

黄荣辉, 刘永, 王林, 等. 2012. 2009 年秋至 2010 年春我国西南地区严重干旱的成因分析 [J]. 大气科学, 36(3): 443-457, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11101. Huang Ronghui, Liu Yong, Wang Lin, et al. 2012. Analyses of the causes of severe drought occurring in Southwest China from the fall of 2009 to the spring of 2010 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(3): 443-457.

## 2009 年秋至 2010 年春我国西南地区 严重干旱的成因分析

黄荣辉 刘永 王林 王磊

中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

**摘要** 我国西南地区从 2009 年秋季到 2010 年春季发生了严重干旱, 这次干旱无论持续时间和发生区域或降水减少程度都是近 50 年来所罕见的, 因而本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料和海温资料从热带西太平洋和热带印度洋热力异常对热带西太平洋和南亚上空大气环流的影响来分析了这次西南地区干旱发生的成因。分析结果表明: 从 2009 年秋到 2010 年春季, 热带西太平洋和热带印度洋处于升温状态, 它使得热带西太平洋上空产生反气旋异常环流, 造成了西南气流异常在我国东南沿海加强, 而华南和华中地区上空处于低槽控制, 因而在高原东部为槽后西北气流和下沉气流所控制, 造成了从孟加拉湾来的水汽很难到达云贵高原, 从而引起了此区域降水长期偏少。并且, 分析结果还表明了中高纬度地区的环流异常对此次严重干旱也有重要影响。由于从 2009 年冬季到 2010 年春季中高纬度准定常行星波传播的极地波导偏强, 而低纬波导偏弱, 这导致波的 E-P 通量在 60°N 附近对流层和平流层为辐合, 而在 35°N 附近对流层中、上层为辐散, 从而引起纬向平均西风在 60°N 附近对流层和平流层减弱, 而在 35°N 附近对流层中、上层加强, 造成了北极涛动 (AO) 为很大的负值。由于 AO 为负值, 东亚冬季冷空气活动强且路径偏东, 使得到达西南地区冷空气偏弱, 从而引起西南地区持续性严重干旱的发生。

**关键词** 干旱 热带西太平洋 东亚冬季风 准定常行星波传播

**文章编号** 1006-9895 (2012) 03-0443-15 **中图分类号** P462 **文献标识码** A

**doi:** 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11101

## Analyses of the Causes of Severe Drought Occurring in Southwest China from the Fall of 2009 to the Spring of 2010

HUANG Ronghui, LIU Yong, WANG Lin, and WANG Lei

Center for Monsoon System Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

**Abstract** A severe drought occurred in Southwest China from the fall of 2009 to the spring of 2010. Either its persistent time and area or decreased amount of rainfall were less observed during the last 50 years. Thus, in this paper, the occurring causes of this drought are analyzed by using the NCEP/NCAR reanalysis data and SST data from the impacts of thermal anomalies in the tropical western Pacific (TWP) and the tropical Indian Ocean (TIO) on the atmospheric circulation over the TWP and South Asia. The results show that during the period from the fall of 2009 to the spring of 2010, both the TWP and the TIO were in a warming state. Under the common thermal effect of

**收稿日期** 2011-05-27, 2011-09-15 收修定稿

**资助项目** 国家公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201006021, 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB950403、2009CB421405

**作者简介** 黄荣辉, 男, 1942 年出生, 中国科学院院士, 主要从事季风和气候动力学以及灾害气候的研究。E-mail: hrh@mail.iap.ac.cn

both oceans, a strong anticyclonic anomalous circulation appeared in the lower troposphere over the TWP and the South China Sea, which caused not only the strengthening of the southwest flow anomaly, but also the appearance of a low trough anomaly over South China and Central China. In this case, the northwest flow anomaly and descending flow anomaly behind the trough controlled the eastern part of the Tibetan Plateau, and water vapor was difficultly transported from the Bay of Bengal into the Yunnan-Guizhou Plateau (Yun-Gui Plateau in short). Thus, less rainfall for a long time was caused in this region. Moreover, the analysis results also show that the circulation anomaly over the mid- and high latitudes had an important impact on the severe drought. Since the polar wave guide of quasi-stationary planetary wave propagations over the high latitudes was stronger, but the low-latitude wave guide was weaker from the fall of 2009 to the spring of 2010, which led to convergence and divergence of the wave E-P fluxes for quasi-stationary planetary waves in the upper troposphere and the stratosphere over the region about  $60^{\circ}\text{N}$  and in the middle and upper troposphere over the region about  $35^{\circ}\text{N}$ , respectively. Thus, the zonal mean wind was weakened in the upper troposphere and the stratosphere over the region about  $60^{\circ}\text{N}$ , but it was strengthened in the upper troposphere over the region about  $35^{\circ}\text{N}$ . This caused an obviously negative phase of the AO (Arctic Oscillation) and brought strong winter monsoon and eastward tracks of cold waves into East Asia, which led to a weakening of cold air arriving in Southwest China. Thereby, the persistent severe drought occurred in Southwest China.

**Key words** drought, tropical western Pacific, East Asian winter monsoon, quasi-stationary planetary wave propagation

## 1 引言

干旱是我国最常见、影响最大的气候灾害,每年因干旱造成的粮食减产约占气象灾害粮食总损失的 50% 以上。根据黄荣辉和周连童(2002)的研究结果,全国各地均可能发生干旱,全国每年平均受旱面积达  $0.2 \times 10^8 \text{ hm}^2$  (约 3.0 亿亩),干旱灾害发生频率最大位于华北和西南地区。近几年,随着全球变暖,我国华北和东北南部以及西南地区干旱灾害更加严重。

由于华北地区干旱是与东亚夏季风密切相关,故关于华北地区干旱的成因研究较多(黄荣辉等, 1999, 2006; Huang et al., 2004)。然而,由于引起西南地区干旱灾害的成因比较复杂,故关于我国西南地区干旱成因还不是太多。刘德等(2005)从欧亚大气环流异常分析了重庆地区夏季干旱和洪涝的成因。彭京备(2007)从观测资料分析了 2006 年夏季西南地区的严重干旱灾害的特征及发生成因,并指出西太平洋副热带高压和大陆副热带高压异常对 2006 年夏季西南地区严重干旱的发生有严重影响;最近,李永华等(2009)系统分析了 2006 年夏季西南地区东部严重干旱的特征和成因,他们的研究表明 2006 年夏季西太平洋副热带高压偏北、偏西以及南亚高压偏东、偏强,使得我国西南地区下沉气流偏强,抑制了孟加拉湾向此地区的水汽输送,以及北方南下冷空气偏弱等导致了此地区发生

了严重干旱。

上述研究主要集中于西南地区夏季干旱的发生成因,特别集中在 2006 年夏季西南东部严重干旱的发生成因。从 2009 年到 2010 年春季云南、贵州和广西西北部发生了持续近 8 个月的严重干旱,受旱面积达  $0.8 \times 10^7 \text{ hm}^2$  (约 1.2 亿亩)。这次严重干旱不仅使云南、贵州和广西西北部大量农作物歉收或绝收,而且致使 2500 万人生活用水困难,造成了巨大经济损失。由于此次严重干旱发生在 2009 年秋、冬季到 2010 年春季,此次干旱的成因可能不同于 2006 年夏季西南地区东部严重干旱的成因,因此,有必要从大气环流和热带太平洋和印度洋海温异常以及中高纬度北极涛动(AO)异常来分析此次严重干旱的成因,以便对于造成此次严重干旱的前期信号有所了解。

本文首先从我国 756 测站降水资料集挑出 516 测站资料来分析此次西南地区严重干旱的发生过程及特征,并且利用 NCEP/NCAR 再分析资料,从 2009 年秋、冬季到 2010 年春季热带太平洋和热带印度洋热力异常所引起低纬度地区大气环流异常以及北极涛动(AO)的异常及其所引起的北半球中高纬度大气环流的异常来分析西南地区此次严重干旱的成因。

## 2 2009 年秋至 2010 年春我国西南地区严重干旱特征

为了更深入分析西南地区 2009 年秋至 2010 年

春长达8个月严重干旱的成因, 本文首先讨论一下这次干旱的特征。

### 2.1 2009年秋至2010年春严重干旱总体特征

此次西南地区严重干旱的发生特征: 一是持续时期长, 从2009年9月开始一直延续到2010年4月, 持续了3个季度计8个月, 这表明此地区发生了秋、冬、春三季度连续大旱; 二是降水偏少严重, 从2009年9月到2010年4月, 在云南、贵州和广西西北部以及西藏东南部降水偏少了一40%多, 有些地区降水偏少了一60%多, 达到持续严重干旱的程度。图1是从我国756测站降水资料挑出516测站资料分析而得到我国2009年9月~2010年9月降水距平分布图 [1971~2000年气候平均的各月降水为正常值, 降水资料取自中国气象局国家气候中心756测站降水资料集(下同)]。从图1可以看到, 在我国西南地区, 特别是西藏东南部和云南、贵州和广西西北部2009年9月~2010年4月降水距平为-40%~-60%。这表明此次西南地区所发生的严重干旱不仅持续时间长, 而且干旱程度是相当严重, 并且, 从图1还可以看到, 此次干旱不仅发生在云南、贵州和广西西北部, 而且发生在西藏的东南部, 在2009年冬季四川和重庆地区也发生严重干旱, 这表明了这次严重干旱发生的面积广、范

