

刘炜,周顺武,智海. 2014. 1998 年夏季青藏高原东南部降水 30~60 d 低频振荡特征. 气象, 40(5):530-540.

1998 年夏季青藏高原东南部降水 30~60 d 低频振荡特征^{* 1}

刘 炜^{1, 2} 周顺武¹ 智 海¹

1 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

2 内蒙古自治区气候中心, 呼和浩特 010051

提 要: 根据地面观测站的逐日降水资料及 NCEP/NCAR 逐日再分析资料, 分析了 1998 年夏季青藏高原东南部地区的低频降水特征, 并重点讨论了 30~60 d 低频降水正、负位相期间相关要素场低频分量的异常分布及传播特征。结果表明: (1) 1998 年高原东南部降水存在 10~20、20~30 以及 30~60 d 周期的低频振荡, 其中 30~60 d 振荡的正(负)位相基本对应着降水的盛(间歇)期。(2) 在降水正(负)位相期间, 高原南侧存在一个低频气旋(反气旋), 而日本海上空维持着一个异常低频反气旋(气旋), 受高原南侧低频气旋(反气旋)东北侧的偏南(北)气流以及日本海上空低频反气旋(气旋)西南侧的偏南(北)气流的共同影响, 高原东南部为明显的低频水汽辐合(散)区。(3) 在低频降水正位相期间, 高原地区经孟加拉湾至中南半岛到南海均为低频热源区; 负位相, 热源、汇低频分量的分布与正位相基本相反。(4) 1998 年夏季存在从西太平洋经长江中下游西传至高原地区的 30~60 d 整层积分水汽通量辐合(散)和 100 hPa 低频辐散(合), 且西传至高原东南部时基本与高原东南部 30~60 d 低频降水的正(负)位相对应。

关键词: 高原东南部, 降水, 低频振荡, 大气视热源(汇), 传播特征

中图分类号: P466

文献标志码: A

doi: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2014. 05. 002

Characteristics of Precipitation 30—60 d Oscillation over the Southeast of Tibetan Plateau in Summer 1998

LIU Wei^{1, 2} ZHOU Shunwu¹ ZHI Hai¹

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, NUIST, Nanjing 210044

2 Inner Mongolia Climate Centre, Hohhot 010051

Abstract: The characteristics of precipitation low-frequency oscillation (LFO) over the southeast of Tibetan Plateau (TP) and especially the abnormal distribution and propagation of the 30—60 d filtered fields between positive and negative phases of precipitation LFO are investigated using daily NCEP/NCAR reanalysis and the observed daily rainfall data in 1998. The results are shown as follows: (1) There are several main periods of oscillation including the 10—20 d, 20—30 d and 30—60 d periods, and several significant rainfalls mainly occur in the positive phases of the 30—60 d oscillation, while significant negative rainfall anomaly in the negative phase. (2) During the positive (negative) phase, there is a low-frequency cyclone (anticyclone) to the south side of the TP, and a low-frequency anticyclone (cyclone) in the Sea of Japan. The southeast TP is influenced both by the southerly winds of the northeast side of the cyclone and the southerly winds of the southwest side of the anticyclone, and it is the low-frequency moisture convergence (divergence) area. (3) During the positive phase, the southeast TP, Bay of Bengal (BOB) and South

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006020)和国家重点基础研究发展规划项目(2012CB955204)共同资助

2013 年 3 月 19 日收稿; 2013 年 10 月 22 日收修定稿

第一作者: 刘炜, 研究方向为大气低频振荡. Email: liuwei. 05@163. com

通信作者: 周顺武, 研究方向为季风动力学. Email: zhou@nuist. edu. cn

China Sea (SCS) are all low-frequency heat source areas, but the 30—60 d filtered heat source/sink fields are opposite in the negative phase. (4) There exist westward propagating convergence (divergence) of moisture fluxes LFO and the 100 hPa divergence (convergence) LFO over the southeast TP which propagate from the West Pacific by the way of middle and lower reaches of Yangtze River, and they correspond well with the positive (negative) phase of precipitation LFO over the southeast TP when they propagate to the southeast TP.

Key words: southeastern Tibetan Plateau, precipitation, low-frequency oscillation(LFO), apparent heat source/sink, propagation characteristics

引 言

自从 20 世纪 70 年代初, Madden 等(1971; 1972)发现热带大气的纬向风和气压场存在 40~50 d 周期的低频振荡后,大气中的低频振荡现象一直受到国内外学术界的高度重视,并成为大气科学重要的前沿课题之一(李崇银,1993;2004)。越来越多的研究证实,大气低频振荡不仅存在于热带地区,而且也存在于中高纬地区,具有全球性的特征(Krishnamurti et al,1985;李崇银,1991;丁一汇等,2010;贾小龙等,2012)。青藏高原(以下简称为高原)具有独特的天气气候特征,其动力和热力作用对我国乃至全球天气气候有重要影响(叶笃正等,1957;Yanai et al,1992a)。根据 1979 年高原气象科学试验(QXPMEEX)取得的观测资料,我国气象学家发现高原地区存在低频振荡现象(章基嘉等,1984)。基于对观测资料和各种再分析资料的分析,许多研究相继揭示出高原及其附近地区存在着显著的大气低频振荡信号(孙国武等,1988;He et al,1988;谢安等,1989;孙照渤等,1991;孙安健等,1994;张耀华等,2012;陶亦为等,2011;朱乾根等,2000;冯俊阳等,2012)。随着对高原大气低频振荡研究的深入,发现其对高原低涡(孙国武等,1994;王鑫,2008;张鹏飞等,2010)、副热带高压(李云康等,1991;巩远发等,2006)、南亚高压(李跃清,1996)等天气系统以及我国区域降水(孙国武等,1992;周兵等,2000;简茂球等,2004;贺懿华等,2006;巩远发等,2007;王跃男等,2009;韦晋等,2013)等均有一定的影响。巩远发等(2006)分析了 1993/1994 年夏季高原东部降水变化与西太平洋副热带高压(以下简称为副高)南北移动的关系后,发现副高南北进退和高原低频降水具有相同的振荡周期。张瑛等(2008)研究了 1998 年

夏季亚洲地区低频环流特征及其与长江中下游降水的关系后,指出长江中下游降水和高原东部上空 100 hPa 涡度在低频模态上存在显著的反相关变化关系。

徐国强等(2000a)基于 NCEP/NCAR 提供的再分析逐日降水资料对 1998 年整个高原的低频降水特征进行了分析,他们采取的方法是将高原主体部分(30°~35°N、85°~95°E)平均后的降水进行 Morlet 小波分析,并指出高原和长江中下游低频降水存在同时加强和同时减弱的关系(徐国强等,2000b)。通过对高原观测资料的分析,许多研究指出高原夏季降水存在着南北反向变化的特征(段安民等,2003;李生辰等,2007;段克勤等,2008;占瑞芬等,2008;周顺武等,2011),那么高原南北不同地区夏季降水的低频振荡是否具有相同的演变特征呢?

