

刘丽, 曹杰, 何大明, 等. 2011. 中国低纬高原汛期强降水事件的年代际变化及其成因研究 [J]. 大气科学, 35 (3): 435–443. Liu Li, Cao Jie, He Daming, et al. 2011. The interdecadal variability of heavy rainfall events in flood season over low-latitude highlands of China and associated causes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (3): 435–443.

中国低纬高原汛期强降水事件的年代际变化及其成因研究

刘丽^{1,3} 曹杰¹ 何大明² 胡金明²

1 云南大学资源环境与地球科学学院大气科学系, 昆明 650091

2 云南大学亚洲国际河流中心, 昆明 650091

3 云南省玉溪市气象局, 玉溪 653100

摘 要 利用位于低纬高原主体的云南省境内 94 个台站 1961~2008 年汛期 (5~10 月) 的逐日降雨量资料, 以 ≥ 25 mm 为标准, 研究了近 50 年来低纬高原汛期强降水事件的年代际变化规律及其成因。结果表明: 低纬高原区汛期强降水事件气候平均的空间分布与年总降水量的分布一致, 具有明显的年代际变化特征。其中, 20 世纪 60 年代和 20 世纪末至 21 世纪初为强降水事件多发期, 20 世纪 70 年代至 90 年代初期为强降水事件的稀发期。低纬高原区汛期强降水事件的年代际变化不仅体现在强降水发生的总次数上, 也体现在发生的密集度上。多发期强降水每年发生 15~20 站次和 20 站次以上的频率可达 13.0% 和 4.4%, 而稀发期的则为 0%。西太平洋和东印度洋暖池海温状况可能是造成低纬高原汛期强降水事件发生的重要原因。

关键词 强降水事件 年代际变化 低纬高原 夏季风

文章编号 1006-9895 (2011) 03-0435-09

中图分类号 P461

文献标识码 A

The Interdecadal Variability of Heavy Rainfall Events in Flood Season over Low-Latitude Highlands of China and Associated Causes

LIU Li^{1, 3}, CAO Jie¹, HE Daming², and HU Jinming²

1 *Department of Atmospheric Science, Yunnan University, Kunming 650091*

2 *Asian International Rivers Center, Yunnan University, Kunming 650091*

3 *Meteorological Bureau of Yuxi, Yunnan Province, Yuxi 653100*

Abstract This is a study to analyze the temporal-spatial differences of extreme precipitation events across the low-latitude highlands over the past 50 years, based on the daily precipitation data at 94 weather stations in the area during the flood seasons of 1961–2008. Meanwhile, the relationship between the interdecadal variation of heavy precipitation events and atmospheric circulations is examined in a preliminary manner using the NCEP/NCAR reanalysis atmospheric circulation data, the NOAA OLR data, and the National Climate Center (NCC) circulation indices data over the same period. Results indicate that the heavy precipitation events occurring in the flood season over the low-latitude highland areas are spatially distributed in a U shape, in the context of mean climate variation, with most

收稿日期 2010-08-13, 2010-11-12 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 U0933603, 云南省自然科学基金重点项目 2009CC002, 云南省气象局气候变化研究专项项目 Qh201101

作者简介 刘丽, 女, 高级工程师, 主要从事气候变化及其影响研究。E-mail: liuli10895@126.com

通讯作者 曹杰, E-mail: caoj@ynu.edu.cn

heavy precipitation events appearing in the west, south, and east parts of the low-latitude highland areas. The heavy precipitation events occurring in the flood season over the areas exhibit a noticeable interdecadal variation, not only in the context of total occurrences, but also in the context of the density of occurrence. The 1960s and the period from the end of the 20th century to the early 21st century are the active periods of heavy precipitation events, and the period from the 1970s to the early 1990s is the less active period. At least one more heavy precipitation event occurs during the active periods than during the less active period. The annual frequencies that heavy precipitation events occur for 15–20 stations/times and over 20 stations/times are 13.0% and 4.4%, respectively, during the active periods, and 0% during the less active period. The condition of the western Pacific warm pool and the eastern Indian Ocean warm pool plays a major role in the occurrences of heavy precipitation events in the flood season over the low-latitude highlands.