围大。

### 2.2 2009年秋至2010年春严重干旱发生的气候背景

西南地区这次严重干旱的发生是有一定的气候背景。图2a-d分别是西南地区76测站分析而得到的夏、秋、冬、春四季降水距平的年际变化。从图2a可以看到: 西南地区夏季从20世纪50年代后期到70年代中期降水偏多, 而从70年代中期到90年代初夏季降水偏少, 从90年代初到21世纪初(2002年)夏季降水偏多, 但在2003~2009年夏季降水又偏少, 西南地区夏季降水年代际变化与我国华北和东北南部夏季降水的年代际变化特征有相似之处。并且, 从图2a还可以看到: 西南地区秋季从20世纪50年代后期到80年代初降水偏多, 而从80年代初到21世纪初夏季降水偏少, 在2002~2009年期间秋季降水严重偏少; 此外, 从图2c可以看到: 西南地区从20世纪50年代后期到60年代初冬季降水偏多, 而从70年代初到80年代后期冬季降水偏少, 从90年代初到90年末冬季降水又偏多, 从90年代末到2009年冬季降水又偏少; 从图2d可以看到, 西南地区春季降水虽然总体有增加的趋势, 但相对于20世纪, 21世纪初春季降水有所下降。

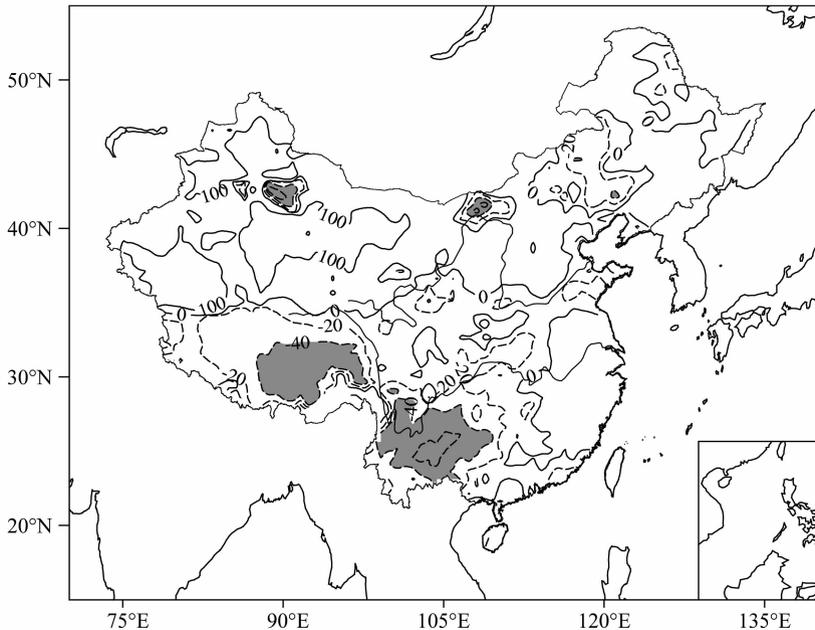


图1 2009年9月~2010年4月我国降水距平百分率分布图。实、虚线: +、-距平; 阴影: 负距平为-40%以上

Fig. 1 Distribution of rainfall anomaly percentages in China during the period of Sep 2009 - Apr 2010. The solid and dashed lines indicate positive and negative anomalies, respectively, and the negative anomalies below -40% are shaded

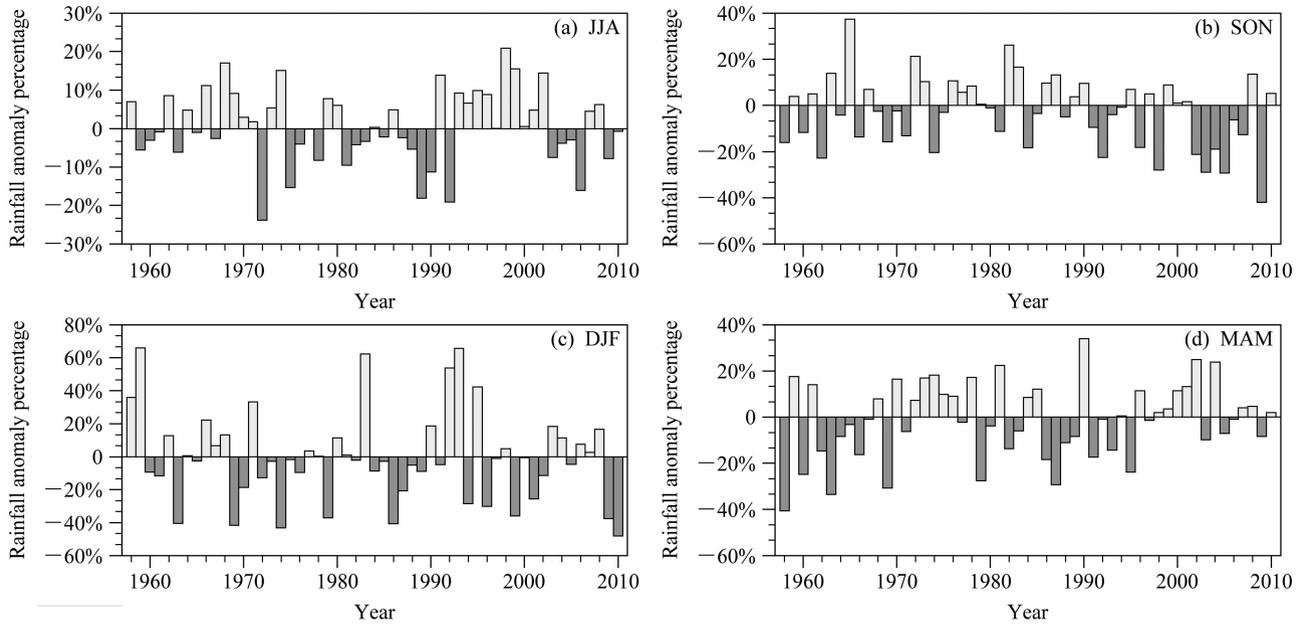


图2 我国西南地区(21°N~30°N, 95°E~110°E)夏季(a)、秋季(b)、冬季(c)和春季(d)平均降水距平百分率的年际变化。1971~2000年气候平均的夏季、秋季、冬季和春季降水为正常值

Fig. 2 Interannual variations of rainfall anomaly percentages over Southwest China averaged for (a) summer, (b) fall, (c) winter, and (d) spring, respectively. The climatological mean rainfalls in summer, fall, winter, and spring for 1971–2000 are taken as the normals, respectively.

以上西南降水观测资料分析结果表明了西南地区最近几年无论夏季和秋季或是冬季和春季降水都处于偏少时期,因此,2009年9月~2010年4月我国西南地区严重干旱是发生在此区域降水偏少(即干旱)的时期。

### 2.3 2009年秋至2010年春干旱的演变过程

图3a~c分别是2009年秋、冬季和2010年3~4月份全国降水距平分布图。从图3a可以看到,2009年秋季在西南地区的云南、贵州、广西西北部 and 青藏高原的东部降水偏少了40%以上,发生了干旱。而到了2009年冬季,正如图3b所示,西南地区干旱不论面积或程度进一步发展:一方面干旱不仅扩展到青藏高原东侧,即云贵高原的云南、贵州和广西西北部,而且干旱从青藏高原的东南部扩展到高原的中部和东北部;另一方面,从图3b可以看到,冬季降水距平百分率-40%线包括了整个青藏高原和云贵高原以及四川、重庆地区,特别在云南、贵州和青藏高原东部和东北部降水偏少了60%以上,发生了严重干旱。到了2010年3~4月,干旱区域分成两片,一片是青藏高原的南部和西部,另一片是云南、贵州和广西西北部,这些区域3~4

月份降水仍偏少40%左右,而四川、重庆地区的干旱得到缓和。因此,这次西南地区干旱以云南、贵州和广西西北部发生的干旱经历时间最长,跨越了3个季度,而其它地区只跨越了2个季度或只有1个季度,并且降水偏少程度最严重的地区也在云南、贵州和广西西北部。

从上面分析可以看到,这次西南严重干旱经历了三个阶段:第一阶段,此次干旱的起始阶段,在2009年秋季,干旱主要发生在云贵高原,降水比常年偏少了40%;第二阶段,此次干旱的发展阶段,在2009年冬季不仅干旱范围从云贵高原扩展到整个青藏高原,而且降水比常年偏少了40%~60%,干旱加重;第三阶段,此次干旱的衰减阶段,在2010年3~4月,干旱区域分成两片,四川、重庆地区干旱缓和,而在云南、贵州和广西西北部干旱持续,之后,西南地区的干旱结束。