高原东南部地区是夏季高原降水最集中的地区(韦志刚等,2003;卢鹤立等,2007;李生辰等,2007)。贺懿华等(2006)利用 TBB 资料分析了夏季高原 TBB 低频振荡,发现高原东南部(27°~30°N、90°~100°E)是 30~60 d 低频振荡最为活跃的地区。为此,针对高原东南部这个敏感区域研究其降水低频振荡特征十分必要。1998 年夏季我国长江流域及其以南地区发生了严重的洪涝灾害,不少的研究表明该年长江流域强降水存在显著的 30~60 d 振荡周期(Chen et al,2001;陈桂兴等,2004),且夏季高原也出现了自 20 世纪 70 年代以来最强的降水,并存在较为显著的 30~60 d 振荡周期(徐国强等,2000a)。有关 1998 年长江流域 30~60 d 低频降水的研究已有很多,相对来说有关该年夏季高原东南部降水 30~60 d 低频特征的研究还很少,且该年夏季长江中下游地区 30~60 d 低频降水与高原东南部 30~60 d 低频降水之间存在怎样的联系?在以

往高原低频降水分析中,更多针对的是高原低频降水本身的演变特征,而对与降水密切联系的大气要素场的低频特征演变以及相关低频要素场传播特征的认识不够。为此,本文基于 1998 年的地面观测资料及再分析资料,分析了 1998 年夏季高原东南部降水及其相关要素场的低频振荡特征和传播特征,这有利于认识与高原地区降水有密切联系的低频大气环流场的演变规律以及了解高原地区低频降水与下游地区低频降水之间的联系,从而为预测高原地区的降水提供相关的理论依据。

1 资料和方法

1.1 资料选取

文中所用资料主要包括:(1)中国气象信息中心提供的 1998 年 5 月 1 日至 9 月 30 日全国 612 站逐日降水资料,其中高原地区使用了 83 个台站。(2)NCEP/NCAR 提供的该年逐日再分析资料(Kalnay et al,1996)。在分析周期以及提取低频信息中使用了 Morlet 小波分析(Torrence et al,1998)和 Butterworth 带通滤波方法(Murakami,1979)。

1.2 大气视热源的计算

鉴于视热源的正算法需要降水、感热、辐射平衡等资料,而这些资料又难以获取,此外本文主要关注大气中总视热源(汇)的变化,因此采用 Yanai 等(1992b)提出的倒算法,利用 NCEP/NCAR 逐日再分析资料计算对流层整层大气视热源。

对于大气视热源(汇)的计算,由热力学方程可得:

$$\begin{aligned} Q_1 &= c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \\ &= Q_R + L(c - e) - \frac{\partial(\overline{S'\omega'})}{\partial p} \end{aligned} \quad (1)$$

式中, Q_1 表示单位质量大气的视热源(汇),包含净辐射加热(冷却) Q_R 、潜热加热和扰动产生垂直感热输送, c 表示凝结率, e 表示蒸发率, S' 表示扰动感热通量, ω' 表示扰动垂直速度,其他均为常用符号。对上式用质量权重对整层大气积分后,得到:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp = \frac{c_p}{g} \int_{p_t}^{p_s} \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \right.$$

$$\left. \mathbf{v} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] dp \quad (2)$$

式中, p_s 及 p_t 分别为地面气压和大气层顶气压(取 100 hPa); $\langle Q_1 \rangle$ 为整层大气中单位面积气柱内 Q_1 的垂直积分, $\langle Q_1 \rangle$ 为正(负)时,表示气柱中总的非绝热加热(冷却),也称之为大气视热源(汇)。式(2)为间接计算,称为倒算法,得到大气中视热源(汇)的总量。

2 1998 年高原东南部降水概况及其低频特征

利用旋转经验正交分解(EOF)对 1979—2008 年夏季高原降水进行分解,其空间第一旋转模态显示高原东南部降水是一个敏感区域(图 1),方差贡献率为 15.76%。有研究指出,夏半年高原东南部处在副高西侧和印度季风的东北部,有利于西太平洋和北印度洋的暖湿气流向青藏高原输送(周顺武等,2011)。

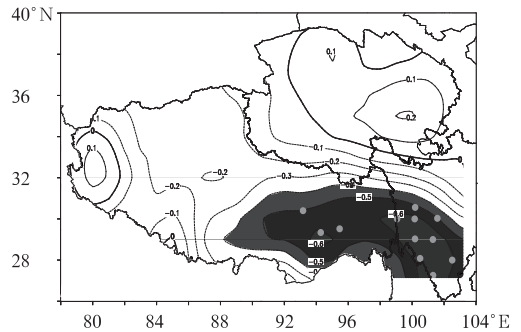


图 1 夏季高原降水 EOF 第一模态

(●表示高原东南部 12 个站,
阴影区通过 0.05 显著性水平检验)

Fig.1 The first mode of Tibetan Plateau summer precipitation REOF analysis
(The solid dots indicate the 12 stations of the southeast Tibetan Plateau, shaded area indicates the part passing the test of 0.05 significant level)

图 2 给出了 1998 年夏季高原降水距平百分率分布图。由图可见,除了西藏西南部阿里地区降水偏少外,整个高原降水均为明显的正距平,其中高原东南部 12 个站点(图中用★表示)的降水均偏多 5 成,以下将这 12 站的降水进行算术平均后表示高原东南部的降水。考虑到边界效应,在分析周期和滤波时对时间序列进行了延长,将 6—8 月延长至 5—9 月,文中如没特别说明均是指夏季 6—8 月。

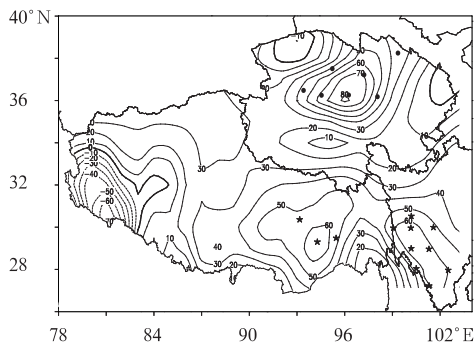


图 2 1998 年夏季高原降水距平百分率分布
(单位: %, ★代表高原东南部 12 个站,
●代表高原东北部的 7 个站)

Fig. 2 The percentage distribution of precipitation anomalies over Tibetan Plateau in the summer of 1998
(unit: %, the stars indicate the 12 stations of the southeastern Tibetan Plateau, the solid dots indicate the 7 stations of the northeast)

