒙古国以北地区感热通量在春季为负值, 即由大气向陆面输送能量。我国的江南和

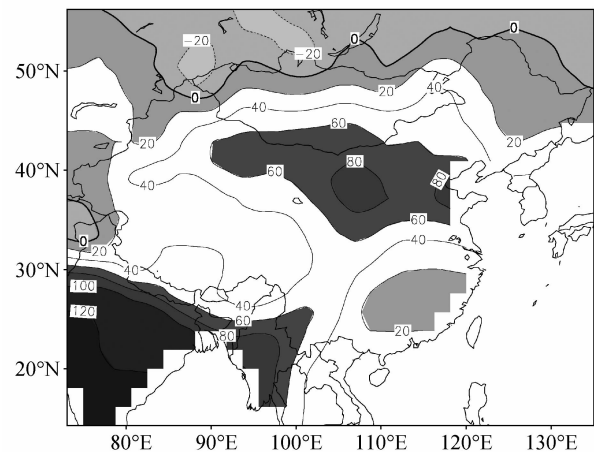


图 1 CEA 区域陆面春季感热通量 (单位: $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) 1951~2000 年气候平均状况, 深色阴影为感热大于 $60\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 浅色阴影为感热小于 $20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$

Fig. 1 The multi-year mean values of sensible heat flux ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) in the continent of central and eastern Asia (CEA) in spring from 1951 to 2000. Sensible heat flux is above $60\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ in dark shaded areas and below $20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ in light shaded areas

东北地区气候湿润, 潜热是地气热量交换的主要形式, 所以这里的感热通量较小而潜热通量较大 (潜热图略), 江南地区和东北地区的潜热通量可达 $80\sim 100\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。西北地区气候干燥, 感热是地面加热大气的主要形式, 而潜热通量平均只有 $20\sim 40\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。另外由于印度地区春季降水稀少, 属于干季, 所以感热是地面加热大气的主要形式, 潜热通量只有约 $20\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

图 2a 反映了 1951~2000 年期间 CEA 区域春季感热通量的线性趋势分布, 其中大部分区域可以通过 95% 的信度检验。从图中可以发现, 感热通量显著增大区域主要位于我国的青藏高原、华北以及印度, 1951~2000 年总共 50 年内增加幅度超过 $30\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 而感热通量减小的区域则主要位于新疆西部、贝加尔湖西部和喜马拉雅山附近, 50 年减小幅度可达 $30\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。总的来看, 亚洲中东部地区春季感热通量变化呈现东南地区增加, 西北地区减小的趋势。值得注意的是, 青藏高原的感热在近 50 年来是线性增加的, 但 Duan et al. (2006) 采用高原 74 个测站计算 1961~2003 年春季的感热是线性减小的, 线性倾向值为 $-0.54\text{ W}\cdot(\text{m}^2\cdot\text{a})^{-1}$, 这可能是由于计算时所选取的年份不同造成的。为此, 这里利用 NCEP 的 1961

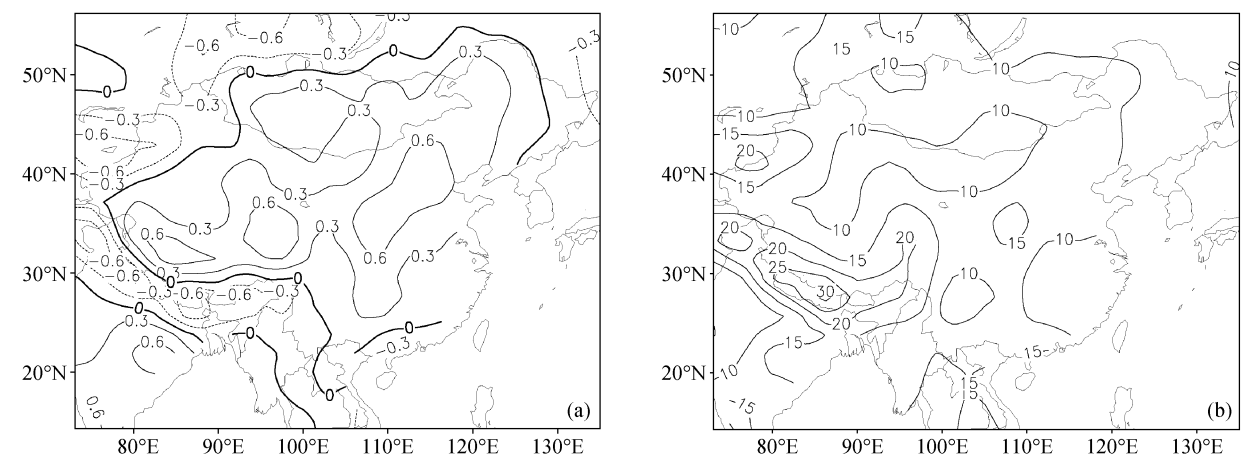


图2 CEA 区域 1951~2000 年春季陆面感热通量 (a) 线性倾向值分布 [单位： $\text{W} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{a})^{-1}$] 和 (b) 均方差分布 (单位： $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 2 (a) The linear trend [$\text{W} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{a})^{-1}$] and (b) mean square deviation ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) of sensible heat flux in the continent of CEA in spring from 1951 to 2000

~2000 年的感热通量资料计算线性倾向值分布。结果表明采用 1961~2000 年的数据，高原地区的感热是线性减小的，线性倾向值约为 $-0.6 \text{ W} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{a})^{-1}$ 。这也说明线性趋势的计算结果在很大程度上依赖于起始年份的选取。

图 2b 给出了 1951~2000 年春季感热通量的均方差分布，反映了亚洲中东部区域感热通量年际变率的强弱。从图中可以发现，均方差的高值区位于青藏高原附近、中国东部 30°N 附近和印度中部等地区，说明上述地区春季地表感热通量的年际变化较大，可能是对降水有影响的关键区域。