### 3 导致2009年秋至2010年春西南地区严重干旱发生的大气环流异常状况

导致这次西南严重干旱是大气环流的异常。为

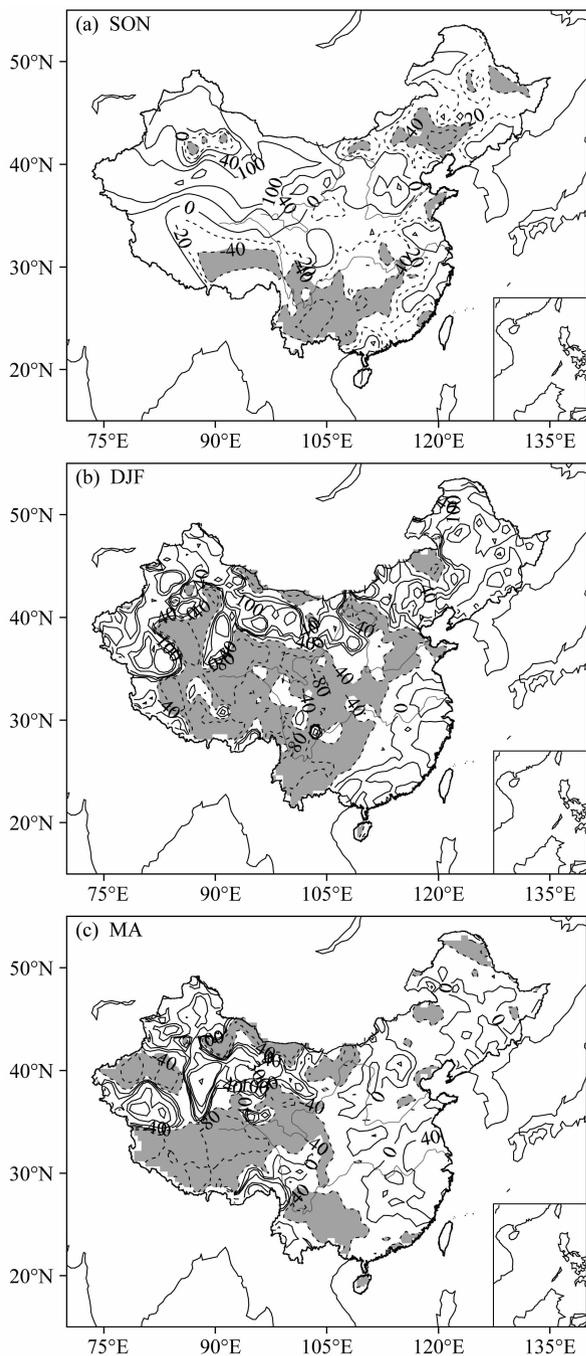


图 3 我国 2009 年秋季 (a)、冬季 (b) 和 2010 年 3~4 月 (c) 降水距平百分率分布图。实、虚线表示正、负距平；阴影表示降水负距平  $-40\%$  以下，1971~2000 年气候平均的各月降水为正常值

Fig. 3 Distributions of rainfall anomaly percentages over China in the (a) fall and (b) winter of 2009 and (c) Mar - Apr of 2010. The solid and dashed lines indicate positive and negative anomalies, respectively, and the negative anomalies below  $-40\%$  are shaded. The climatological mean monthly rainfalls for 1971 - 2000 are taken as the normals

此，本研究利用 NCEP/NCAR 再分析资料分析了西南地区 2009 年秋、冬季和 2010 年 3 月和 4 月 700 hPa、500 hPa 和 850 hPa 南亚和东亚上空大气环流的异常情况。由于云贵高原平均海拔位于 1500~3000 m，因此，本研究首先分析 700 hPa 环流场的异常。图 4a-c 分别是 2009 年秋季 (9~11 月)、冬季 (12~2 月) 和 2010 年春季 (3~4 月) 东亚和南亚地区上空 700 hPa 风场距平和 500 hPa 垂直运动距平分布图。从图 4a 可以看到，在 2009 年秋季，在热带西太平洋和我国南海上空 700 hPa 有一气旋性距平环流，而在热带印度洋和印度半岛上空有一反气旋性距平环流，在孟加拉湾、中印半岛和青藏高原东南部和云贵高原有西北风的异常。这表明来自孟加拉湾暖湿气流偏弱，这不仅造成冷暖空气难以在云贵高原地区交汇，而且造成从孟加拉湾的水汽不能流向我国西南地区，而是向东流向菲律宾及以东地区。并且，从图 4a 还可以看到，在我国西南地区上空 500 hPa 有强的下沉运动异常。这些都不利于我国西南地区秋季的降水。到了 2009 年冬季，正如图 4b 所示，在南亚和东亚地区上空 700 hPa 环流场有一个很大调整，在热带西太平洋和我国南海上空有一强的反气旋距平环流，在我国华南、东南沿海和长江中、下游地区有强的偏南风异常，这正是 Zhang et al. (1996)、张人禾和黄荣辉 (1998) 以及 Wang et al. (2003) 所指出的在热带太平洋 El Niño 事件成熟之后，在热带西太平洋上空会出现反气旋环流异常。这个反气旋环流异常会加强我国华南、东南沿海和长江中、下游的偏南气流。并导致这些区域有强的上升运动异常 (见图 4b)，从而造成上述地区降水偏多。并且，从图 4b 还可以看到，在孟加拉湾上空也有一弱的反气旋距平环流，在我国中部上空有一低槽异常，而在青藏高原东南部、中部上空有西北气流异常，这使得孟加拉湾来的水汽不能流向我国西南地区。此外，从图 4b 还可以看到，在青藏高原东南部、中部和北部上空 500 hPa 有强的下沉运动的异常。这些造成了在上述区域降水严重偏少，发生了严重干旱。到了 2010 年 3~4 月，正如图 4c 所示，热带西太平洋上空反气旋距平环流向西移动，并与孟加拉湾上空反气旋距平环流合并，成为一个跨越孟加拉湾、中印半岛和我国南海强的反气旋距平环流，这正是 Wang et al. (2003) 所指出的伴随着热带太平洋 El Niño 事件

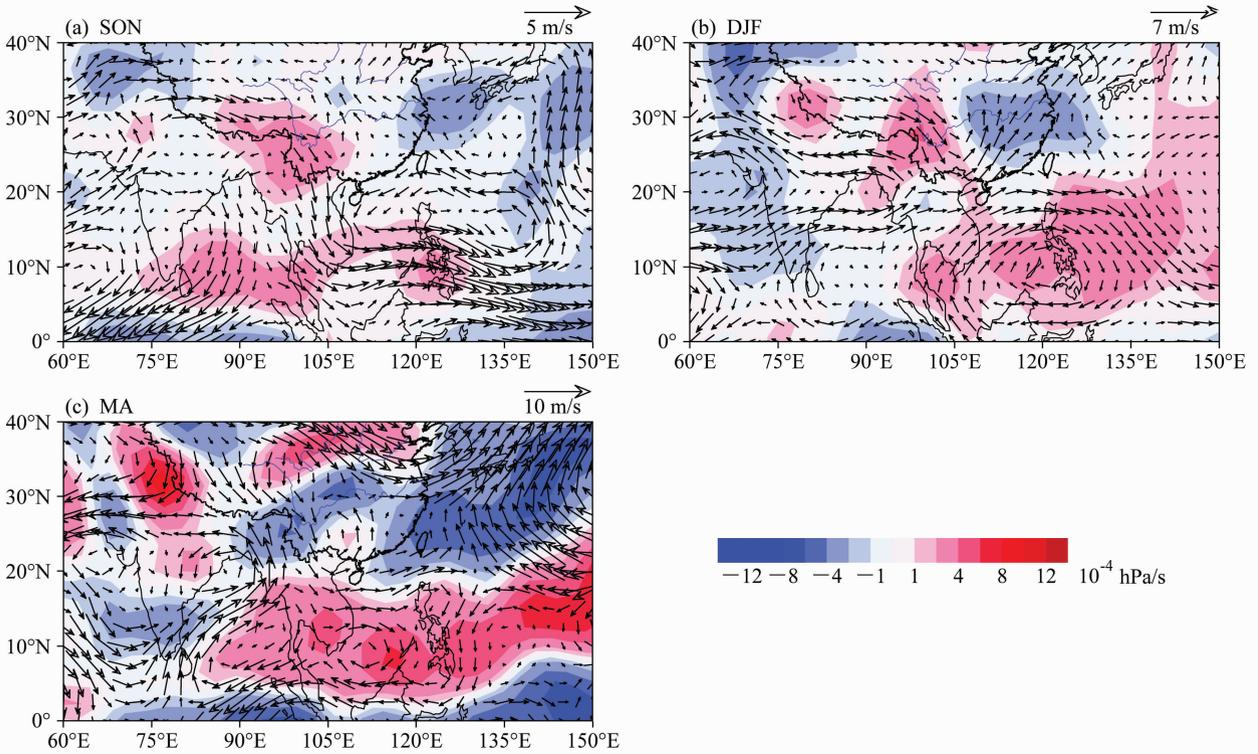


图4 2009年秋季(a)、冬季(b)和2010年3~4月(c)南亚和东亚地区上空700 hPa距平风场和500 hPa垂直运动距平分布图。红、蓝色表示下沉和上升运动的距平;取1971~2000年气候平均各月风场和垂直运动为正常值;风场和垂直运动取自NCEP/NCAR再分析资料(Kalnay et al., 1996)(下同)