图 3 是对上述高原东南部降水距平序列进行 Morlet 小波分析后的结果。由图可见,降水在 10~20、20~30 和 30~60 d 这 3 个低频周期谱带存在显著的谱峰,其中 30~60 d 振荡最为明显(整个夏季通过了 $\alpha=0.05$ 显著性水平检验);10~20 d 振荡信号主要出现在 7 月中下旬,20~30 d 振荡主要出现在 8 月下旬至 9 月中旬。图 4a 给出了高原东南部 1998 年 5—9 月降水距平时间序列(柱状线)以及 10~20 d(虚线)和 30~60 d(实线)的滤波结果,其中 30~60 和 10~20 d 低频降水与原降水距平序列均存在显著相关,其相关系数分别是 0.48 和 0.53(均通过了 0.001 显著性水平检验),说明这两个周期的低频分量对高原东南部地区的降水均有一定的贡献。已经有很多研究表明,10~20 d 低频振荡对高原及其周围天气气候也有十分重要的影响(Nitta, 1988;王跃男等,2009;张鹏飞等,2010;李菲等,2011;罗璇,2011;彭玉萍等,2012)。由于 10~20 d 振荡分量主要出现在 7 月下旬,20~30 d 振荡主要出现在 8 月下旬至 9 月中旬(图 3),而本文关注的是整个夏季,所以下文主要分析 30~60 d 低频特征。由图 4a 还可以看出:该年夏季高原东南部几次明显的降水过程基本都发生在 30~60 d 振荡的峰值期间,而降水偏少的时段则主要出现在 30~60 d 振荡的谷值期间。为此,选取夏季降水 30~60 d 滤波曲线中峰值和谷值超过 ± 1 个标准差的一个低频降水的正位相(6 月 24 日至 7 月 11 日,以下简称为

正位相)和一个低频降水的负位相(7 月 12—31 日,以下简称为负位相),重点分析正、负位相期间(图中横线段表示高原东南部低频降水正、负位相)各相关要素场距平和低频分量的差异。

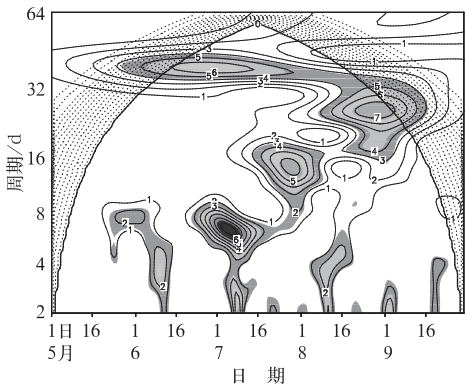


图 3 1998 年 5—9 月高原东南部降水的小波功率谱
(虚线表示边界效应,阴影区表示通过了 0.05 显著性水平检验)

Fig. 3 Wavelet power spectrum of the daily rainfall averaged over the southeastern Tibetan Plateau from May 1 to September 30, 1998
(The dashed line indicates the cone of influence, the shaded area indicates the parts passing the test of 0.05 significant level)

由图 2 还可以看到,该年夏季高原东北部也存在一个降水距平百分率的大值区,将该区距平百分率超过 30% 的 7 个站(图中用 ● 表示)的降水进行算术平均后,得到高原东北部的降水距平序列,对该序列进行小波分析后,发现其也存在着显著的 30~60 d 振荡,并且原降水距平序列与其 30~60 d 低频分量的相关系数为 0.35(通过了 $\alpha=0.001$ 显著性水平检验)。那么高原东南部和东北部这两个区域低频降水的演变特征是否一致呢?图 4b 给出了高原东北部的降水距平序列及其 30~60 d 滤波曲线,与高原东南部降水序列及其滤波曲线(图 4a)进行比较(图 4a 中横线段为高原东南部低频降水正、负位相期)后,可知高原东南部降水与高原东北部降水的 30~60 d 低频振荡的正负位相并不一致,这可能是由于青藏高原面积广大,地形复杂,南北地区气候背景以及天气的影响系统不同(段安民等,2003;李生辰等,2007;段克勤等,2008;占瑞芬等,2008;周顺武等,2011),从而导致高原南北地区低频振荡特征也不尽相同。因此单就 1998 年夏季降水而言,在分析高原降水低频振荡时,不宜将整个高原进行区域平均。

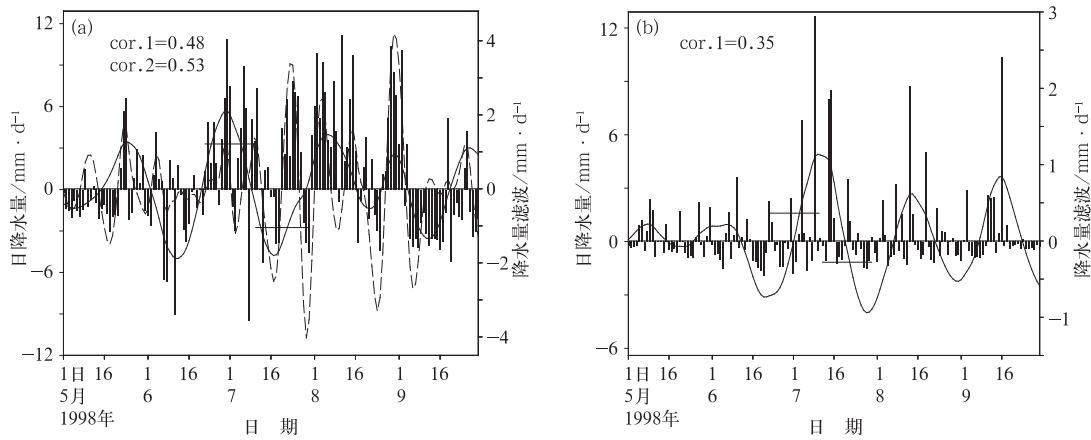


图 4 1998 年 5—9 月高原东南部(a)和高原东北部(b)降水距平时间序列

(单位:mm,柱线表示降水距平序列,实线表示降水 30~60 d 低频分量,长虚线表示降水 10~20 d 低频分量,两条横线分别代表高原东南部 30~60 d 低频降水的正、负位相期, a 中 cor.1 和 cor.2 分别表示高原东南部 30~60 和 10~20 d 低频分量与原降水距平序列的相关系数, b 中 cor.1 表示高原东北部 30~60 d 低频分量与原降水距平序列的相关系数)

Fig. 4 Time series of the precipitation anomalies over the southeast

(a) and the northeast (b) of Tibetan Plateau from May 1 to September 30, 1998

(unit: mm, the solid bars indicate the series of precipitation anomalies, the solid line and the dashed line indicate the 30—60 d filtered precipitation and the 10—20 d filtered precipitation respectively, the two horizontal lines indicate the positive phase and the negative phase of the southeastern Tibetan Plateau respectively. Cor. 1 is the correlation coefficient between the 30—60 d filtered precipitation and the precipitation anomalies, cor. 2 is the correlation coefficient between the 10—20 d filtered precipitation and the precipitation anomalies over the southeast of Tibetan Plateau in Fig. 4a, cor. 1 is the correlation coefficient between the 30—60 d filtered precipitation and the precipitation anomalies over the northeast of Tibetan Plateau in Fig. 4b)