Key words heavy rainfall event, interdecadal variability, low-latitude highlands, summer monsoon

1 引言

由于强降水事件影响的严重性,关于中国强降雨事件演变规律的研究引起了广泛的关注。Tao and Ding (1981) 研究了中国暴雨的分布,指出中国暴雨区主要分布在华南、长江流域、华北地区。Matsumoto and Takahashi (1999) 研究指出夏季东亚的日本、韩国、中国的长江流域和江淮流域是季风暴雨的频发带。翟盘茂等 (1999) 在研究中国降雨极值的演变趋势中指出,中国降雨日数极端偏多的区域范围有越来越小的趋势,平均降雨强度极端偏高的区域范围表现为扩大的趋势。Wang and Zhou (2005) 指出长江流域极端降雨事件有平均每 10 年增加 10%~20% 的趋势。Zhai et al. (2005) 研究指出,中国极端降雨事件的发生频率在中国西部、长江中下游以及西南和华南沿海的部分地区有显著增加的趋势,在中国北方和四川盆地有显著减少的趋势。最近,鲍名和黄荣辉 (2006)、鲍名 (2007) 研究了中国暴雨的年代际变化特征和中国持续性暴雨的时空分布特征,发现我国东部季风区夏季暴雨与洪涝的关系非常密切,特别是 1990 年代江淮流域暴雨对洪涝的贡献明显增大。中国局地持续性暴雨多发生在夏季,其中 6 月最多;地理上多发生在江南和华南,江南地区的持续性暴雨多发生在 6 月,而华南地区的持续性暴雨既有前汛期的华南型持续性暴雨,也有后汛期的华南低压型持续性暴雨。

位于中国西南部包括云南、贵州西部和四川南部边缘地带的低纬高原具有独特的环境格局:南部濒临孟加拉湾和南海两大热带海洋,西北部是世界三极之一的青藏高原,境内地形复杂、山谷纵横,

加之夏季又同时受印度季风和东亚季风的影响,使得汛期低纬高原区强降水事件的时空分异规律十分复杂,且与中国其他地区存在明显区别(秦剑等, 1997; He et al., 2007; 曹杰等, 2009)。从图 1 也可以清楚地看出,云南 5 至 10 月总降水除与同期低纬高原区的降水相关显著外,与其他地区同期降水基本无显著相关。在以往的研究中,秦剑等 (1997)、段旭等 (2000) 研究指出夏季风环流强,则低纬高原夏季降水偏多,低纬高原 6~9 月降水与西南季风关系密切;曹杰等 (2002) 的研究还指出云南 5 月强降水天气与南亚季风强度指数相关较好,与南海季风强度指数也有一定关系;程建刚和谢明恩 (2008) 研究了近 50 年来云南区域气候变化特征,指出随气候变暖云南降雨日数逐渐减少,大雨频率变化较小,暴雨、大暴雨频率上升;由于山地地形的影响,滑坡泥石流灾害发生次数与年大

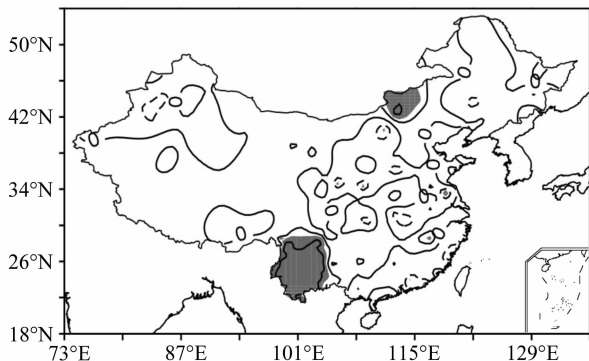


图 1 云南 5~10 月总降水与中国大陆同期降水的相关分布。阴影:通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验的区域;等值线间隔为 0.2
Fig. 1 The correlation coefficients between the total rainfall from May to Oct in Yunnan Province and the rainfall in the mainland of China in the same period. Shaded area means a significance test at $\alpha=0.05$ is passed; the contour interval is 0.2

雨次数也存在很好的对应关系(陶云等, 2009)。不过, 对这一区域汛期强降水事件年代际变化的时空分布及其与大尺度环流的关系的研究却相对较少。因此, 本文将在前人研究的基础上, 以逐日降雨资料为基础, 对低纬高原汛期(5~10月)强降水事件年代际变化的空间分异规律及其与大尺度环流的内在关系进行研究, 为相关的防灾减灾决策提供科学依据, 减少灾害造成的损失。