4 CEA 区域春季感热通量异常的时空分布特征

对亚洲中东部春季 50 年的标准化感热通量资料进行 REOF 分析，并将旋转后的主成分按照它们对总方差贡献的大小进行排序，选取方差贡献较大的前 5 个旋转特征向量和时间系数（图 3）进行分析。表 1 给出了春季感热前 5 个特征向量对总方差的贡献率和累积贡献率。这里选取模态数的方案采用施能（2002）提出的方法：根据实际分区情况来确定，即前几个特征向量所代表的区域很少有重叠的地方，而且又几乎没有留出空白区域。这里，感热经 REOF 后的前 5 个特征向量

表 1 CEA 区域春季感热和中国夏季降水 REOF 后各主成分的方差贡献和累计方差贡献

Table 1 Variance contributions of various principal components of sensible heat flux in CEA in spring and precipitation in China in summer

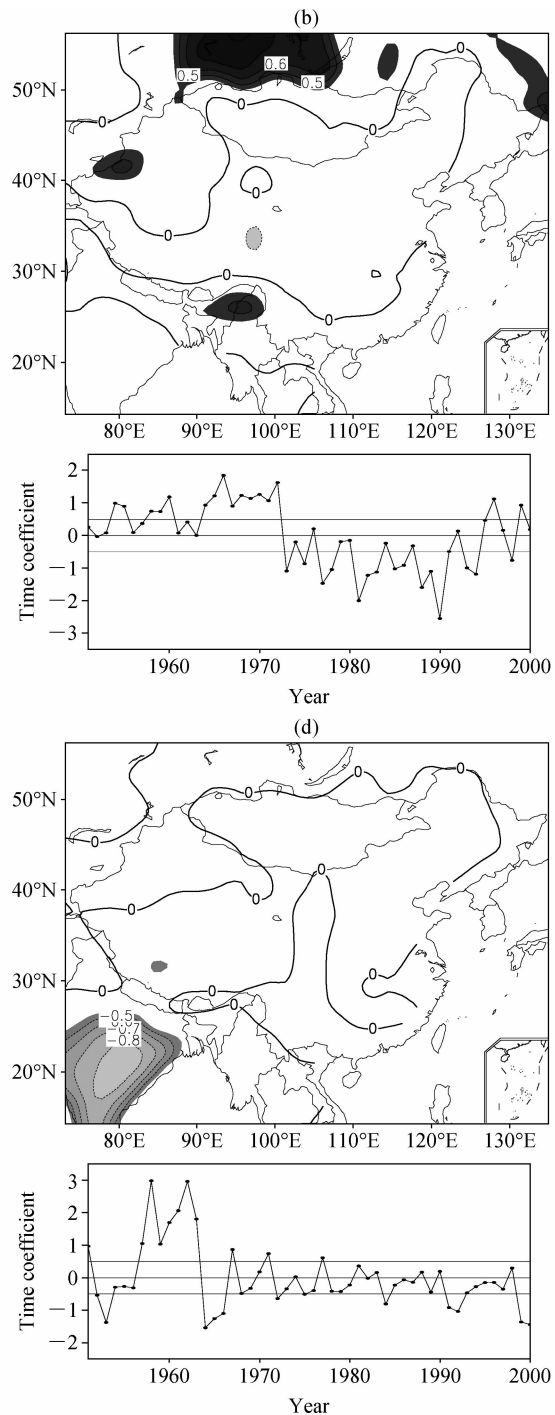
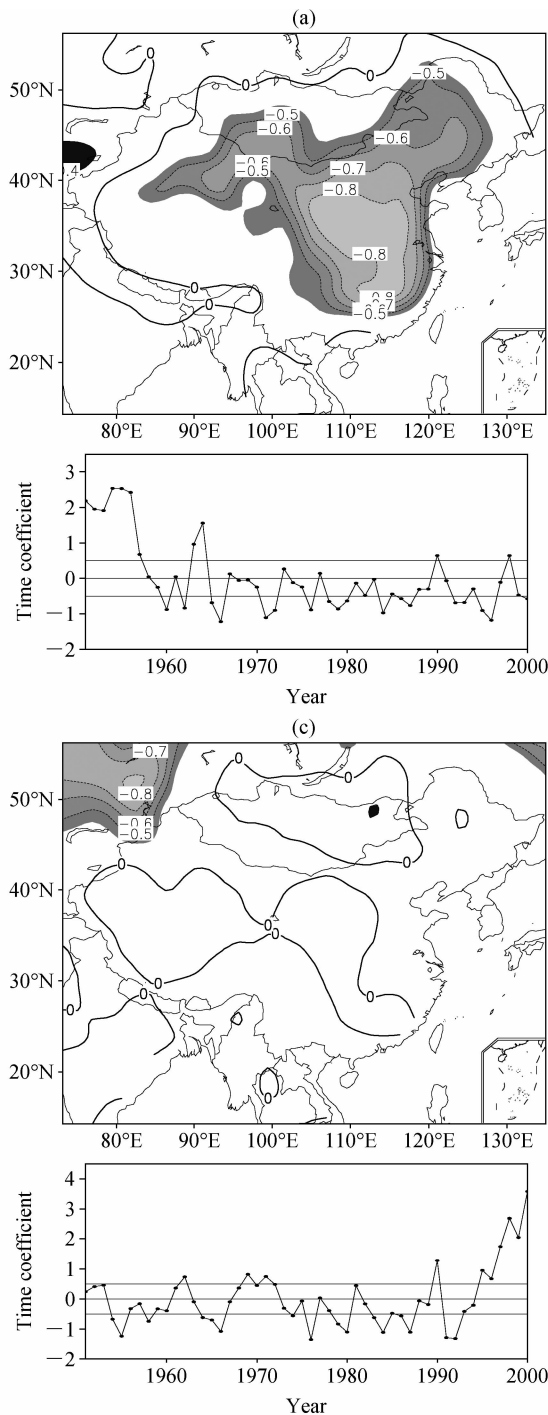
主成分	CEA 区域春季感热		中国夏季降水	
	方差贡献	累计方差贡献	方差贡献	累计方差贡献
1	17.7%	17.7%	7.7%	7.7%
2	11.5%	29.2%	7.0%	14.7%
3	8.7%	37.9%	5.8%	20.5%
4	8.4%	46.3%	5.6%	26.1%
5	6.0%	52.3%	5.0%	31.1%