3 降水正、负位相相关要素距平场及 30~60 d 低频场的差异

3.1 降水正、负位相环流、水汽通量距平场及 30~60 d 低频场的差异

降水异常主要受大尺度环流异常的制约,因此有必要分析降水正、负位相期间环流场距平分布。正位相 500 hPa 风场距平图中(图 5a),日本海上存在一个反气旋性距平环流,同时段孟加拉湾北部维持一个气旋性距平环流,此期间高原东南部为弱的偏北风距平控制。而在负位相期间(图 5b),上述地区的距平环流场的分布与正位相的距平环流分布基本相反,负位相期间高原南侧为显著的偏西风距平。水汽输送是与降水密切相关的构成大气水循环过程的关键环节(任宏利等,2006;林志强等,2011),

为此比较正、负位相期间整层积分的水汽通量距平场。在正位相期间(图 5c),受日本海南侧反气旋的影响,来自中南半岛北部和南海的水汽由东南向西北方向输送,高原东南部地区为明显的水汽辐合区,而此期间长江中下游地区是显著的水汽辐散区。负位相(图 5d),受西南气流影响,来自南海地区的暖湿气流向我国内陆地区输送,我国 32°N 以南地区维持水汽的辐合,其中最大的辐合区为西南地区,此时高原中南部地区虽然也为水汽辐合区,但东南部的辐合强度较正位相明显减弱。李菲等(2011)的分析表明,高原夏季风偏强(弱)时通常低层印缅槽偏东偏北(偏西偏南),垂直积分的水汽输送在高原东部形成异常的气旋式(反气旋式)环流,与高原近地层 600 hPa 的气旋式(辐散)环流相配合,有(不)利于引导水汽输送大值带到达高原东南部,有(不)利于水汽向高原地区输送。

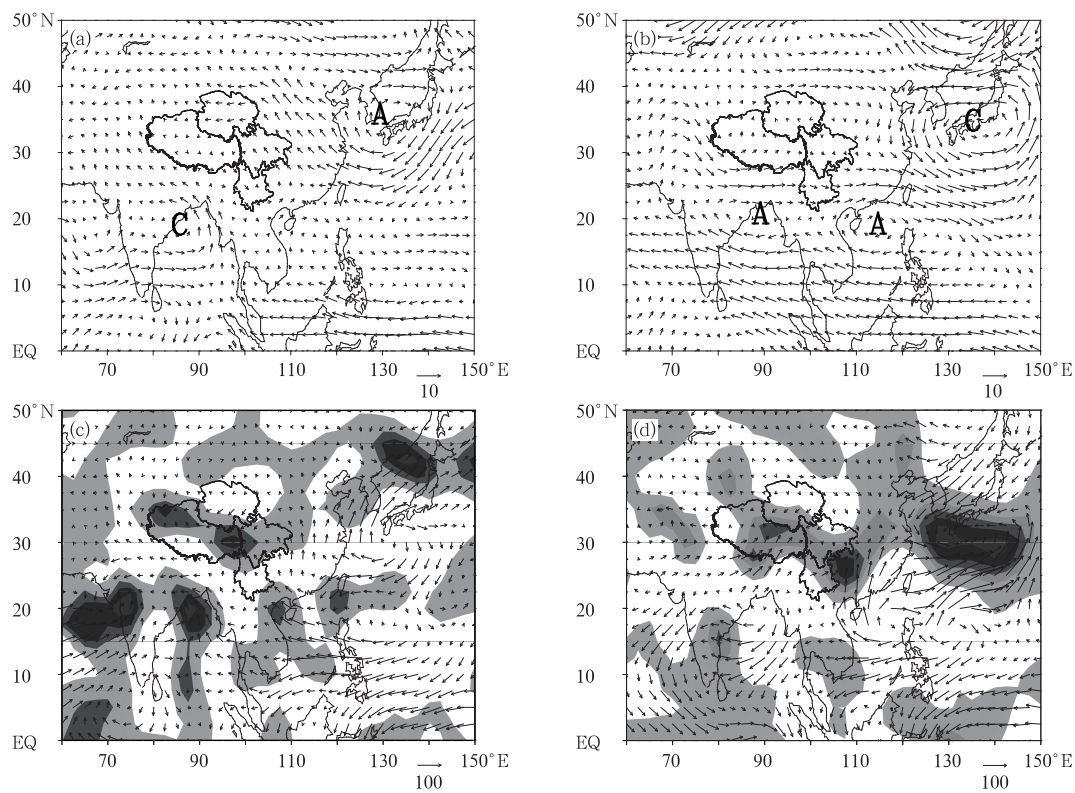


图 5 正(a,c)、负(b,d)位相期间 500 hPa 环流场距平(a,b)
(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)及整层积分水汽通量距平场(c,d)(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
(c 和 d 中的阴影区代表水汽辐合区,整层积分为地面至 300 hPa)

Fig. 5 Wind anomalies at 500 hPa (a, b) (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and the moisture flux vector anomalies (c, d) (unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) in the positive and negative phase respectively

(Shaded areas indicate convergence of moisture fluxes in Figs. 5c and 5d, vertically integrated moisture flux from surface to 300 hPa)

由以上分析可知,低频降水正、负位相期间的环流距平场以及水汽通量距平场存在一定的差异,其中风场距平呈现出较为明显的差异,但水汽通量距平场在高原地区的差异并不明显。为此进一步比较正、负位相期间 30~60 d 的低频流场以及低频水汽通量场之间的差异。在正位相期间 500 hPa 低频流场上(图 6a),高原南侧维持一个低频气旋,而日本海上空为一个异常反气旋,500 hPa 高度场上的 588 线西脊点约在 114°E 附近,说明该时段的副高强度偏强、位置偏北。高原东南部受到偏东南气流的影响,带来充足的水汽,处于水汽的辐合区(图 6c),这有利于高原东南部产生降水;而长江中下游及其以东的西太平洋地区则受日本海上空低频反气旋的影响,处于水汽辐散区,不利于产生降水。但在负位相期间的低频风场分布图上(图 6b),高原南侧出现一个低频反气旋,日本海上空出现一个异常气旋,588 线西脊点约在 111°E 附近,副高强度偏弱位置偏南,

这与任荣彩等(2003)的分析结果一致。高原东南部受偏西干冷气流的影响,为水汽的辐散区(图 6d),不利于该地区产生降水;长江中下游及其以东的西太平洋地区则受日本海上空低频气旋的影响,处于水汽辐合区,利于产生降水。低频流场与距平场的分布很相似,这表明在这一个低频振荡循环周期内 30~60 d 振荡与原始距平场很接近,30~60 d 振荡为主要的振荡周期。