Fig. 4 Distributions of the wind anomaly field at 700 hPa and vertical motion anomalies at 500 hPa over South Asia and East Asia in the (a) fall and (b) winter of 2009 and (c) Mar - Apr of 2010. The descending and ascending motion anomalies are denoted by red and blue colors, respectively. The climatological mean monthly wind fields and vertical motions for 1971 - 2000 are taken as the normals. The data of wind field and vertical motion are from the NCEP/NCAR reanalysis data (e. g., Kalnay et al., 1996)

的衰减所产生的热带西太平洋反气旋距平环流可以维持到第二年的春季。这个反气旋距平环流导致了我国华南、东南沿海以及日本以南的西北太平洋上空有强的西南风异常和500 hPa有强的上升运动异常,从而造成了上述区域春季降水偏多以及天气非常潮湿。并且,从图4c可以看到,2010年春季虽然在青藏高原中部和北部有西北气流的异常,但在高原的东侧出现了气旋性距平环流,并伴随有上升运动的异常,因此,在高原的东侧的四川、重庆降水偏多,干旱得以缓和,但在云贵高原的东部仍为下沉运动异常,特别在高原的西部和西北部仍有强的下沉运动异常,加上由于环流异常的原因,孟加拉湾的水汽还是难于流向上述地区,从而引起这些地区降水继续偏少。之后,由于高原东侧所出现的气旋性环流异常和上升运动的异常渐渐加强并扩展范围,才使得这次持续8个月的西南地区严重干旱结束。

由于青藏高原平均海拔在5000 m以上,为了了解青藏高原上空环流异常对这次西南严重干旱的影响,本研究又分析了南亚和中亚上空500 hPa的环流异常(图略)。结果表明:从2009年秋季,冬季到2010年3~4月,无论热带西太平洋经我国南海到孟加拉湾上空的500 hPa环流异常,或是青藏高原东南部和云贵高原上空的500 hPa环流异常基本上与上述700 hPa环流异常相类似,在这三个季度期间,云贵高原上空一直出现西北气流的异常,这不利于孟加拉湾水汽流向我国西南地区,从而造成此地区降水持续严重偏少。

从以上分析可以看到,导致这次西南地区严重干旱是青藏高原东南部的云贵高原上空出现长时间的西北气流和下沉运动的异常,这些异常是与热带西太平洋和南海上空反气旋距平环流密切相关。正是这些环流异常,才导致了孟加拉湾来的水汽难于流向我国西南地区,而是流向我国华南、东南沿海

和长江中、下游地区, 从而引起西南地区持续严重干旱, 而我国华南、东南沿海地区降水偏多。

### 4 热带海洋海表热力状态异常对西南地区严重干旱的影响

上一节分析结果表明了热带西太平洋上空对流层低层反气旋环流异常对于我国西南地区 2009 年秋、冬季和 2010 年春持续性严重干旱有着重要影响。这个反气旋环流异常从 2009 年冬季一直维持到 2010 年春季。关于热带西太平洋反气旋环流异常的产生已有一些研究, Zhang et al. (1996)、张人禾和黄荣辉 (1998) 研究了热带太平洋 El Niño 事件对我国降水滞后影响的机理, 指出在热带太平洋 El Niño 事件成熟以后, 在热带西太平洋上空对流层下层会出现反气旋环流异常。并且, Huang et al. (2001) 的研究表明了这个反气旋环流异常是由

于在 El Niño 事件达到成熟期强对流活动中心东移到热带中太平洋上空, 相对而言, 热带西太平洋上空对流活动减衰, 这利于热带西太平洋上空对流层下层产生反气旋环流异常。Wang et al. (2003) 的研究表明了伴随热带太平洋 El Niño 事件的冬季和春季, Walker 环流减衰以及热带西太平洋负的海温异常使得热带西太平洋上空的对流潜热释放衰减, 从而激发冷的 Rossby 波, 这使得热带西太平洋上空对流层下层形成了反气旋环流异常。因此, 有必要从热带海表热力状态异常来探讨这次西南地区严重干旱的影响。

#### 4.1 2009 年秋至 2010 年春热带太平洋海表热力状态异常对西南地区严重干旱的影响

图 5a-c 分别是 2009 年秋、冬季和 2010 年 3~4 月份热带和副热带太平洋和印度洋海表温度的距平分布。从图 5a 可以看到, 2009 年秋季从热带中

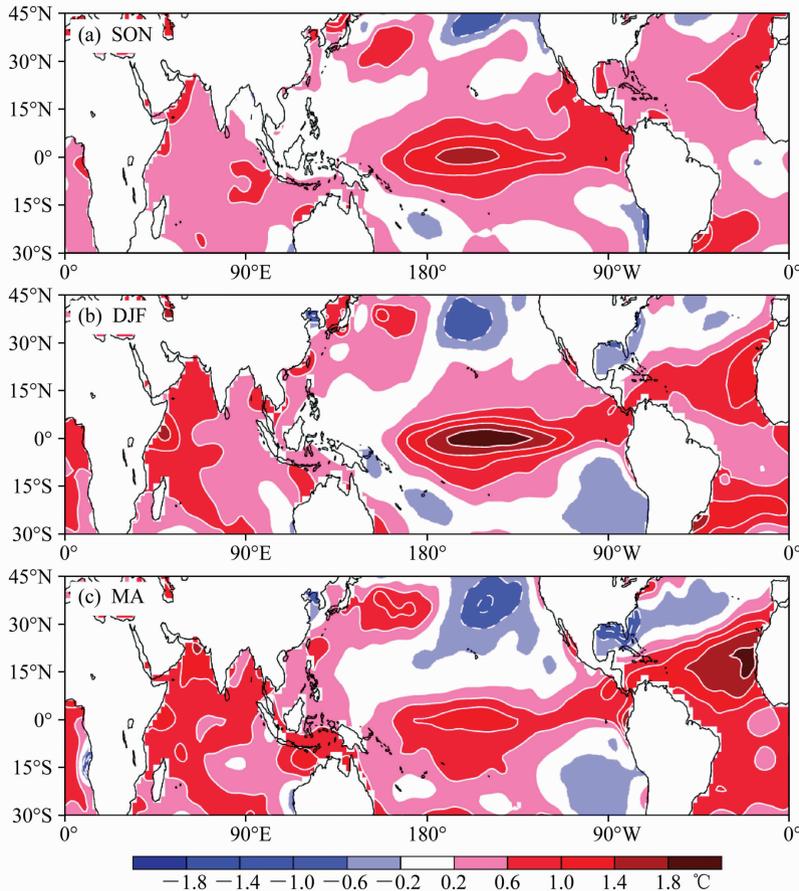


图 5 2009 年秋季 (a)、冬季 (b) 和 2010 年 3~4 月份 (c) 热带太平洋和印度洋海表温度 (SST) 距平分布 (单位: °C) (取 1971~2000 年各月海表温度气候平均分布为正常值)。红、蓝色表示正负距平

Fig. 5 Distributions of the SST anomalies in the tropical Pacific and the tropical Indian Ocean in the (a) fall and (b) winter of 2009 and (c) Mar–Apr 2010. The positive and negative anomalies are denoted by red and blue colors, respectively. The climatological mean monthly SSTs for 1971–2000 are taken as the normals

太平洋到热带中太平洋海表温度升高,这正是这次 El Niño 事件处于发展阶段。到了 2009 年冬季(图 5b),热带中太平洋 SST 继续升高,从热带中太平洋到热带东太平洋 SST 距平为正距平,这时 El Niño 发展到成熟期。到了 2010 年 3~4 月,正如图 5c 所示,虽然热带中太平洋的 SST 开始下降,但从热带中太平洋到热带东太平洋 SST 距平仍为正,这正是这次 El Niño 事件开始衰减。

为了更清楚地给出 2009~2010 年春季热带太平洋 SST 距平的变化情况,本研究又分析了 2008 年 1 月~2010 年 5 月热带东太平洋 Niño3 区 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ) 以及热带中东太平洋 Niño3.4 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $170^{\circ}\text{W}\sim 100^{\circ}\text{W}$ ) 区域平均的 SST 距平随时间的变化(见图 6)。从图 6 可以明显看到,这次 El Niño 事件从 2009 年 5 月份开始发展,到了 2009 年 12 月热带东太平洋的 SST 达到最高点, Niño3 区平均的 SST 距平达到  $1.5^{\circ}\text{C}$ ,而从 2010 年 1 月 Niño 区平均的 SST 距平开始下降,这表明了这次 El Niño 事件开始衰减,并一直持续到 2010 年春季。并且,从图 6 也可以看到, Niño3.4 区平均的 SST 距平随时间的变化也基本上与