2 资料和方法

文中分析所采用的资料主要为剔除有缺测和搬迁测站数据后云南省境内 1961~2008 年 5~10 月无缺测的 94 个台站逐日降雨资料量, 以日降雨量大于或等于 25 mm 为强降水的标准来分析 1961~2008 年低纬高原区汛期强降水事件年代际的时空分布规律; 并与由美国 NCEP/NCAR 提供的 1948~2008 年的大气环流再分析资料、NOAA 提供的 1974 年 6 月~2008 年的向外长波辐射(OLR)资料和海温资料、国家气候中心提供的 1951~2008 年 74 项大气环流资料进行统计分析, 获得低纬高原区汛期强降水事件年代际变化的成因。本文使用的方法主要有: 二项式系数滑动平均法、合成对比分析、相关分析。

3 结果分析

3.1 低纬高原汛期强降水事件的气候特征

低纬高原季风气候特征显著, 夏半年多雨。从

图 2 可以看出, 低纬高原区汛期多年平均强降水日数的空间分布与年降雨量空间分布趋势一致, 均呈现从北向南递增的趋势。低纬高原区西北部强降水事件发生次数最少, 多年平均强降水日数少于 6 d/a, 其中最少的是德钦站, 强降水日数仅为 2 d/a; 低纬高原区中部和东北部的强降水日数为 6~9 d/a; 其余部分的强降水日数为 9~15 d/a, 高值区分别位于低纬高原区中纵向分布的怒江、澜沧江和红河的下流区域; 区内多年平均强降水日数最多的为金平站, 强降水日数高达 25 d/a。与汛期强降水日数相对应, 低纬高原区多年平均的年降雨量的低值区也位于低纬高原区西北部, 年降雨量低于 900 mm; 高值区也位于怒江、澜沧江和红河的下流区域, 年降雨量大于 1200 mm; 多年平均年降雨量最大值也出现在金平站, 多年平均年降雨量达 2318 mm。事实上, 低纬高原区强降水日数的空间分布与年降雨量空间分布之间的相关系数为 0.93, 通过了 $\alpha = 0.01$ 的极显著检验, 表明两者之间存在十分密切的关系, 低纬高原区多雨区也同时为强降水频发区。

从图 3a 可以看出, 低纬高原汛期多年平均强降水事件逐月呈现单峰分布。低纬高原汛期多年平均强降水事件的峰值出现在 7 月, 为 231 站次; 8 月和 6 月次之, 分别为 207 和 186 站次; 其余月份相对较少, 但也在 70 站次以上。从图 3b 可以看出, 低纬高原汛期多年平均强降水事件密集度也呈现单峰分布, 密集度出现在 5~10 站次的频率最

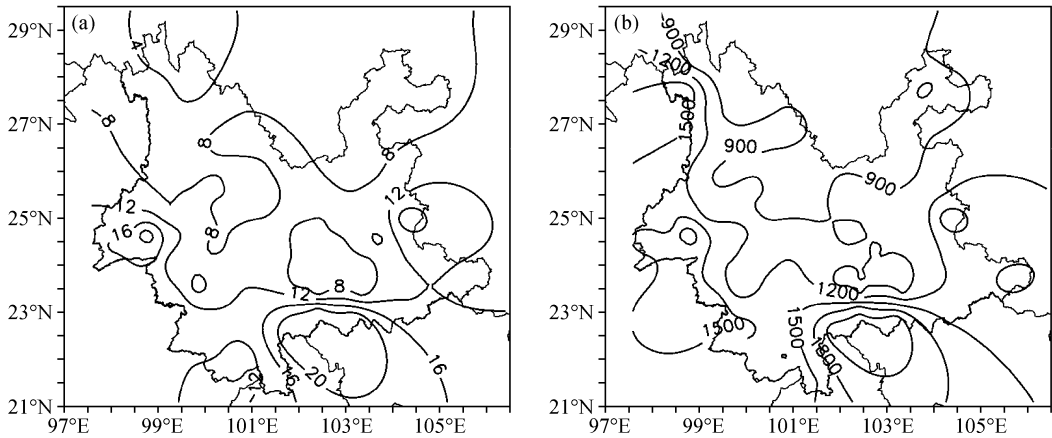


图 2 低纬高原区 1961~2008 年平均的 (a) 汛期强降水日数(单位: d/a) 和 (b) 年降雨量(单位: mm) 空间分布
Fig. 2 Spatial distribution of (a) averaged days of heavy rainfall events during the flood season (units: d/a) and (b) averaged annual precipitation (mm) over the low-latitude highland areas during 1961-2008