3.2 降水正、负位相期间热源距平及 30~60 d 低频分量场的差异

大气环流的异常变化常常是大气热源异常强迫的结果(巩远发等,2007),以下分别比较正、负位相热源距平场的差异。在正位相期间的热源距平分布图中(图 7a),我国大部分地区、孟加拉湾以及南海为连续分布的热源正距平区,仅在长江中下游的部分地区及其以东的西太平洋为负距平区。在负位相

期间(图 7b),除高原中东部地区维持弱的正距平区外,上述正(负)距平区均变为负(正)距平区。

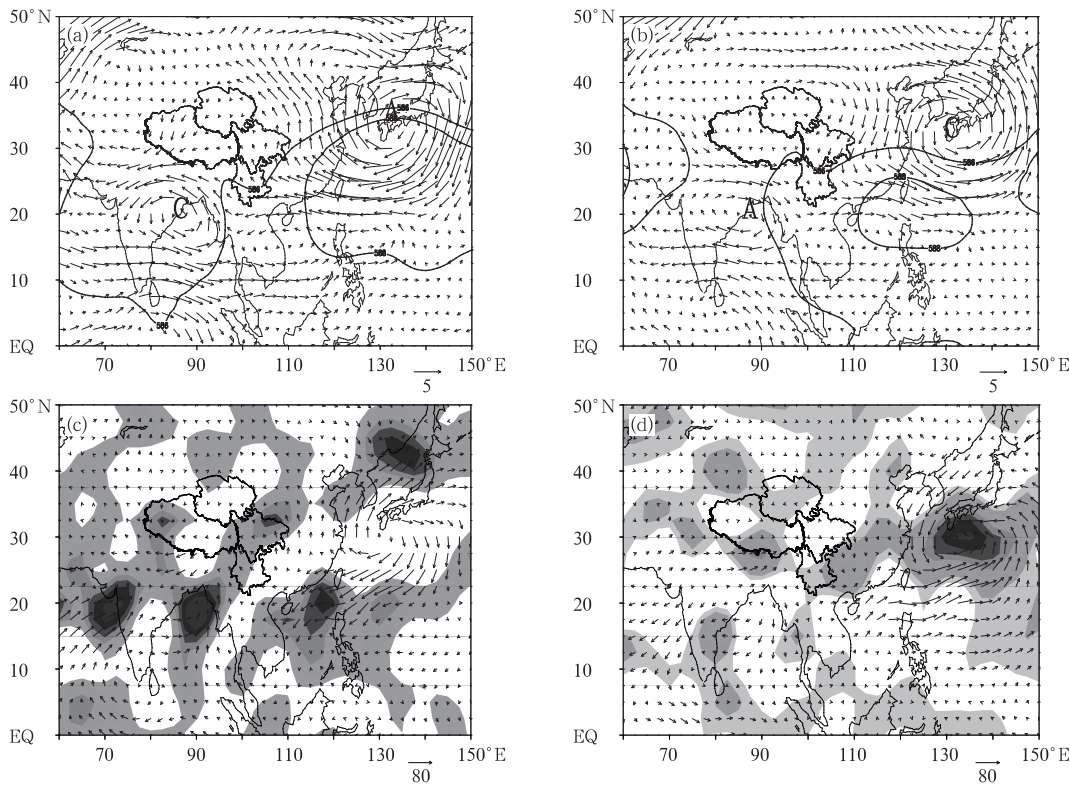


图 6 同图 5, 但为 30~60 d 滤波后的低频场
(a 和 b 中的两条等高线分别为 500 hPa 上 586 和 588 dagpm)
Fig. 6 Same as Fig. 5, but for the 30—60 d filtered fields
(Two isolines are 586 and 588 dagpm at 500 hPa in Figs. 6a and 6b)

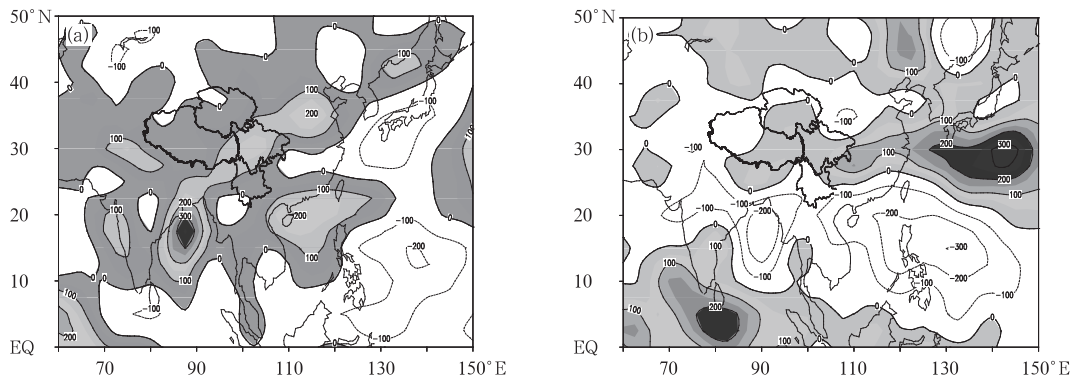


图 7 正(a)、负(b)位相热源距平分布
(单位: $W \cdot m^{-2}$, 热源阴影区 >0 , 等值线间距: $100 W \cdot m^{-2}$)
Fig. 7 Heat source anomalies in the positive phase (a) and the negative phase (b) respectively
(unit: $W \cdot m^{-2}$, shadings indicate positive areas, isolines interval: $100 W \cdot m^{-2}$)

图 8 分别给出了两个位相热源 30~60 d 低频分量的分布。正位相期间(图 8a),除长江中下游及其以东的西太平洋地区为低频热汇区外,包括高原在内的我国大部分地区均为连续的低频热源区,孟加拉湾和南海分别存在大于 200 和 $100 W \cdot m^{-2}$ 的热源中心。而在负位相期间,低频热源分布(图 8b)与正位相期间的低频分量分布完全相反:高原地区到孟加拉湾北部经中南半岛至南海由连续的低频热