Niño3 区平均的 SST 距平的变化相同。

这些表明了这次 El Niño 事件在 2009 年冬季成熟,之后逐渐衰减,因此,2009 年冬季和 2010 年春季正处于 2009/2010 年 El Niño 事件的衰减期。按照 Zhang et al. (1996)、张人禾和黄荣辉 (1998) 以及 Wang et al. (2003) 的研究结果,在 2009 年冬季和 2010 年春季热带西太平洋上空对流层下层将出现反气旋环流异常。因此,如图 4b 和图 4c 所示,在 2009 年冬季和 2010 年春季,先在热带西太平洋上空,后从热带西太平洋经南海到孟加拉湾上空对流层下层出现反气旋环流异常。

#### 4.2 2009 年秋至 2010 年春热带北印度洋海表热力状态异常对西南地区严重干旱的影响

图 7 是 2008 年 1 月~2010 年 5 月热带印度洋 ( $30^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{S}$ ,  $80^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 区域平均的逐月 SST 距平值。从图 7 可以看到,热带印度洋海表温度从 2008 年 4 月份起就偏高,到了 2010 年春季此区域海表温度距平为最高,达到  $0.6^{\circ}\text{C}$ 。热带印度洋从 2009 年秋季~2010 年春季的增温对于菲律宾周围热带西太平洋反气旋异常环流的形成有重要作用。

Ashok et al. (2005)、Yang et al. (2007) 指出

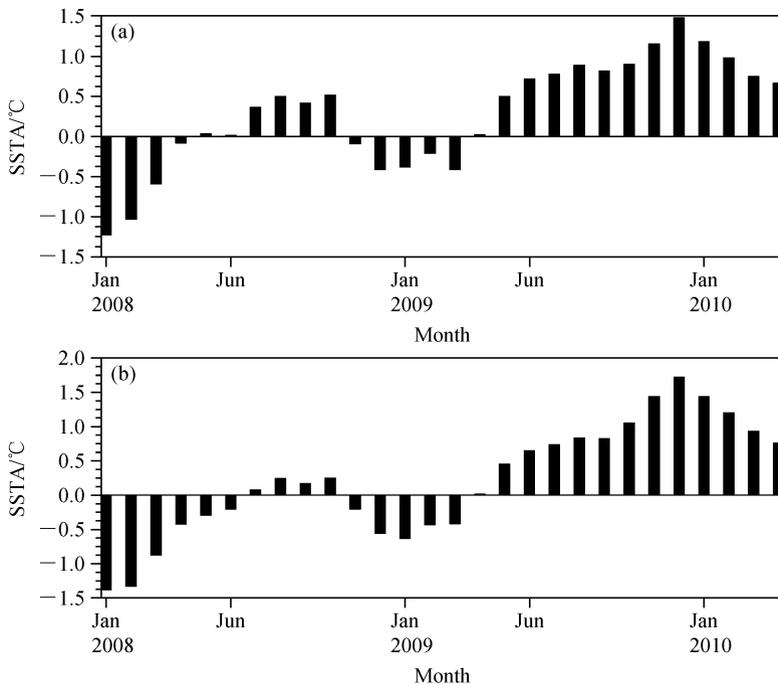


图 6 2008 年 1 月~2010 年 5 月热带太平洋 Niño3 区 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ) (a) 和 Niño3.4 区 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $170^{\circ}\text{W}\sim 100^{\circ}\text{W}$ ) (b) 区域平均逐月 SST 距平值(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )。取 1971~2000 年各月的 SST 气候平均值为正常值

Fig. 6 Monthly mean SST anomalies (SSTAs) during Jan 2008 - May 2010 averaged for (a) the Niño3 area ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ) and (b) the Niño3.4 area ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $170^{\circ}\text{W}\sim 100^{\circ}\text{W}$ ) of the tropical Pacific. The climatological mean monthly SSTs are taken as the normals

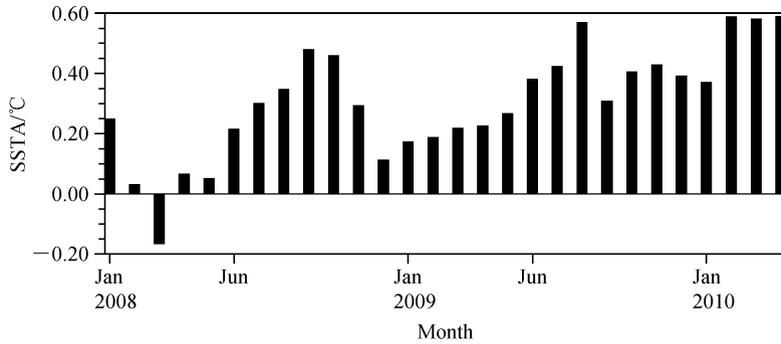


图 7 同图 6, 但为热带印度洋 ( $30^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{S}$ ,  $80^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 区域平均的 SST 距平

Fig. 7 As in Fig. 6 except for the tropical Indian Ocean ( $30^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{S}$ ,  $80^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ )

了热带印度洋存在滞后于热带中、东太平洋 3~4 个月的增温现象, 这种滞后于赤道中、东太平洋的增温对于东亚夏季风系统的变异有重要影响。黄刚和胡开明 (2008) 研究结果表明了夏季西北太平洋反气旋异常与热带北印度洋海温有显著的正相关。图 8a 和图 8b 分别是 1979~2008 年冬、春季热带印度洋 ( $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $40^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 区域平均的标准化 SST 距平与全球综合分析降水集 (CMAP) 冬、春季降水距平的相关系数分布图。从图 8a 和图 8b 可以看到, 热带印度洋冬、春季 SST 与我国西南和中印半岛上空的冬、春降水有一个很好的负相关, 而在日本北海道和日本海有一片正相关。并且, 图 8a 和图 8b 分别是 1979~2008 年冬、春所回归的南亚和东亚以及热带西太平洋上空冬、春季 700 hPa 距平风场的分布 (只给出超过 90% 的信度检验的距平风场)。从图 8 所示的距平风场的分布可以看到, 热带印度洋冬、春季海表温度异常与我国南海、孟加拉湾和中印半岛上空低层反气旋异常环流之间存在很好的正相关。这表明: 若热带印度洋冬、春季海表温度偏高, 则我国南海、孟加拉湾和中印半岛上空低层反气旋异常环流偏强; 相反, 若热带印度洋冬、春海表温度偏低, 则我国南海、孟加拉湾和中印半岛上空低层气旋异常环流偏强。2009 年冬季和 2010 年春季热带印度洋海表温度偏高, 故在 2009 年冬季和 2010 年春季孟加拉湾和中印半岛上空反气旋距平风场增强。

## 5 平流层环流异常对西南地区严重干旱的影响

第 3 节的分析结果表明了西南地区冬、春季干旱与冬、春季热带西太平洋、孟加拉湾和中印半岛

上空的环流异常密切相关, 然而, 它与北半球中、高纬度环流异常也有一定关系, 特别与东亚冬季风的变异有很密切关系。Chen and Graf (1998) 以及 Huang et al. (2007) 的研究都表明了东亚冬季风的年际变化和异常与西伯利亚高压、阿留申低压的变化与异常密切相关; 并且, 陈文和黄荣辉 (2005)、Huang et al. (2007) 进一步指出北半球准定常行星波在三维球面大气传播波导的年际振荡严重影响着东亚冬季风的年际变化。这主要由于东亚冬季风与北极涛动 (AO) 密切相关 (Gong et al., 2001), 而 AO 依赖于北半球环状模 (NAM) 的振荡 (Thompson and Wallace, 1998, 2000), 根据波一流相互作用原理, 北半球环状模的振荡直接与北半球准定常行星波传播波导的年际振荡密切相关。因此, 北半球冬季球面大气准定常行星波传播波导的振荡将会导致东亚冬季风的年际变化。

### 5.1 AO 对我国西南地区冬、春降水异常的影响

图 9 是 2008 年 1 月~2010 年 3 月逐月 AO 值。从图 9 可以看到, 在 2009 年 12 月~2010 年 3 月 AO 值为负值, 特别是 2010 年 2 月 AO 值达到 -4.0, 这引起了中国东北、华北、西北和广东及东南沿海地区冬季气温偏低 (见图 10a-d)。从图 10a-d 可以看到: 2009 年冬和 2010 年春我国西北北疆地区和我国东部气温偏低, 这是与欧亚大陆中、高纬度地区在 2009 年冬和 2010 年春气温偏低相联系, 而在我国青藏高原、西南地区 and 西北的中、东部地区气温偏高, 可以说是“西高东低”气温异常分布型。这种气温分布型说明了到达我国西南地区的冷空气较弱, 即冬、春季绕高原路径的寒潮很弱, 从而导致了我国西南地区 2009 年秋~2010 年春降水偏少, 发生了持续严重干旱。