几乎没有重叠区域，而且基本可以覆盖整个研究区域。

图 3a 为第一空间旋转模，这一空间模展示了我国东部大部分地区是一个明显的高载荷区分布，中心位于 30°N 左右。从时间系数变化曲线看出，该区域的感热具有年代际的变化特征。1970 年代以前，我国东部地区感热较气候平均值偏低；1970 年代后期，东部地区出现感热正距平的年份明显增加。第二旋转模的高值区主要位于蒙古国北部地区，旋转载荷向量中心可达 0.6 以上。1970 年代前期和 1990 年代后期，该区域感热偏强；而在 1970 年代至 1990 年代，该区域的感热明显较气候平均值偏低，年代际变化特征明显。

第三旋转模的高载荷中心位于巴尔喀什湖以北地区, 中心最大可达 -0.8 以上, 1990年代后期该区域的感热通量显著下降, 主要表现为年际变化的特征。第四旋转模的特征也十分明显, 印度中部地区是高载荷分布, 时间系数呈下降的趋势。第五旋转模展示了青藏高原是亚洲中东部感热异常的一个关键区域, 时间系数序列展现了年代际

变化的特征, 两个阶段的平均值并无明显差异, 但其变率有极明显的不同。高原的感热异常在1970年代前期振动幅度较大, 极端异常年份较多; 1970年代后期, 感热异常的变化比较平缓, 异常年份较少。前五个旋转特征向量占总方差的52.3%, 第五个以后的旋转载荷向量场代表性不高, 故从略。



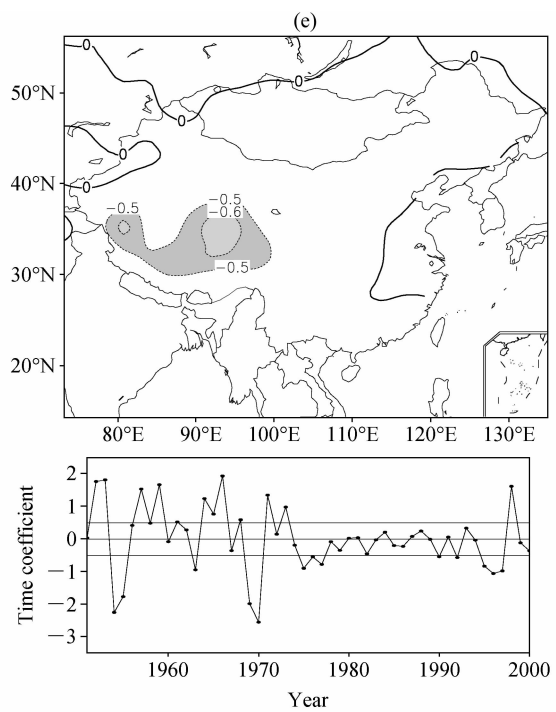


图 3 CEA 春季陆面感热第一至第五旋转载荷向量场 (上图) 和对应的时间系数 (下图): (a) 第一; (b) 第二; (c) 第三; (d) 第四; (e) 第五

Fig. 3 The first to fifth rotated loading vector fields (upside) and time coefficients (underside): (a) The first; (b) the second; (c) the third; (d) the fourth; (e) the fifth

5 CEA 区域春季感热通量异常与我国夏季降水及相应大气环流异常的关系

利用我国夏季 50 年的标准化降水资料 REOF 前 5 个特征向量的时间系数 (降水场 REOF 后的时间系数不再给出) 与春季感热通量 REOF 前 5 个时间系数交叉计算相关系数。之所以先对两个变量场进行 REOF, 再利用时间系数求相关系数的方法, 主要是考虑到 REOF 方法可以有效地提取相互独立的大尺度特征, 滤去小尺度的局地扰动。相关系数的计算结果表明: 中国东部 30°N 附近春季感热异常与中国江淮流域的夏季降水 (方差贡献为 5.8%, 图 4b) 具有一定的负相关关系, 相关系数为 -0.26, 而印度中部地区春季感热异常则与夏季长江中下游流域降水 (方差贡献为 7.7%, 图 4a) 间存在正相关关系, 相关系数为 0.30。此外, 春季青藏高原的感热异常与夏季长江中下游流域降水同样具有正相关关系, 相关系

数为 0.31, 这说明了青藏高原的感热异常可能是影响长江流域降水的一个重要因素。这与赵平和陈隆勋 (2001) 以及段安民等 (2003) 分析青藏高原大气热源与中国降水的关系所得到的结论基本一致。由于 REOF 的时间系数是相互独立的, 因此中国东部 30°N 附近地区或印度中部地区感热的显著异常可能是影响我国夏季降水分布的另外一个重要因素。表 2 详细列出了相关区域及相关系数的大小。以下具体分析中国东部 30°N 附近地区和印度中部地区春季感热异常与我国夏季降水及同期、后期环流场的关系。

表 2 感热异常关键区感热和降水异常关键区降水之间相关系数

Table 2 Correlation coefficients between sensible heat and precipitation anomalies in various key areas