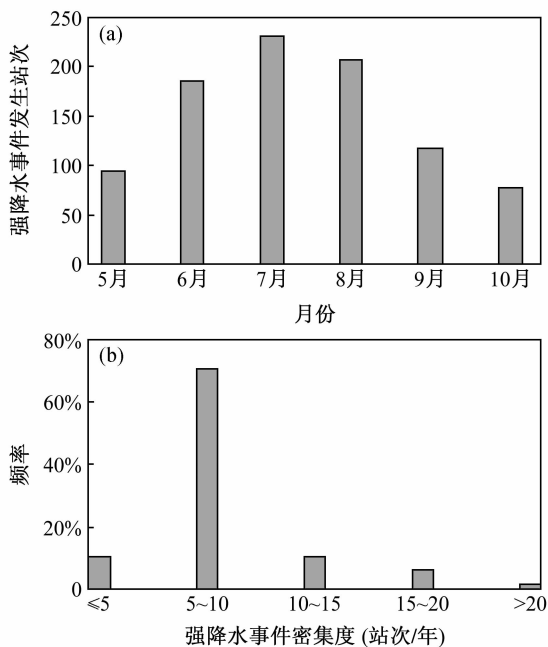


图3 低纬高原区 1961~2008 年平均的汛期强降水事件月季分布 (a) 和密集度分布 (b)

Fig. 3 (a) Averaged monthly and seasonal distributions and (b) density distribution of heavy rainfall events over the low-latitude highland areas (1961~2008)

高, 达 70.8%; 密集度小于等于 5 站次和在 10~15 站次的次之, 占 10.4%; 大于 20 站次出现的频率最小, 仅为 2.1%。低纬高原汛期多年平均强降水事件的上述特征与江淮地区强降水事件峰值出现在 6 月不同, 低纬高原区强降水事件明显受大气环流与地形相互作用的影响。

3.2 低纬高原汛期强降水事件的年代际变化

图 4 为低纬高原汛期强降水事件时间序列标准化距平的年际变化曲线、11 年滑动平均和 21 年滑动平均曲线, 其中滑动平均采用的是二项式系数加权平均法。从图 4 可以看出, 低纬高原区汛期强降水事件的年代际变化与鲍名和黄荣辉 (2006) 中得到的关于华北和长江流域的结果不同, 强降水事件的 11 年二项滑动平均和 21 年的二项滑动平均曲线将低纬高原区汛期强降水事件的时间演变划分成了三个阶段, 即 1969 年以前和 1995 年以后两个低纬高原区汛期强降水事件多发时期, 以及 1970 年至 1994 年间低纬高原区汛期强降水事件稀发时期。

3.3 低纬高原汛期强降水多发期与稀发期强降水事件变化的特征

将低纬高原区汛期强降水事件的两个多发时期

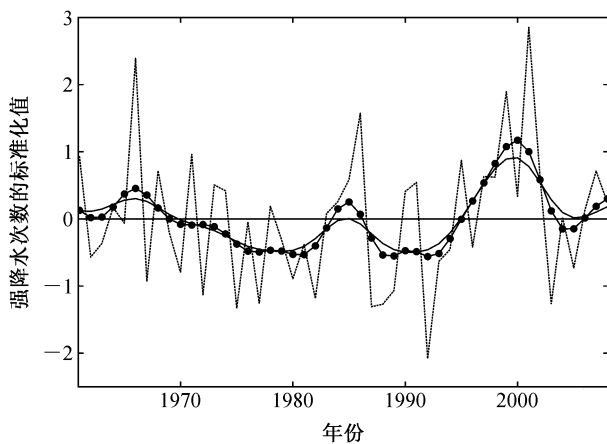


图4 标准化的低纬高原汛期强降水事件时间序列。虚线: 实测值; 实心圆: 11 年二项滑动平均值; 实线: 21 年二项滑动平均值

Fig. 4 Standardized time series of heavy rainfall events. Dashed line represents the observed values, solid line with dots the 11-year smoothing averages, and solid line the 21-year smoothing averages

即 1961~1969 年和 1995~2008 年合并后, 对比分析低纬高原区汛期强降水事件年代际变化规律。从图 5 可以看出, 除澜沧江下游部分地区、元江—红河流域部分地区、南盘江流域部分地区以外, 低纬高原大部分地区汛期强降水事件多发期强降水事件发生次数比稀发期的多 1 次以上, 且通过了 $\alpha = 0.10$ 的显著性检验。表明低纬高原汛期强降水事件年代际变化的空间分布在大部分地区呈现较好的一致性, 而在强降水事件的高发区域, 强降水事件的年代际变化不明显。