源区变为低频热汇区,只有长江中下游及其以东的西太平洋地区是较强的低频热源区。由此可见,相

比距平分量而言,降水正、负位相期间的热源低频分量差异更加显著。

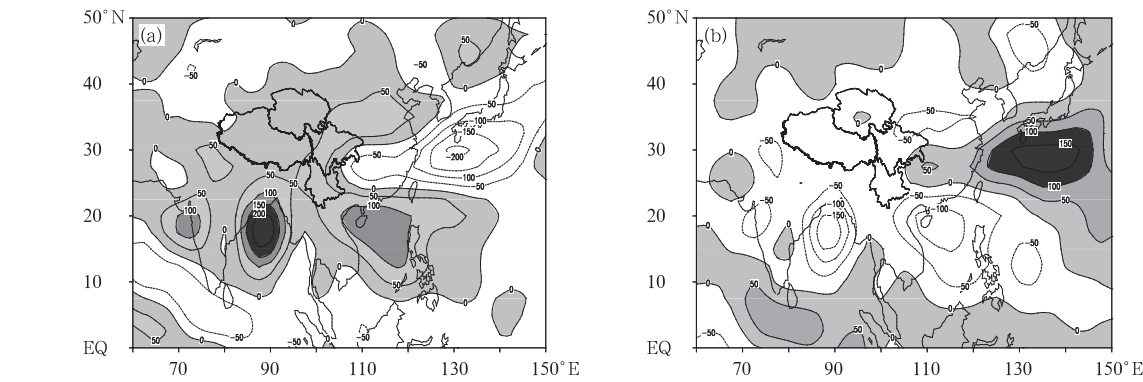


图 8 同图 7,但为 30~60 d 滤波后的低频场(等值线间距:50 W·m⁻²)
Fig. 8 Same as Fig. 7, but for the 30–60 d filtered fields (isoline interval: 50 W·m⁻²)

由以上分析可知,正、负位相风场、水汽通量、热源低频分量的分布基本相反,当高原东南部为水汽通量辐合区、热源区时,降水也集中发生在这一时段,反之亦然,表明这种分布型的差异与高原东南部低频降水多寡有关。为了更好地比较它们之间关系,图 9 给出了 1998 年 5—9 月高原东南部低频降水与该地区低频热源(27.5°~32.5°N、90°~102.5°E 平均)的演变图。由图可见,在 30~60 d 低频频段上,高原东南部低频降水与该地区低频热源在位相上存在很好的对应关系:低频降水的峰(谷)值分别对应着低频热源的高(低)值,二者的相关系数为 0.81(通过了 $\alpha=0.001$ 的显著性水平检验)。

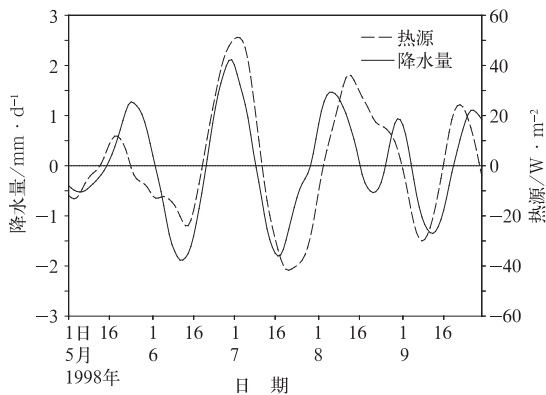


图 9 1998 年 5—9 月高原东南部降水(实线)、热源(虚线) 30~60 d 低频分量随时间变化曲线
Fig. 9 Time series of the 30–60 d filtered precipitation (solid line) and the averaged 30–60 d filtered heat source (dashed line) over the southeastern Tibetan Plateau

4 30~60 d 低频水汽通量散度和 100 hPa 低频散度的纬向传播特征

由图 6 和图 8 的分析可知,高原东南部和长江中下游地区水汽通量及热源低频分量在高原东南部低频降水正、负位相的分布基本是相反的。为比较两地区低频降水演变特征,图 10 给出了高原东南部地区(实线同图 4a 实线)和长江中下游(27.5°~32.5°N、112°~123°E)68 个代表站平均的降水 30~60 d 滤波序列。从图中可见:长江中下游地区存在显著的 30~60 d 振荡,两次强降水过程均出现在 30~60 d 振荡的正位相期间;两地区 30~60 d 滤波序列存在明显的位相差,且长江中下游降水 30~60 d 振荡强度远远强于高原东南部。那么两地区相关要素场低频分量的传播特征如何?为此,给出沿高原腹地所在纬度(30°N)各低频分量的经度-时间剖面图(图 11)。

一个地区降水量的多寡与大尺度环流背景下的水汽输送密切相关,尤其是水汽输送异常及其辐合/辐散(Yatagai et al,1998)。图 11a 是整层积分 30~60 d 低频水汽通量散度沿 30°N 的经度-时间剖面图。从图中可以看出,纬向上 30~60 d 低频水汽辐合的西传主要有两次,一次是从 150°E 左右开始向西传播至高原东部地区;另一次是西传的低频分量与从 80°E 附近开始向东传播的低频分量在 100°E 附近汇合。5 月中下旬西太平洋附近洋面上还是辐散区时,80°E 附近已经存在辐合。大约到了 6 月中旬,东传的分量已经进入高原地区并继续向东传播

至 95°E 附近,强度没有变化,而西传的分量传播到长江下游地区达到最强并继续西传,强度有所减弱,并最终于 6 月底至 7 月上旬传播至高原东部地区,并且低频辐合强度有所增强,时间与高原东南部低频降水正位相(图 4a 中 6 月 24 日至 7 月 11 日)基本对应,使得该地区产生一次强降水过程。同样,第二次由西太平洋西传的低频分量与从 80°E 附近东传的低频分量在 100°E 附近汇合,基本与高原东南部第二次较强的降水过程(图 4a 中 8 月 1—15 日)相对应。

朱乾根等(2000)指出高原低频降水与高低空低频散度场有密切的联系,但由于低空流场在平原地区以 850 hPa 为主,而在高原地区以 500 hPa 为主,二者差距很大,因此在分析高原地区散度的传播特征时宜分析高空散度场,图 11b 给出了 30~60 d 100 hPa 低频散度沿 30°N 的时间-经度剖面图。从图 11b 可以看到,夏季 30~60 d 低频散度共有两次比较明显的西传,均是从西太平洋地区传播至长江中下游地区达到最强,之后继续西传到高原地区,这期间强度有所减弱。6 月上旬,西太平洋上开始有低频辐散向西传播,到 6 月中旬到达长江下游地区,之后继续西传至 85°E 左右。6 月下旬至 7 月初,西传的低频辐散到达高原东部地区的时间正对应着高原东南部低频降水的正位相。同样,西传的低频辐

合于 7 月中下旬到达高原东部,时间与低频降水的负位相基本吻合,另一次低频辐散西传到高原同样对应着低频降水正位相(图 4a 中 8 月 1—15 日)。

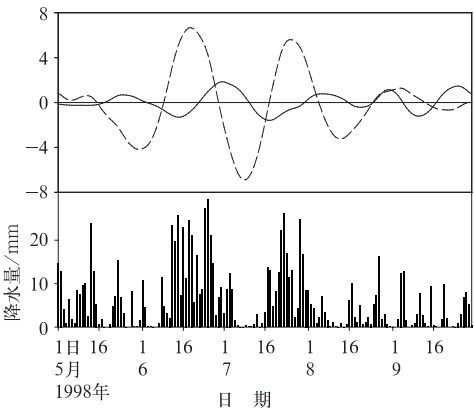


图 10 1998 年 5—9 月高原东南部地区(实线)和长江中下游地区(虚线)降水 30~60 d 滤波序列
(单位:mm,柱线表示长江中下游地区 68 站平均的降水序列)
Fig. 10 Time series of the 30—60 d filtered daily rainfall over the southeast of Tibetan Plateau (solid line) and the middle and lower reaches of Yangtze River (dashed line)
(unit: mm, the solid bars indicate the daily rainfall averaged over 68 stations of the middle and lower reaches of Yangtze River)