降水异常区	感热异常区		
	中国东部 30°N 附近地区	印度中部地区	青藏高原
黄淮流域	-0.26	—	—
长江中下游流域	—	0.30	0.31

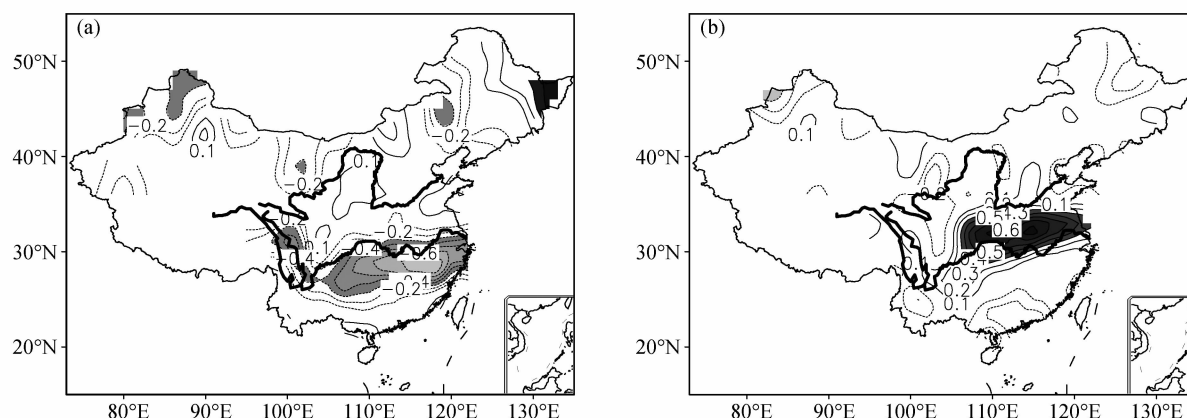


图4 中国夏季降水标准化场 REOF 后的 (a) 第一模态和 (b) 第三模态

Fig. 4 (a) The first and (b) third rotated loading vector fields of precipitation in China after REOF

5.1 春季中国东部 30°N 附近地区感热异常与我国夏季降水及同期、后期大气环流场的关系

分别选取感热通量第一旋转特征向量时间系数大于 0.5 的年份 (共 11 年) 和小于 -0.5 的年份 (共 18 年) 的感热通量距平和降水量距平进行合成。从时间系数大于 0.5 的年份合成场来看, 中国东部 30°N 附近地区春季感热偏小, 夏季雨带主要位于黄淮流域 (图略)。这种降水分布形式属于 II 类雨的分布形式 (赵振国, 1999), 另外在华北中部也有一降水正距平中心, 江南地区降水偏少, 总的来说属于雨带偏北的形式。而当中国东部 30°N 附近地区春季感热偏强时, 则雨带略偏南 (图略)。

吴国雄等 (1999)、刘屹岷等 (1999a, 1999b) 等利用全型垂直涡度倾向方程, 讨论了空间非均匀非绝热加热对副高形态变异的影响, 通过简明的尺度分析指出, 在时间尺度较长时, 低空气旋性环流出现在感热加热的东侧, 深对流加热的西侧; 高空则相反。在陆地上, 强烈的感热位于大陆西岸, 凝结潜热加热位于大陆的东部 (刘屹岷等, 2006)。因为我国东部 30°N 附近地区地处湿润、半湿润地区, 潜热是大气热源的主要形式。从 1951~2000 年 850 hPa 风场的平均场来看 (图 5a), 我国东南部有一反气旋性环流, 而我国西南地区低空为气旋性环流控制。该气旋性环流和反气旋性环流出现的纬度在 30°N 左右, 这与理论模型 (刘屹岷等, 2006; 吴国雄等, 2008) 是基本一致的, 即在 30°N 大陆东岸, 由于潜热加热的主导作用, 气旋性环流位于大陆东岸西侧的陆地,

反气旋性环流位于大陆东岸东侧的洋面。

吴国雄等 (1999) 的研究表明, 在 30°N 大陆东岸, 感热加热与潜热加热在低空产生的环流形势是相反的, 因此中国东部 30°N 附近地区的感热加热对潜热加热造成的环流形势有一定的“负贡献”。在中国东部感热异常偏弱年的合成场上, 显著减弱区位于 30°N 左右, 量值为 $10 \sim 20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。从感热异常偏弱年的 850 hPa 风场距平合成场 (图 5b) 上可以看出, 我国东南地区有一反气旋性环流差值场; 西南地区则有一气旋性环流差值场。产生这样的环流差值场一方面是由于感热异常偏弱时, 感热对潜热加热造成的气旋性环流和反气旋性环流的“负贡献”减小; 另一方面当某区域潜热通量较常年偏强时, 则表明该区域对流活动旺盛, 一方面云量的增加使得到达地面的太阳辐射减小, 另一方面对流活动所导致的降水增加将使得土壤变湿, 均使得地气间的感热通量减小; 反之亦然。对于感热偏弱年, 潜热通量的合成场上潜热通量比气候平均值偏高 $10 \sim 20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (图略), 潜热加热偏高 $2000 \sim 4000 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2}$ (凝结潜热系数取 $2497 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1}$, 下同), 那么增加的这一部分潜热通量又会对东南地区反气旋性和西南地区气旋性差值环流有“正贡献”。图 5b 表明了当中国东部 30°N 附近地区春季感热较常年偏小时, 春季长江以南地区的西南风明显偏强。而当春季长江以南西南风偏强时, 会引起盛夏期间夏季风强, 雨带偏北 (梁平德, 1986)。夏季各层环流场距平合成场形势 (图略) 也是有利于夏季风的北进。而当中国东部 30°N 附近地区感热异常偏