从图 6a 可以看出, 无论处于多发期还是处于稀发期, 低纬高原汛期强降水事件逐月分布与图 3a 的分布类似, 呈现单峰型, 相应的峰值均出现在 7 月。但多发期低纬高原强降水事件的逐月分布与稀发期的还是存在一定的差异, 主要表现在雨季开始期的 5 月份和主汛期 7、8 月份的强降水事件出现站次均比稀发期相应月份的高。其中 8 月份的相差最大, 多发期的强降水事件出现站次比稀发期的多 26 站次。计算低纬高原区汛期强降水事件多发期与稀发期密集度的偏度和峰度系数 (表 1) 可以发现, 多发期密集度的偏度和峰度系数最小, 而稀发期密集度的偏度和峰度系数最大。这表明多发期的低纬高原汛期强降水事件密集度分布呈现扁平化的趋势, 而稀发期的分布呈现尖峭化的趋势。结合图

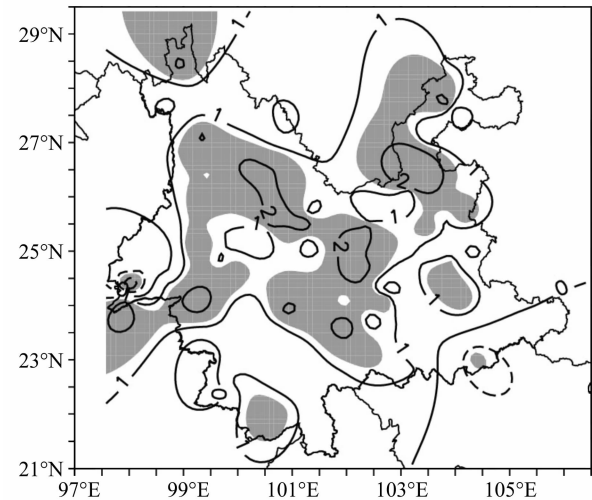


图5 低纬高原区汛期强降水事件多发与稀发时期的强降水事件发生次数差异分布图。阴影：通过 $\alpha=0.10$ 显著性检验的区域

Fig. 5 Frequency difference between the active and less active periods of heavy rainfall events over the low-latitude highland areas. Shaded area means a significance test at $\alpha=0.10$ is passed

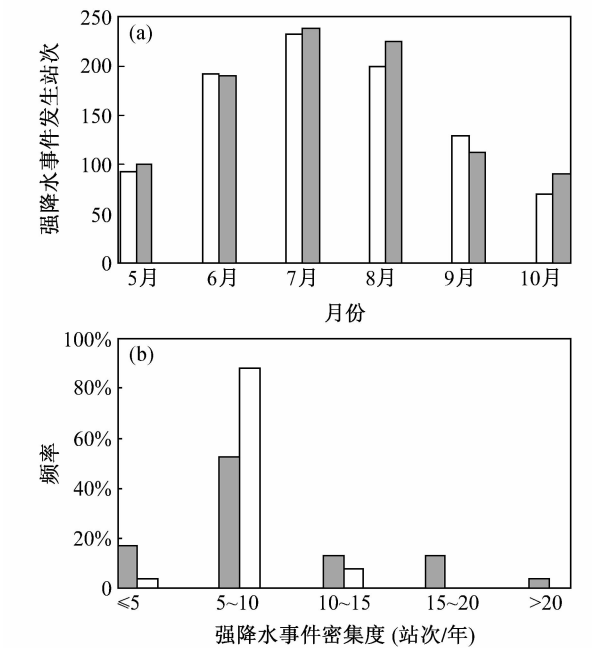


图6 低纬高原区汛期强降水事件多发期与稀发期月季分布 (a) 和密集度分布 (b)。白色直方图：稀发期，灰色直方图：多发期

Fig. 6 (a) Monthly and seasonal distributions and (b) density distribution of heavy rainfall events in the active and less active periods. White and gray bars represent the less active and active periods, respectively

6b 可以看出，稀发期的低纬高原汛期强降水事件密集度以每年 5~10 站次集中分布，其频率高达

88.0%，每年出现 15 站次以上的频率则为 0。高发期每年出现 5~10 站次的频率虽然保持最高，但与稀发期相比则显著下降，仅为 52.2%；在其他区间低纬高原汛期强降水事件每年发生的频率均较稀发期的高，特别是在每年发生 15~20 站次或 20 站次以上的频率也占有一定的比例，分别达 13.0% 和 4.4%。

表 1 强降水事件密集度的偏度系数和峰度系数

Table 1 The coefficients of skewness and kurtosis for the density of heavy rainfall