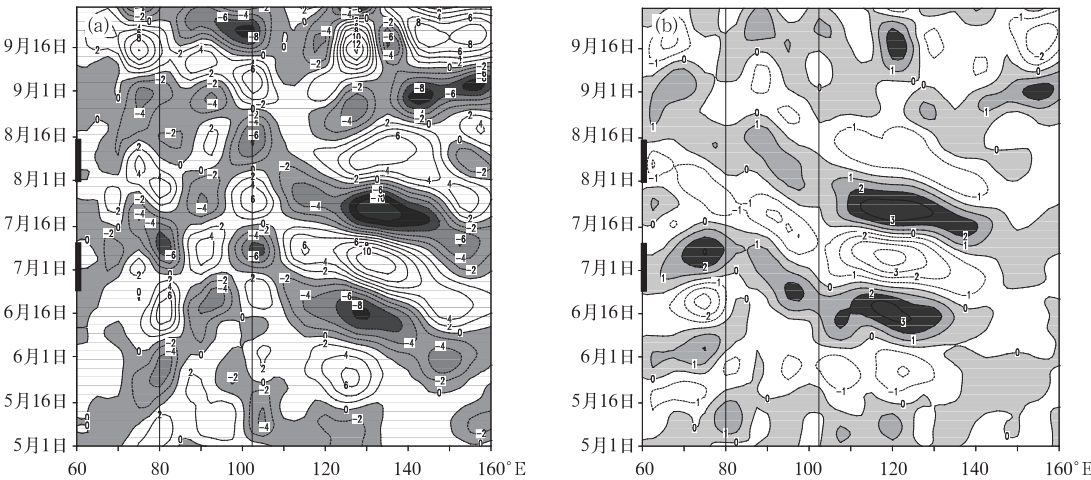


图 11 1998 年 30~60 d 整层积分低频水汽通量散度(a)(单位: $10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$)和 100 hPa 低频散度(b)
(单位: 10^{-6} s^{-1})的经度-时间(沿 30°N)剖面图

(纵坐标轴上的黑色长方条分别表示高原东南部 30~60 d 低频降水的正位相时段,
两直线之间的区域为高原地区,a 中阴影区代表辐合,b 中阴影区代表辐散)

Fig. 11 The longitude-time sections of the 30—60 d filtered divergence of moisture fluxes (a) (unit: $10^{-6} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$)
(vertically integrated from surface to 300 hPa) and the 100 hPa divergence (b) (unit: 10^{-6} s^{-1}) along 30°N
(Two vertical bars on the ordinate indicate two positive phases of precipitation LFO over the southeastern Tibetan Plateau, the area between two solid lines denotes where the Tibetan Plateau lies
shaded areas indicate convergence in Fig. 11a, but divergence in Fig. 11b)

由以上分析表明,1998年夏季存在从西太平洋经长江中下游西传至高原地区的30~60 d整层积分水汽通量辐合(散)和100 hPa低频辐散(合),且西传至高原东南部时基本与高原东南部30~60 d低频降水的正(负)位相对应。

5 结论和讨论

本文选取了20世纪70年代以来高原东南部地区的最强涝年1998年,分析了该年夏季高原东南部低频降水振荡特征及低频降水正、负位相期间相关要素场低频分量的异常分布及传播特征,得到以下结论:

(1) 1998年高原东南部降水存在10~20、20~30以及30~60 d周期的低频振荡,其中几次明显的降水过程基本都出现在30~60 d振荡的正位相,而在30~60 d振荡的负位相期间,降水为负距平为主。该年夏季高原东南部和东北部的降水都存在30~60 d的低频周期,但其正、负位相并不一致。因此分析高原降水低频振荡时不宜将整个高原进行区域平均。

(2) 环流场、水汽通量场的30~60 d低频分量的分布在降水正、负位相期间的配置正好相反。在降水正(负)位相期间,高原南侧存在一个低频气旋(反气旋),而日本海上空维持着一个异常低频反气旋(气旋),受高原南侧低频气旋(反气旋)东北侧的偏南(北)气流以及日本海上空低频反气旋(气旋)西南侧的偏南(北)气流的共同影响,高原东南部为明显的低频水汽辐合(散)区。

(3) 在低频降水的正、负位相期间热源的30~60 d低频分量配置正好相反。在降水正位相期间,高原地区经孟加拉湾至中南半岛到南海均为低频热源区;负位相,热源、汇低频分量的分布与正位相基本相反。

(4) 在30~60 d低频频段上,高原东南部低频降水与该地区低频热源在位相上存在很好的对应关系:低频降水的峰(谷)值分别对应着低频热源的高(低)值。

(5) 1998年夏季存在从西太平洋经长江中下游西传至高原地区的30~60 d整层积分水汽通量辐合(散)和100 hPa低频辐散(合),且西传至高原东南部时基本与高原东南部30~60 d低频降水的正(负)位相对应。