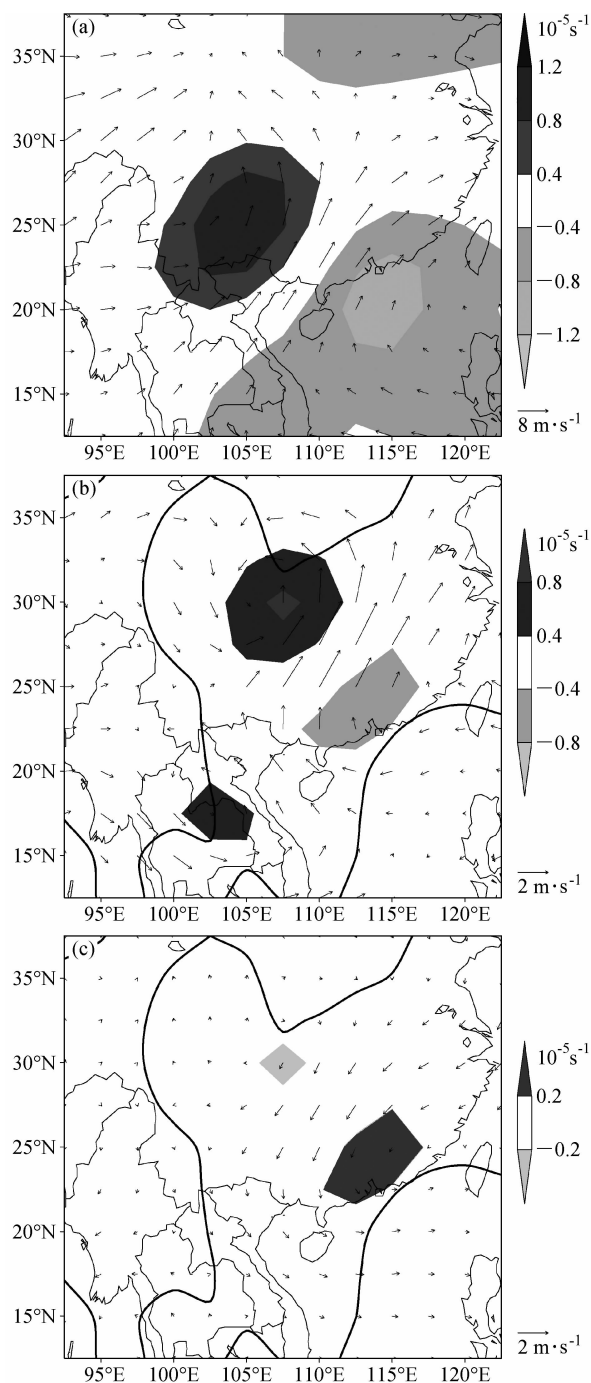


图5 (a) 春季 850 hPa 风场气候平均场; 中国东部 30°N 附近地区 (b) 感热负异常年份和 (c) 感热正异常年份距平风场合成场, 实线内部表示正负异常年经向风场差异通过 95% 信度检验的区域。阴影表示垂直涡度值

Fig. 5 The composed 850-hPa wind anomaly fields in southern China: (a) 850-hPa mean wind field; (b) negative-abnormal years of sensible heat flux; (c) positive-abnormal years of sensible heat flux. The region enclosed by solid line is above 95% confidence level for difference of meridional wind between positive-abnormal and negative-abnormal years of sensible heat flux. Shaded area denotes vertical vorticity

强时, 则感热对潜热加热造成的气旋性环流和反气旋性环流的“负贡献”增加, 同时潜热距平为负值。感热异常偏强年 850 hPa 风场距平合成场上 (图 5c), 在东南地区有一气旋性差值环流场, 而在西南地区有一反气旋性差值环流场。但风速值和垂直涡度值与感热异常偏弱年的 850 hPa 距平风场合成场的变化要小的多, 这可能是因为感热异常偏强年合成场的感热增加值只有 $3 \sim 9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 而潜热通量的减小值只有 $4 \sim 6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 潜热加热偏低 $1000 \sim 3000 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2}$, 异常不显著。但是中国东部上空 850 hPa 风场距平是弱偏北差值气流控制, 这样的流场分布不利于夏季风的北进, 却有利于冷空气南下, 与西南暖湿气流在我国偏南部地区交汇形成多雨带。

5.2 春季印度中部地区感热通量异常与我国夏季降水及同期、后期环流场的关系

选取感热第四旋转特征向量时间系数大于 0.5 的年份 (共 11 年) 和小于 -0.5 的年份 (共 12 年) 的感热距平和降水距平进行合成。从合成结果可以发现 (图略), 当印度半岛中部地区的感热偏小时, 夏季长江流域降水偏少, 降水正距平区位于华北和华南地区, 属于典型的 I 类雨分布形式 (赵振国, 1999)。而当印度半岛中部感热偏强时, 雨带位于长江中下游流域。

有关印度半岛对夏季风建立及其演变已有不少研究 (徐海明等, 2001; 何金海等, 2002), 但印度半岛感热通量异常的年际变化和东亚夏季风以及中国夏季降水的关系研究却很少。印度地区全年的降水主要集中在 6~9 月, 这也是印度季风活跃的季节 (Parthasarathy et al., 1994)。图 6 为 1951~2000 年印度季风区夏季 (6~9 月) 降水量的标准化序列, 资料来源于印度热带气象学研究所 (Indian Institute of Tropical Meteorology)。对于印度季风来说, 印度季风雨可以表示印度季风的强度, 所以图 6 中的降水量标准化序列也代表了印度季风强度的年际变化。将印度季风雨的标准化序列与感热 REOF 第四特征向量的时间系数计算相关系数, 两者的相关系数可达 0.30, 超过了 95% 的信度检验。在印度中部春季感热负异常的 11 年中, 有 7 年后期的印度降水偏多, 感热负异常年合成的印度季风区的夏季降水距平为 $10.6 \text{ mm} \cdot \text{mon}^{-1}$; 而在印度中部春季感热正异常