强降水事件	偏度系数	峰度系数
多发期	1.86	3.87
稀发期	2.19	4.85
多年平均	2.15	4.72

4 低纬高原汛期强降水事件年代际变化的影响因子

关于全球气候年代际变化的研究表明，全球气候在 20 世纪 70 年代中期发生了一次显著的年代际变化 (Wang, 2001; 鲍名和黄荣辉, 2006; 邓伟涛等, 2009; 刘海文和丁一汇, 2010)。但从图 4 可以看出，低纬高原区汛期强降水事件的年代际变化与全球气候的年代际变化存在着明显的差异。因此，有必要进一步分析影响低纬高原区汛期强降水事件年代际变化的因子。

从图 7a 中可以看出，通过显著性检验的海表温度关键区域主要位于西太平洋暖池、苏门答腊岛和澳大利亚以西的印度洋东南部区域。低纬高原区汛期强降水事件多发期上述两关键区域的海温一般要比稀发期偏高 0.2℃ 以上。东太平洋的海表温度虽然差值为负，但差异不明显。表明影响是西太平洋暖池和东印度洋暖池，而不是 ENSO 信号最强的热带东太平洋区。进一步取通过显著性区域 (10°N~30°N, 140°E~160°E) 和 (7.5°S~12.5°S, 85°E~92.5°E) 的海表温度进行平均，易获得相应的时间演变图 (图 7b)。比较图 4 和图 7b 可以清楚地看出，两者具有良好的一致性。1969 年以前和 1995 以后两个海表温度的相对高值期大致与低纬高原区汛期强降水事件多发时期相对应，1970 年至 1994 年海表温度的相对低值区间又大致与低纬高原区汛期强降水事件稀发时期相对应。事实上，若计算低

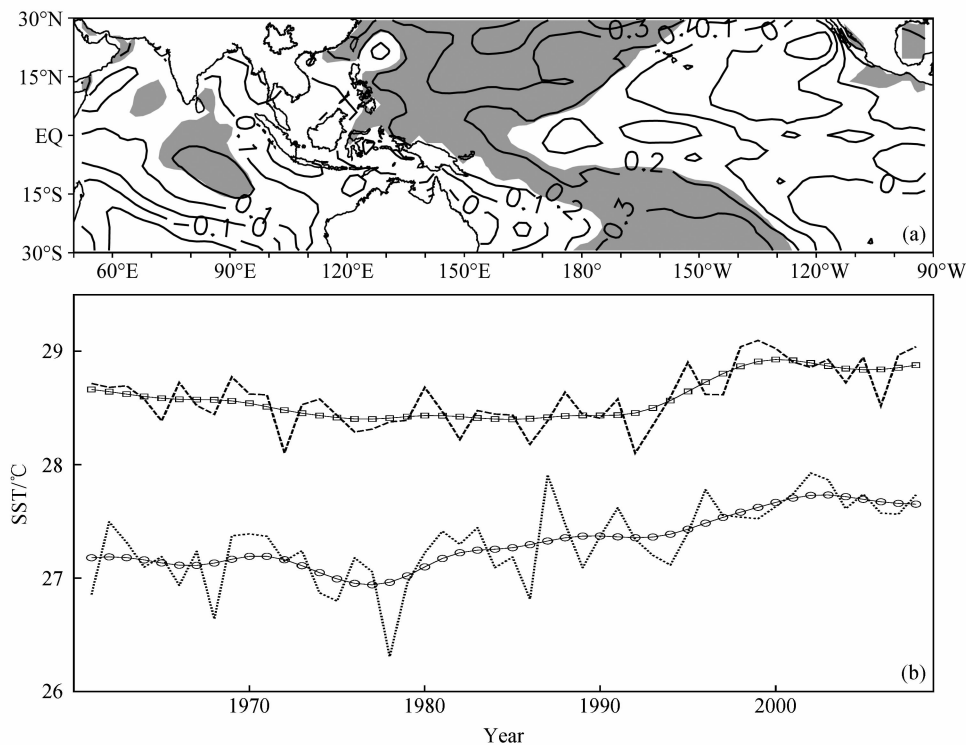


图 7 (a) 低纬高原强降水事件多发期与稀发期海温差值场 (单位: $^{\circ}\text{C}$, 阴影: 通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验的区域); (b) 区域平均的海表温度时间序列 [虚线表示区域 ($10^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 平均值, 正方形实线表示相应 21 年二项滑动平均值; 点线表示区域 ($7.5^{\circ}\text{S}\sim 12.5^{\circ}\text{S}$, $85^{\circ}\text{E}\sim 92.5^{\circ}\text{E}$) 平均值, 圈实线表示相应 21 年二项滑动平均值]