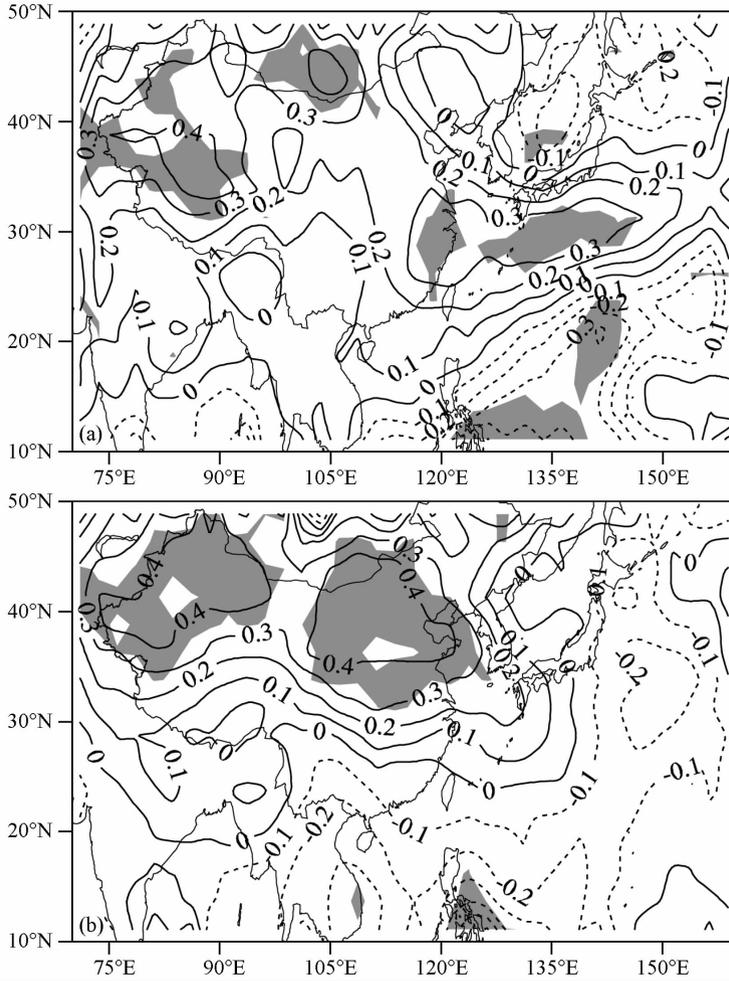


图 8 1979~2008 年冬季 (a) 和春季 (b) 南亚和东亚降水与热带印度洋 ( $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $40^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 区域平均的标准化 SST 相关系数分布图 [降水资料取自 CMAP 降水资料集 (Xie and Arkin, 1997)]。实、虚线: 正、负值; 阴影: 超过 95% 信度

Fig. 8 Distributions of the correlation coefficients between the rainfall over South Asia and East Asia and the normalized SSTs averaged for the tropical Indian Ocean ( $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $40^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ) in (a) winter and (b) spring. The solid and dashed lines indicate positive and negative correlations, respectively, and the confidence levels over 95% are shaded. The data of precipitation are from CMAP data set (e. g., Xie and Arkin, 1997)

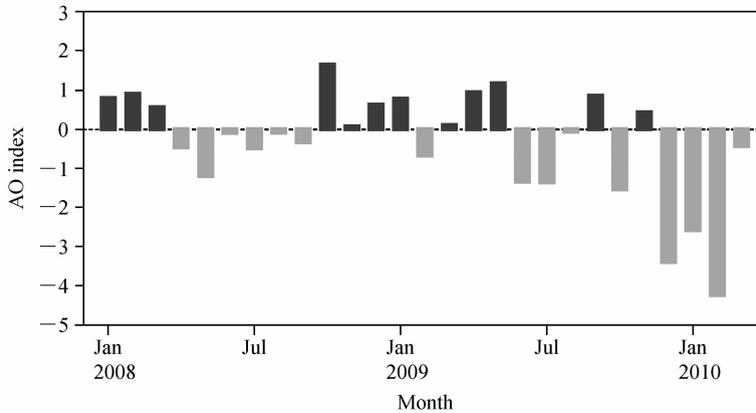


图 9 2008 年 1 月~2010 年 3 月逐月 AO 值 [资料取自 NCEP/NCAR 再分析资料 (Kalnay et al., 1996)]

Fig. 9 The monthly AO (Arctic Oscillation) index from Jan 2008 to Mar 2010. The data are from the NCEP/NCAR reanalysis data (e. g., Kalnay et al., 1996)

为了进一步研究 AO 对我国西南地区冬、春季降水的影响，本文还利用相关分析方法来分析北半

球冬、春季 AO 与我国降水距平之间的相关（见图 11）。从图 11a 和图 11b 可以看到，无论冬季或春

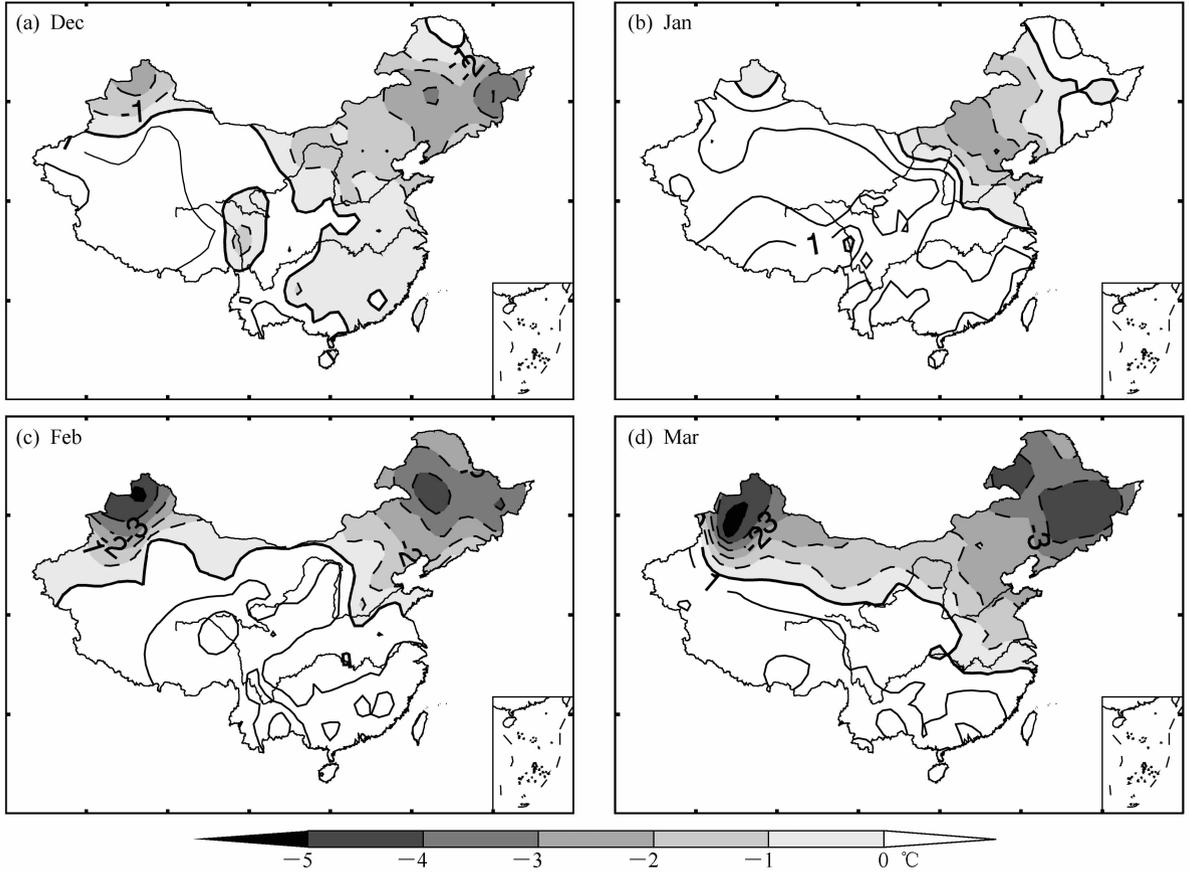


图 10 2009 年 12 月 (a)、2010 年 1 月 (b)、2 月 (c) 和 3 月 (d) 我国地面气温距平分布 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ )。取 1971~2000 年各月地面气温平均值为正常值

Fig. 10 Distributions of the monthly surface air temperature anomalies over China in (a) Dec 2009, (b) Jan 2010, (c) Feb 2010, and (d) Mar 2010. The climatological mean monthly surface air temperatures for 1971 - 2000 are taken as the normals

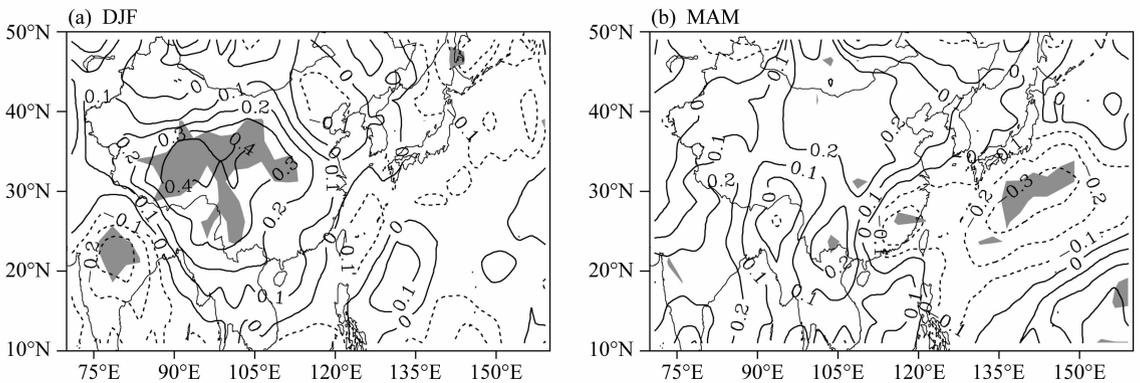


图 11 北半球冬季 (a) 和春季 (b) 我国降水与 AO 的相关系数分布图。实、虚线：正、负值；阴影：超过 95% 信度

Fig. 11 Distributions of the correlation coefficients between the rainfall over China and the AO index in the boreal (a) winter and (b) spring. The solid and dashed lines indicate positive and negative correlations, respectively, and the confidence levels over 95% are shaded