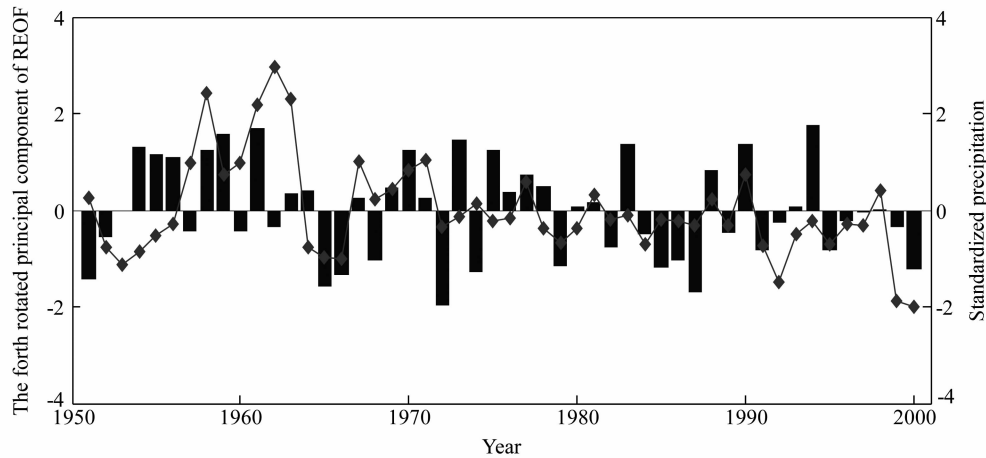


图6 印度夏季降水标准化序列(柱状图)和感热 REOF 第四特征向量的时间系数(折线图)的年际变化

Fig. 6 Standardized annual variation of Indian summer monsoon rainfall (columnar section) and the forth rotated principal component of REOF (line graph)

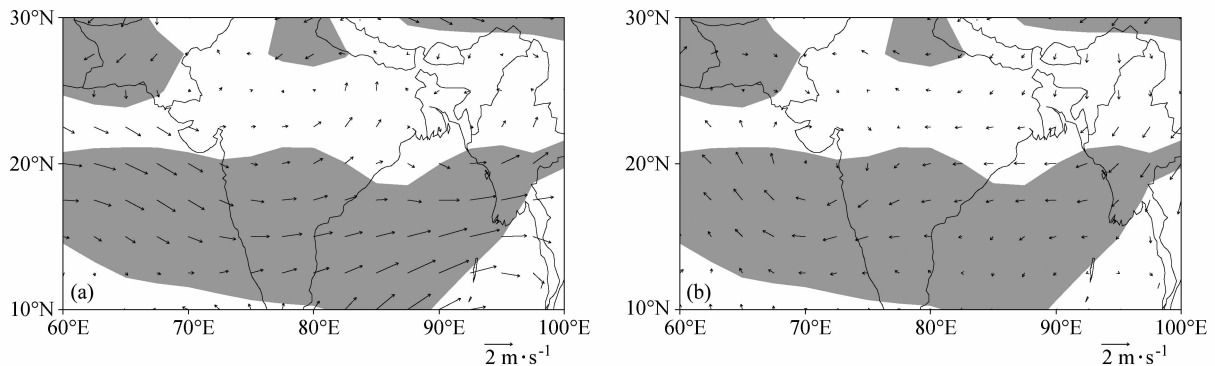


图7 印度中部地区感热 (a) 负异常年份和 (b) 正异常年份夏季 850 hPa 距平风场合成场, 阴影部分表示正负异常年纬向风场差异通过 95% 信度检验的区域

Fig. 7 The composed 850-hPa wind anomaly fields in summer for (a) negative-abnormal and (b) positive-abnormal years of sensible heat flux in India. Shaded area is above 95% confidence level for difference of zonal wind between positive-abnormal and negative-abnormal years of sensible heat flux in India

的 12 年中, 有 10 年后期的印度降水较常年偏少, 感热正异常年合成的夏季降水距平是 $-19.7 \text{ mm} \cdot \text{mon}^{-1}$ 。

我们知道, 印度季风的建立比南海季风的建立要晚一个月左右 (刘鹏, 2008), 主要是因为春季印度半岛是感热高值区, 潜热较弱, 印度半岛被印度半岛东部气旋性差值环流和后部反气旋性差值环流控制, 因此明显不利于印度夏季风的建立 (徐海明等, 2001)。而当印度半岛的感热通量减弱, 伴随潜热通量增加时, 则有利于印度半岛上西南风的发展。图 7 是印度地区感热负异常和正异常年份夏季 850 hPa 风场距平的合成场。当

印度地区感热偏弱时, 夏季印度上空 850 hPa 为西南风距平风场控制, 印度夏季风偏强 (图 7a)。而印度夏季风强度偏强时, 与之相联系的西南风水汽输送加强, 有利于华北地区的降水偏多、长江流域降水偏少; 反之, 印度夏季风偏弱 (图 7b), 则华北地区降水减少、长江流域降水偏多 (郭其蕴和王继琴, 1988; 梁平德, 1988)。郭其蕴 (1992)、戴新刚等 (2002)、丁一汇和刘芸芸 (2008) 等采用遥相关机制讨论了印度季风对东亚夏季风环流的影响, 以期解释印度季风偏强时东亚夏季风环流亦偏强, 华北地区降水偏多的统计事实。当然, 这里的目的不是探讨遥相关的物理

机制,而是分析得出了印度夏季风影响东亚环流形势的前兆信号,即前期春季印度中部感热的异常。另外,注意到感热负异常年份的距平风场合成场比感热正异常年份的合成场变化显著,这是因为负异常年的感热距平合成的量值比正异常年大。

值得注意的是:春季印度地区的感热异常和青藏高原感热异常都与我国长江中下游流域的降水有较好的正相关关系,但两者的时间系数却是线性无关的。那么当高原春季感热异常较小时,印度中部地区感热的显著异常很有可能是影响长江中下游流域降水的一个重要因素。