Fig. 7 (a) The SST difference ($^{\circ}\text{C}$) between the active and less active periods of heavy rainfall events over the low-latitude highland areas (shaded areas are the areas passing significance test at $\alpha=0.05$); (b) time series of SST averaged over areas ($10^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$) (dashed line) and ($7.5^{\circ}\text{S}\sim 12.5^{\circ}\text{S}$, $85^{\circ}\text{E}\sim 92.5^{\circ}\text{E}$) (dotted line) and their 21-year smoothing averages (solid lines with squares or circles)

纬高原汛期强降水事件 21 年二项滑动平均时间序列与西太平洋和东南印度洋海表温度 21 年二项滑动平均时间序列的相关系数, 则其值可分别达 0.82 和 0.57, 通过了 $\alpha=0.01$ 的显著性检验。表明西太平洋暖池和东南印度洋确实是影响低纬高原区汛期强降水事件年代际变化的海温关键区。

大致与低纬高原强降水事件多发期与稀发期海温差值场相对应, 通过显著性检验的负异常 OLR 关键区主要位于西太平洋暖池、南海、孟加拉湾和阿拉伯海 (图 8); 通过显著性检验的正异常 OLR 关键区主要位于澳大利亚至赤道东印度洋附近; 赤道西太平洋也为正异常高值区, 但未通过显著性检验。在低纬高原强降水事件多发期, 上述负异常关键区的 OLR 一般要比稀发期的低 6 W/m^2 左右。表明在西太平洋、南海、孟加拉湾和阿拉伯海的对流活动增强将有利于低纬高原强降水事件多发; 相反, 当上述区域的对流活动减弱时, 则不利于低纬高原强降水事件的发生。

与低纬高原强降水事件多发期和稀发期 OLR 差值场大致相对应, 通过显著性检验的异常反气旋式环流关键区主要位于阿拉伯海和马斯克林群岛附近, 以及位于菲律宾以东和印度尼西亚附近。这两组异常反气旋式环流分别使得索马里越赤道气流和菲律宾南部越赤道气流偏强, 异常气旋式关键区主要位于印度西北部和南海北部 (图 9a)。同时从 200 hPa 辐散风差值图 (图 9c) 可以看出, 异常的辐合下沉区主要位于孟加拉湾南部至赤道西太平洋区域, 异常的辐合上升区主要位于印度西北部和南海北部。表明亚洲季风槽偏北时, 将从海洋向低纬高原输送更多的水汽, 从而造成低纬高原汛期强降水事件多发。再计算低纬高原汛期强降水事件发生次数与 Webster 和 Yang (1992) 定义相类似的表征印度夏季风环流强弱的纬向风切变指数, 与李崇银和张利平 (1999) 定义相类似的表征东亚夏季风环流强弱的散度切变指数, 以及与太平洋副高脊线 ($110^{\circ}\text{E}\sim 115^{\circ}\text{W}$) 的相关系数分别为 0.30、0.25 和

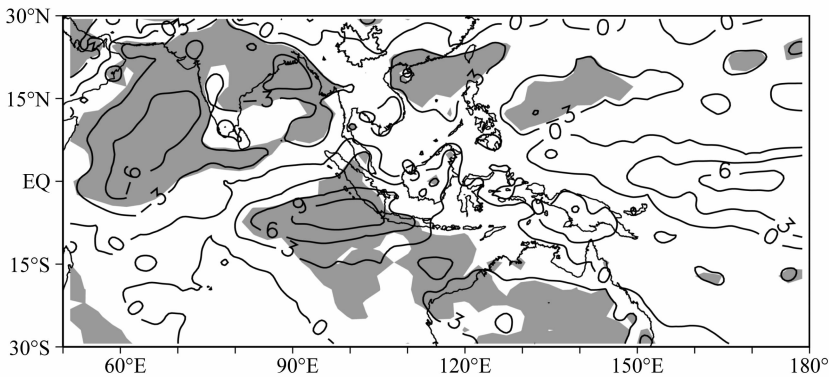


图 8 低纬高原强降水事件多发期与稀发期 OLR 差值场 (单位: W/m^2)。阴影: 通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验的区域
Fig. 8 The OLR difference (W/m^2) between the active and less active periods of heavy rainfall events over the low-latitude highland areas. Shaded areas are the areas passing significance test at $\alpha=0.05$