季 AO 与我国西南地区降水有正相关, 而与我国东南沿海和华南地区的降水有负相关。这表明: 在北半球冬、春季, 当 AO 为负时, 我国西南地区降水偏少, 而东南沿海地区的降水偏多; 相反, 当北半球冬、春季 AO 为正时, 我国西南地区降水偏多, 而东南沿海地区的降水偏少。正如图 9 所示, 2009 年冬季和 2010 年春季 (2009 年 12 月~2010 年 3 月) AO 值为较大的负值, 因此, 我国西南地区 2009 年冬季和 2010 年春季降水偏少。

## 5.2 2009 年冬季和 2010 年春季平流层准定常波传播波导振荡对 AO 的影响

上述分析结果表明了 2009 年 12 月~2010 年 3 月 AO 值为负值, 特别是 2009 年 12 月~2010 年 2 月 AO 值为  $-3.0 \sim -4.0$ , AO 的异常是与北半球准定常行星波传播波导的振荡有密切相关。为此, 本小节进一步分析 2009 年 12 月~2010 年 3 月北半球逐月的准定常行星波 E-P 通量的分布 (见图 12a-d)。从图 12a-d 都可以看到从 2009 年 12 月~

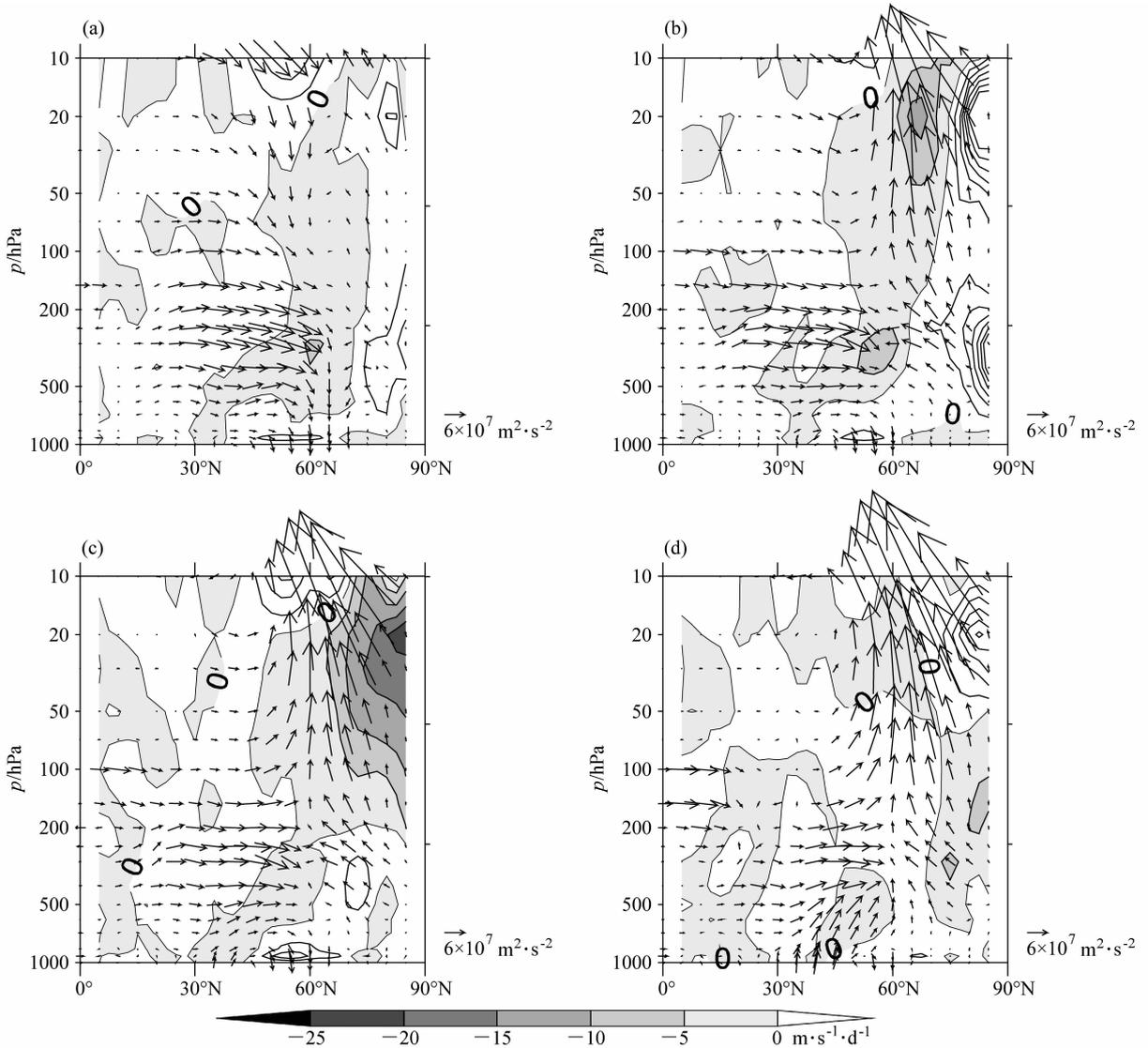


图 12 2009 年 12 月 (a)、2010 年 1 月 (b)、2 月 (c) 和 3 月 (d) 北半球准定常行星波 1~3 波合成 E-P 通量 ( $\times \rho^{-1}$ ) 及其散度 (单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ) 的分布。资料取自 NCEP/NCAR 再分析资料 (Kalnay et al., 1996)

Fig. 12 Composite distributions of the E-P fluxes ( $\times \rho^{-1}$ ) and their divergence (units:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ) for the quasi-stationary planetary waves 1-3 over the Northern Hemisphere in (a) Dec 2009, (b) Jan 2010, (c) Feb 2010, and (d) Mar 2010. The data are from the NCEP/NCAR reanalysis data (e. g., Kalnay et al., 1996)

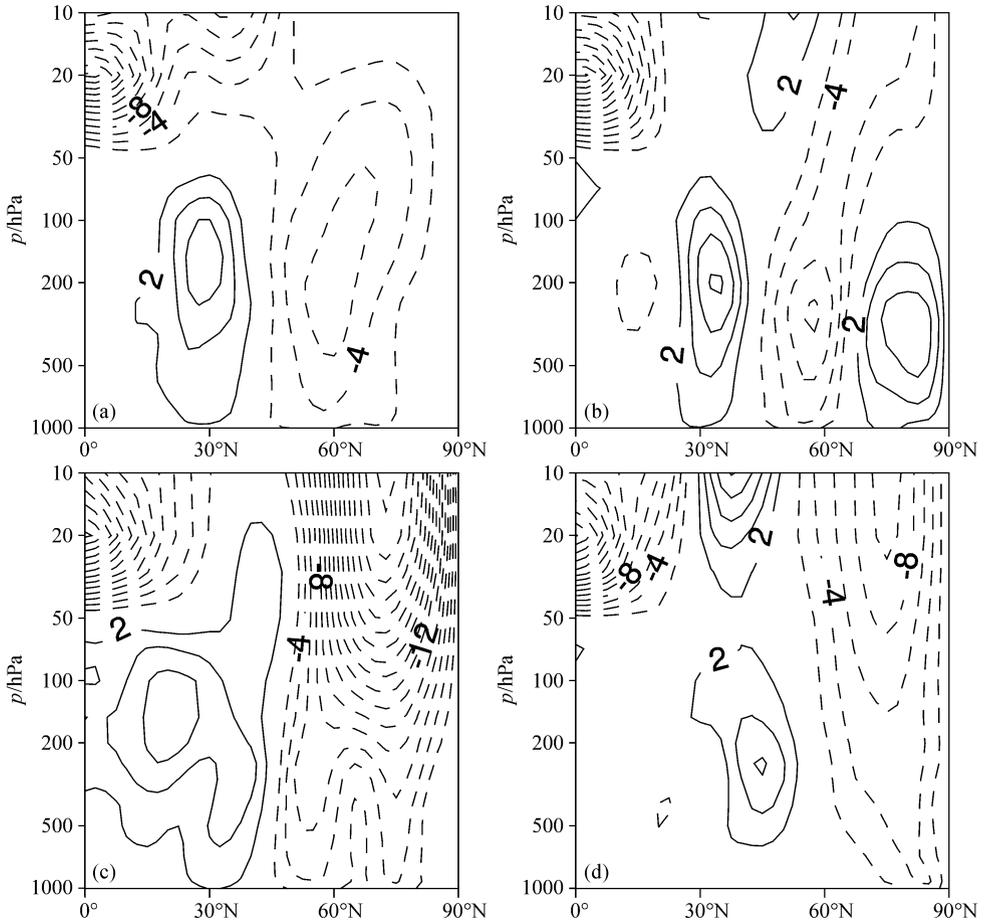


图 13 同图 12，但为纬向平均气流（单位：m/s）

Fig. 13 As in Fig. 12 except for the zonal mean flow (m/s)