参考文献

- 陈桂兴,黎伟标,袁卓建,等.2004.1998年长江流域洪水期大气季节内振荡特征及机理研究.中国科学(地球科学),34(6):562-572.
- 丁一汇,梁萍.2010.基于MJO的延伸预报.气象,36(7):111-122.
- 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.中国科学(地球科学),33(10):997-1004.
- 段克勤,姚檀栋,王宁练,等.2008.青藏高原南北降水变化差异研究.冰川冻土,30(5):276-282.
- 冯俊阳,肖子牛.2012.热带低频振荡的强度和相位对中国南方冬季降水的影响.气象,38(11):1355-1366.
- 巩远发,段廷扬,张茜.2007.夏季亚洲大气热源汇的变化特征及其与江淮流域旱涝的关系.大气科学,31(1):89-98.
- 巩远发,许美玲,何金海,等.2006.夏季青藏高原东部降水变化与副热带高压带活动的研究.气象学报,64(1):90-99.
- 贺懿华,李才媛,金琪,等.2006.夏季青藏高原TBB低频振荡及其与华中地区旱涝的关系.高原气象,25(4):658-664.
- 贾小龙,袁媛,任福民,等.2012.热带大气季节内振荡(MJO)实时检测预测业务.气象,38(4):425-431.
- 简茂球,罗会邦,乔云亭.2004.青藏高原东部和西太平洋暖池区大气热源与中国夏季降水的关系.热带气象学报,20(4):355-364.
- 李崇银.1991.30—60天大气振荡的全球特征.大气科学,15(3):66-76.
- 李崇银.1993.大气低频振荡.北京:气象出版社,4-12.
- 李崇银.2004.大气季节内振荡研究的新进展.自然科学进展,14(7):734-741.
- 李菲,段安民.2011.青藏高原夏季风强弱变化及其对亚洲地区降水和环流的影响——2008年个例分析.大气科学,35(4):694-706.
- 李生辰,徐亮,郭英香,等.2007.近34a青藏高原年降水变化及其分区.中国沙漠,27(2):307-314.
- 李跃清.1996.1981和1982年夏半年高原地区低频振荡与南亚高压活动.高原气象,15(3):276-281.
- 李云康,孙照渤,章基嘉.1991.夏半年青藏高原及其附近30—60天振荡与大气环流的关系.南京气象学院学报,14(3):483-488.
- 林志强,唐叔乙,何晓红,等.2011.西藏高原汛期水汽输送特征与降水异常.气象,37(8):984-990.
- 卢鹤立,邵全琴,刘纪远,等.2007.近44年来青藏高原夏季降水的时空分布特征.地理学报,62(9):946-958.
- 罗璇.2011.亚洲季风区夏季大气热源季内振荡特征分析.南京:南京信息工程大学.
- 彭玉萍,何金海,陈隆勋,等.2012.1981—2000年夏季青藏高原大气热源低频振荡特征及其影响.热带气象学报,28(3):330-338.
- 任宏利,张培群,李维京,等.2006.西北部东部春季降水及其水汽输送的低频振荡特征.高原气象,25(2):285-292.
- 任荣彩,吴国雄.2003.1998年夏季副热带高压的短期结构特征及形成机制.气象学报,61(2):180-195.
- 孙安健,唐国利,黄荣辉.1994.1983与1985年夏季北半球500 hPa高度场大气低频波的振荡特征.大气科学,18(5):576-585.
- 孙国武,陈葆德.1988.青藏高原上空大气低频波的振荡及其经向传

- 播. 大气科学, 12(3):250-257.
- 孙国武, 陈葆德. 1992. 青藏高原大气低频振荡与黄河上游水量枯丰的关系. 高原气象, 11(1):107-112.
- 孙国武, 陈葆德. 1994. 青藏高原大气低频振荡与低涡群发性的研究. 大气科学, 18(1):113-121.
- 孙照勃, 李云康, 章基嘉. 1991. 夏半年青藏高原及附近地区 30—60 天振荡的分布特征. 南京气象学院学报, 14(4):497-502.
- 陶亦为, 孙照勃, 李维京, 等. 2011. ENSO 与青藏高原积雪的关系及其对我国夏季降水异常的影响. 气象, 38(8):919-928.
- 王鑫. 2008. 青藏高原大气低频振荡与高原低涡的发生发展. 北京: 中国气象科学研究院.
- 王跃男, 陈隆勋, 何金海, 等. 2009. 夏季青藏高原热源低频振荡对我国东部降水的影响. 应用气象学报, 20(4):419-427.
- 韦晋, 何金海, 苏志重, 等. 2013. 青藏高原东南侧南风演变特征及其与中国东部春季降水的关系分析. 气象, 39(2):129-136.
- 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 2003. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化. 大气科学, 27(2):157-170.
- 谢安, 叶谦, 陈隆勋. 1989. 青藏高原及其附近地区大气周期振荡在 OLR 资料上的反映. 气象学报, 47(3):272-278.
- 徐国强, 朱乾根. 2000a. 1998 年夏季青藏高原及其邻近地区低频降水分布和传播特征. 高原气象, 19(4):476-486.
- 徐国强, 朱乾根. 2000b. 1998 年青藏高原大气低频振荡的结构特征分析. 南京气象学院学报, 23(4):505-513.
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 28(2):108-121.
- 占瑞芬, 李建平. 2008. 青藏高原地区大气红外探测器(AIRS)资料质量检验及揭示的上对流层水汽特征. 大气科学, 32(2):342-360.
- 章基嘉, 彭永清, 王鼎良. 1984. 夏季青藏高原各热源分量的时频特征及高度场对它们的响应//青藏高原气象科学实验文集(一). 北京: 科学出版社, 182-192.
- 张鹏飞, 李国平, 王旻燕, 等. 2010. 青藏高原低涡群发性 10—30 天大气低频振荡关系的初步研究. 高原气象, 29(5):1102-1110.
- 张耀华, 周兵, 张耀存. 2012. 2010 年南方持续暴雨期大气环流异常及其低频特征研究. 气象, 38(11):1367-1377.
- 张瑛, 陈隆勋, 何金海, 等. 2008. 1998 年夏季亚洲地区低频大气环流的特征及其与长江中下游降水的关系. 气象学报, 66(4):577-591.
- 周兵, 何金海, 徐海明. 2000. 青藏高原气象要素场低频特征及其与夏季区域降水的关系. 南京气象学院学报, 23(1):93-100.
- 周顺武, 王传辉, 杜军, 等. 2011. 青藏高原汛期降水的时空分布特征. 气候与环境研究, 16(6):723-732.
- 朱乾根, 徐国强. 2000. 1998 年夏季青藏高原多时间尺度低频降水的活动和传播特征. 南京气象学院学报, 23(2):167-174.
- Chen L X, Zhu C W, Wang W. 2001. Analysis of the characteristics of 30—60 day low-frequency oscillation near Asia during 1998 SCSMEX. Adv Atmos Sci, 18(4):623-638.
- He Jinhai, Chen Lizhen. 1988. The southern hemisphere mid-latitude quasi-40-day periodic oscillation with its effect on the northern hemisphere summer monsoon circulation. Acta Meteor Sin, 2(3): 331-339.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(3):437-471.
- Krishnamurti T N, Gadgil S. 1985. On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE. Tellus, 37a: 336-360.
- Madden R D, Julian P. 1971. Detection of a 40—50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J Atmos Sci, 28(5): 702-708.
- Madden R D, Julian P. 1972. Description of globe-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. J Atmos Sci, 29(6): 1109-1123.
- Murakami M. 1979. Large scale aspects of deep convective activity over the GATE area. Mon Wea Rev, 107: 994-1013.
- Nitta T. 1983. Observational study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon. J Meteor Soc Japan, 61: 590-605.
- Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. Bull Amer Meteor Soc, 79(1):61-78.
- Yanai M, Li C F, Song Z. 1992a. Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. J Meteor Soc Japan, 70: 319-351.
- Yanai M, Li C. 1992b. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. Mon Wea Rev, 122(21): 305-323.
- Yatagai A, Yasunari T. 1998. Variation of summer water vapor transport related to precipitation over and around the arid region in the interior of the Eurasian continent. J Meteor Soc Japan, 6: 799-815.