6 小结

本文利用 NCEP/NCAR 共 50 年(1951~2000 年)的亚洲中东部春季感热通量资料和中国夏季 160 站降水资料,研究了亚洲中东部地区春季地表感热通量的时空演变特征,并进一步揭示了地表感热通量的异常与我国夏季降水的关系,以及相应的同期、后期大气环流场的异常。得到了如下几点结论:

(1) 春季亚洲中东部陆面感热气候平均值的高值区位于我国华北、西北以及印度地区;低值区位于我国的东北和江南。这种分布形式与亚洲中东部地区湿润、干旱的气候带分布是吻合的。

(2) 1952~2000 年的 50 年间,亚洲中东部东南地区的感热呈增加的趋势;而亚洲中东部西北地区的感热则呈下降的趋势。高原附近地区、中国东部 30°N 附近地区和印度中部地区是感热通量的高变幅区,可能是对降水影响的关键区域。

(3) 亚洲中东部地区存在 5 个主要的感热异常模态:中国东部 30°N 附近地区、蒙古国北部地区、巴尔喀什湖以北地区、印度中部地区和青藏高原附近地区。春季中国东部 30°N 附近地区感热异常与夏季黄淮流域降水为负相关;春季青藏高原和印度中部地区的感热异常与夏季长江中下游降水有较强的正相关。对应于中国东部 30°N 附近地区春季的感热通量异常,中国东南部 and 西南部地区存在着显著的环流场异常,伴随着春季江南地区西南风强度的改变,进而引起东亚夏季风强度及我国夏季降水的异常;印度中部地区春季地

表感热通量的异常则会影响到后期印度夏季风的强弱,进而通过印度季风和东亚夏季风环流的遥相关关系,导致东亚夏季风强度变化,进而影响到中国夏季降水的异常。

值得指出的是,鉴于现阶段全球感热通量观测资料的缺乏,本文的分析是基于 NCEP/NCAR 再分析资料中的感热通量所得到的,因此该研究还有待今后用更多的长时间序列的台站观测感热通量资料结果予以进一步证实;而有关亚洲中东部春季感热通量对中国夏季降水的影响机制还有待通过数值模拟试验予以进一步验证。

参考文献 (References)

- 布和朝鲁,纪立人,崔茂常. 2002. 夏季我国干旱、半干旱区陆面过程能量平衡及其局地大气环流 [J]. 气候与环境研究, 7 (1): 61-73. Bueh Chaolaw, Ji Liren, Cui Maochang. 2002. Energy balance of land surface process in the arid and semi-arid regions of China and its relation to the regional atmospheric circulation in summer [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7 (1): 61-73.
- 戴新刚,丑纪范,吴国雄. 2002. 印度季风与东亚夏季环流的遥相关关系 [J]. 气象学报, 60 (5): 544-552. Dai Xingang, Chou Jifan, Wu Guoxiong. 2002. The teleconnection relationship between Indian monsoon and east Asian summer circulation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 60 (5): 544-552.
- 丁一汇,刘芸芸. 2008. 亚洲-太平洋季风区的遥相关研究 [J]. 气象学报, 66 (5): 175-187. Ding Yihui, Liu Yunyun. 2008. A study of the teleconnection in the Asian-Pacific monsoon region [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (5): 175-187.
- 段安民,刘屹岷,吴国雄. 2003. 4~6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常 [J]. 中国科学 (D 辑), 33 (10): 997-1004. Duan Anmin, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2003. Thermal state of Tibetan Plateau in April to June and association with East Asian summer precipitation and atmospheric circulation anomalies [J]. Science in China (Ser. D) (in Chinese), 33 (10): 997-1004.
- Duan Anmin, Wu Guoxiong, Zhang Qiong, et al. 2006. New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions [J]. Chinese Science Bulletin, 51 (11): 1396-1400.
- 高庆先,翁笃鸣. 1996. 中国地表感热的气候计算及其分布 [J]. 南京气象学院学报, 19 (2): 238-244. Gao Qingxian, Weng Duming. 1996. Climatological calculations of surface sensible heat and its distribution over China [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 19 (2): 238-244.