2010 年 3 月北半球准定常行星波传播的极地波导加强，而低纬波导减弱，这引起了在 60°N 附近上空的高纬地区上空的对流层和平流层准定常行星波 E-P 通量的辐合，而在 30°N 附近上空的对流层中、高层准定常行星波 E-P 通量的辐散。根据波一流相互作用原理，2009 年 12 月~2010 年 3 月北半球准定常行星波传播波导的振荡将影响纬向平均流。图 13a-d 分别是 2009 年 12 月、2010 年 1 月、2 月和 3 月北半球纬向平均气流随高度和纬度的分布。从图 13a-d 可以看到，从 2009 年 12 月到 2010 年 3 月，北半球纬向平均气流在 60°N 附近上空的对流层和平流层西风减弱，而在 30°N 附近的对流层中、上层西风加强，从而导致了 AO 变成了较大的负值。

### 6 结论和讨论

本文从观测资料分析表明了我国西南地区从

2009 年秋到 2010 年春季发生了的严重干旱，这次干旱无论持续时间或干旱严重程度都是历史上所罕见的。为此，本文利用再分析资料和海表温度资料分析了 2009 年秋季至 2010 年春季西南地区严重干旱的成因。分析结果表明了导致这次特大干旱发生是由于热带西太平洋、中印半岛、孟加拉湾和青藏高原东部（特别是云贵高原）大气环流的严重异常所造成。从 2009 年秋、冬季到 2010 年春季热带西太平洋和热带印度洋处于升温期，它使得热带西太平洋上空产生反气旋异常环流、造成了西南气流在我国东南沿海加强，而华南和华中地区上空处于低槽控制，因而在高原东部为槽后西北气流和下沉气流所控制，造成了从孟加拉湾来的水汽很难到达云贵高原，从而引起了此地区降水长期偏少。并且，分析还表明从 2009 年冬季到 2010 年春季中高纬度准定常行星波极地波导很强，而低纬波导偏弱，从而导致在 60°N 附近高纬度地区对流层和平流层波

的 E-P 通量为辐合,而在 35°N 附近地区对流层中、上层波的 E-P 通量为辐散。准定常行星波传播波导的异常引起了 60°N 附近从对流层到平流层纬向平均西风减弱,而 35°N 附近对流层中、上层的纬向平均西风加强,造成了 AO 为很大负值。由于 AO 为很大负值,东亚冷空气偏强,路径偏东,而绕高原路径的冷空气活动偏弱,从而造成我国西南地区冷空气活动偏弱,致使长时期降水偏小严重干旱发生。

从上面分析可以看到,造成从 2009 年秋到 2010 年春季我国西南地区的严重干旱主要原因之一是绕高原路径的冷空气偏弱。陶诗言(1959)提出东亚寒潮活动主要路径有三种:第一种是从贝加尔湖南下型寒潮,这种寒潮路径是从贝加尔湖附近的西伯利亚地区经蒙古高原东部南下直接侵袭我国东北和华北,经渤海和黄海,并从东海和日本绕向我国东南沿海、南海到东南亚;第二种是绕高原型寒潮,这种寒潮活动路径是从我国西北沿高原东侧再绕向高原的东南侧流向中印半岛和孟加拉湾;第三种是超极地寒潮,这种寒潮直接从西伯利亚的泰末尔半岛经西伯利亚地区南下到东北和华北地区,它会带来我国东北和华北地区的严重降温,东亚的强寒潮经常是超极地过程的寒潮。2009 年秋至 2010 年春绕高原型寒潮偏少,而第一种从贝加尔湖南下型寒潮偏强。为什么东亚冬季寒潮路径有很大的年际振荡,这是一个值得进一步研究的问题。

### 参考文献 (References)

Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. *J. Geophys. Res.*, 112: C11007, doi:10.1029/2006 JC003798.

Chen Wen, Graf H F. 1998. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to global circulation[R]. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report NO. 250, 1-35.

陈文, 黄荣辉. 2005. 北半球冬季准定常行星波的三维传播及其年际变化 [J]. *大气科学*, 29: 137-146. Chen Wen, Huang Ronghui. 2005. The three-dimensional propagation of quasi-stationary planetary waves in the Northern Hemisphere winter and its interannual variations [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29: 137-146.

Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 2073-2076.

黄刚, 胡开明. 2008. 夏季北印度洋海温异常对西北太平洋低层反气旋异常的影响 [J]. *南京气象学院学报*, 31: 749-757. Huang Gang, Hu Kaiming. 2008. Impact of North Indian Ocean SSTa on Northwest Pacific lower layer anomalous anticyclone in summer [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 31: 749-757.

黄荣辉, 蔡榕硕, 陈际龙, 等. 2006. 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 [J]. *大气科学*, 30: 730-743. Huang Ronghui, Cai Rongshuo, Chen Jilong, et al. 2006. Interdecadal variations of drought and flooding disasters in China and their association with the East Asian climate system [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30: 730-743.

Huang Ronghui, Chen Jilong, Huang Gang. 2007. Characteristics and variations of the East Asian monsoon system and its impacts on climate disasters in China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24: 993-1023.

Huang Ronghui, Huang Gang, Wei Zhigang. 2004. Climate variations of the summer monsoon over China [M]// Chang C P, Ed. *East Asian Monsoon*. Singapore: World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., 213-270.

黄荣辉, 徐予红, 周连童. 1999. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势 [J]. *高原气象*, 18: 465-467. Huang Ronghui, Xu Yuhong, Zhou Liantong. 1999. The interdecadal variation of summer precipitations in China and the drought trend in North China [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 18: 465-476.

Huang R H, Zhang R H, Yan B L. 2001. Dynamical effect of the zonal wind anomalies over the tropical western Pacific on ENSO cycles [J]. *Science in China (Series D)*, 44: 1089-1098.

黄荣辉, 周连童. 2002. 我国重大气候灾害特征、形成机理和预测研究 [J]. *自然灾害学报*, 11: 1-9. Huang Ronghui, Zhou Liantong. 2002. Research on the characteristics, formation mechanism and prediction of severe climatic disasters in China [J]. *Journal of Natural Disasters (in Chinese)*, 11: 1-9.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437-471.

李永华, 徐海明, 刘德. 2009. 2006 年夏季西南地区东部特大干旱及其大气环流异常 [J]. *气象学报*, 67: 122-132. Li Yonghua, Xu Haiming, Liu De. 2009. Features of the extremely severe drought in the east of Southwest China and anomalies of atmospheric circulation in summer 2006 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67: 122-132.

刘德, 李永华, 高阳华, 等. 2005. 重庆夏季旱涝的欧亚环流特征分析 [J]. *高原气象*, 24: 275-279. Liu De, Li Yonghua, Gao Yanghua, et al. 2005. Analysis on Eurasian circulation of drought and flood in summer of Chongqing [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 24: 275-279.

彭京备, 张庆云, 布和朝鲁. 2007. 2006 年川渝地区高温干旱特征及其成因分析 [J]. *气候与环境研究*, 12: 464-474. Peng Jing-

- bei, Zhang Qingyun, Buch Cholaw. 2007. On the Characteristics and possible causes of a severe drought and heat wave in the Sichuan-Chongqing region in 2006 [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 12: 464 - 474.
- 陶诗言. 1959. 十年来我国对东亚寒潮的研究 [J]. *气象学报*, 30: 226 - 230. Tao Shiyan. 1959. Study on East Asian cold waves in China during recent 10 year (1949 - 1959) [J]. *Acta Meteorology Sinica* (in Chinese), 30: 226 - 230.
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 1297 - 1300.
- Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month to month variability [J]. *J. Climate*, 13: 1000 - 1016.
- Wang B, Wu R G, Li T. 2003. Atmosphere - warm ocean interaction and its impacts on Asian - Australian monsoon variation [J]. *J. Climate*, 16: 1195 - 1211.
- Xie P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78: 2539 - 2558.
- Yang J L, Liu Q Y, Xie S P. et al. 2007. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34: L02708, doi:10.1029/2006 GL 028571.
- 张人禾, 黄荣辉. 1998. El Niño 事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 I. 资料诊断和理论分析 [J]. *大气科学*, 22: 587 - 599. Zhang Renhe, Huang Ronghui. 1998. Dynamical roles of zonal wind stresses over the tropical Pacific on the occurring and vanishing of El Niño. Part I: Diagnostic and theoretical analyses [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 22: 587 - 599.
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the 86/87 and 91/92 events [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74: 49 - 62.