- 高荣, 董文杰, 韦志刚. 2008. 西北干旱区感热异常对中国夏季降水影响的模拟 [J]. 高原气象, 27 (2): 320-324. Gao Rong, Dong Wenjie, Wei Zhigang. 2008. Numerical simulation of the impact of abnormality of sensible heat flux in northwest arid zone on precipitation in China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (2): 320-324.
- 郭其蕴, 王继琴. 1988. 中国与印度夏季风降水的比较研究 [J]. 热带气象, 4 (1): 53-60. Guo Qiyun, Wang Jiqin. 1988. A comparative study on summer monsoon in China and India [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 4 (1): 53-60.
- 郭其蕴. 1992. 中国华北旱涝与印度夏季风降水的遥相关分析 [J]. 地理学报, 47 (5): 394-402. Guo Qiyun. 1992. Teleconnection between the floods/droughts in North China and Indian summer monsoon rainfall [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 47 (5): 394-402.
- 何金海, 温敏, 施晓晖, 等. 2002. 南海夏季风建立期间副高带断裂和东撤及其可能机制 [J]. 南京大学学报 (自然科学), 38 (3): 318-330. He Jinhai, Wen Min, Shi Xiaohui, et al. 2002. Splitting and eastward withdrawal of the subtropical high belt during the onset of the South China Sea summer monsoon and their possible mechanism [J]. Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese), 38 (3): 318-330.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437-471.
- Kistler R, Kalnay E, Collins W, et al. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 82 (2): 247-267.
- 李崇银. 2000. 气候动力学引论 [M]. 北京: 气象出版社, 515pp. Li Chongyin. 2000. Introduction of Climate Dynamics [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 515pp.
- 李栋梁, 魏丽, 李维京, 等. 2003. 青藏高原地面感热对北半球大气环流和中国气候异常的影响 [J]. 气候与环境研究, 8 (1): 60-70. Li Dongliang, Wei Li, Li Weijing, et al. 2003. The effect of surface sensible heat flux of the Qinghai-Xizang Plateau on general circulation over the northern hemisphere and climatic anomaly of China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 8 (1): 60-70.
- 梁平德. 1986. 我国东部盛行风场与夏季华北降水量的长期预报 [J]. 气象学报, 44 (1): 91-95. Liang Pingde. 1986. The prevailing winds and the long-range prediction of summer rainfall in northern China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 44 (1): 91-95.
- 梁平德. 1988. 印度夏季风与我国华北夏季降水量 [J]. 气象学报, 46 (1): 75-81. Liang Pingde. 1988. The Indian summer monsoon and the rainfall in North China in summer [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 46 (1): 75-81.
- 刘鹏. 2008. 地表温度和海表温度异常对东亚夏季风爆发时间和强度的影响 [D]. 南京大学博士学位论文, 210pp. Liu Peng. 2008. Impacts of land surface and sea surface temperatures on the onset date and intensity of east Asian summer [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Nanjing University, 210pp.
- 刘屹岷, 刘辉, 刘平, 等. 1999a. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 II: 陆面感热与东太平洋副高 [J]. 气象学报, 57 (4): 385-396. Liu Yimin, Liu Hui, Liu Ping, et al. 1999a. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high II: Land surface sensible heating and east Pacific subtropical high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (4): 385-396.
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 1999b. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 III: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高 [J]. 气象学报, 57 (5): 525-537. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. 1999b. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high III: Condensation heating and South Asia high and western Pacific subtropical high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 1999, 57 (5): 525-537.
- 刘屹岷, 吴国雄, 任荣彩. 2006. 大尺度海陆热力对比、四叶型加热与副热带高压 [C] // 吴国雄, 张琼. 夏季副热带高压变化研究的新进展. 北京: 气象出版社, 16-30. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Ren Rongcai. 2006. Large-scale contrast between land and ocean, quadruplet heating and subtropical high [C] // Wu Guoxiong, Zhang Qiong. New Advancement of the Summer Subtropical High Variation Study (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 16-30.
- Parthasarathy B, Munot A A, Kothawale D R. 1994. All-India monthly and seasonal rainfall series: 1871-1993 [J]. Theor. Appl. Climatol., 49: 217-224.
- 施能. 2002. 气象科研与预报中的多元分析方法 [M]. 北京: 气象出版社, 192pp. Shi Neng. 2002. Multianalysis in Meteorological Research and Prediction [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 192pp.
- Tang Y B. 2004. Connections between surface sensible heat net flux and regional summer precipitation over China [J]. Adv. Atmos. Sci., 21 (6): 897-908.
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 I: 尺度分析 [J]. 气象学报, 57 (3): 257-263. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Ping. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high I: Scale analysis [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (3): 257-263.
- 吴国雄, 刘屹岷, 宇婧婧, 等. 2008. 海陆分布对海气相互作用的调控和副热带高压的形成 [J]. 大气科学, 32 (4): 720-740. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Yu Jingjing, et al. 2008. Modulation of land-sea distribution on air-sea interaction and formation of subtropical anticyclones [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (4): 720-740.
- 徐海明, 何金海, 董敏. 2001. 印度半岛对亚洲夏季风进程影响的数值研究 [J]. 热带气象学报, 17 (2): 117-124. Xu Haiming, He Jinhai, Dong Min. 2001. Numerical study of the effect of In-

- dian Peninsula on southern Asian summer monsoon process [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 17 (2): 117 - 124.
- Yeh T C, Wetherald R T, Manabe S. 1984. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change—A numerical experiment [J]. Mon. Wea. Rev., 112 (3): 474 - 490.
- Yang S, Lau K M. 1998. Influence of sea surface temperature and ground wetness on Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 11 (12): 3230 - 3246.
- 赵平, 陈隆勋. 2001. 35 年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系 [J]. 中国科学 (D 辑), 31 (4): 327 - 332. Zhao Ping, Chen Longxun. 2001. The relationship between heating source climatology over the Tibetan Plateau and precipitation in China [J]. Science in China (Ser. D) (in Chinese), 31 (4): 327 - 332.
- Zhao P, Zhang R H, Liu J P, et al. 2007. Onset of southwesterly wind over eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall [J]. Climate Dyn., 28 (7): 797 - 811.
- 赵平, 蒋品平, 周秀骥, 等. 2009. 春季东亚海—陆热力差异对我国东部西南风降水影响数值试验 [J]. 科学通报, 54 (16): 2372 - 2378. Zhao Ping, Jiang Pinping, Zhou Xiuji, et al. Modeling impacts of East Asian ocean-land thermal contrast on spring southwesterly winds and rainfall in eastern China [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 54 (16): 2372 - 2378.
- 赵振国. 1999. 中国夏季旱涝及环境场 [M]. 北京: 气象出版社, 297pp. Zhao Zhenguo. 1999. The Draught and Flood and Environment Field in Summer over China [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 297pp.
- 周连童, 黄荣辉. 2006. 中国西北干旱、半干旱区春季地气温差的年代际变化特征及其对华北夏季降水年代际变化的影响 [J]. 气候与环境研究, 11 (1): 1 - 12. Zhou Liantong, Huang Ronghui. 2006. Characteristics of interdecadal variability of the difference between surface temperature and surface air temperature in spring in arid and semi-arid region of northwest China and its impact on summer precipitation in North China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (1): 1 - 12.
- 周秀骥, 赵平, 陈军明, 等. 2009. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究 [J]. 中国科学 (D 辑), 39 (11): 1473 - 1483. Zhou Xiuji, Zhao Ping, Chen Junming, et al. 2009. Impacts of thermodynamic processes over the Tibetan Plateau on the Northern Hemispheric climate [J]. Science in China (Ser. D) (in Chinese), 39 (11): 1473 - 1483.