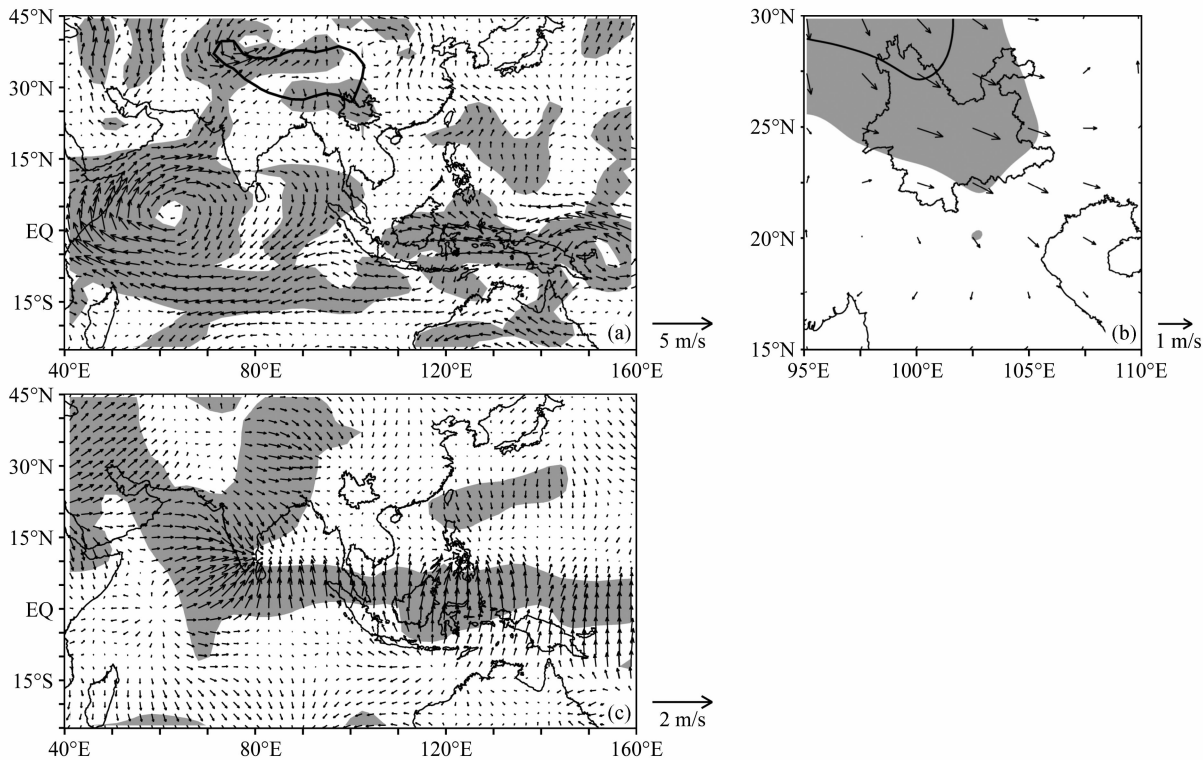


图 9 (a) 低纬高原汛期强降水事件多发期与稀发期 700 hPa 风场的差值环流。(b) 同图 (a) 但区域为 $(15^\circ\text{N}\sim 30^\circ\text{N}, 95^\circ\text{E}\sim 110^\circ\text{E})$ 。(c) 200 hPa 辐散风的差值环流。阴影: 通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验的区域; 等值线: 地表气压为 700 hPa 的等值线

Fig. 9 (a) Wind difference at 700 hPa between the active and less active periods of heavy rainfall events over the low-latitude highland areas; (b) same as Fig. (a), but for the low-latitude highland areas; (c) same as Fig. (a), but for divergent wind difference at 200 hPa. Shaded areas are the areas passing significance test at $\alpha=0.05$; the thick solid line denotes the contour of surface pressure with value 700 hPa

0.35, 分别通过了 $\alpha=0.05$ 、 $\alpha=0.1$ 和 $\alpha=0.05$ 的显著性检验。表明亚洲夏季风偏强 (偏弱)、太平洋副高位置偏北 (南) 将造成低纬高原汛期强降水事件多 (稀) 发, 其中低纬高原汛期强降水事件与印度夏季风的关系比其余南海夏季风的关系更密

切。再聚焦于中低纬高原汛期强降水事件多发期与稀发期的局地异常风场分布 (图 9b), 可以看出在低纬高原区强降水事件多发期的风场比稀发期的有更强的西北风, 表明汛期在有充沛的水汽来源的背景条件下, 来自低纬高原区西北部的冷空气也是造

成低纬高原汛期强降水事件多发的重要因子之一。

5 结论和讨论

本文利用低纬高原区 1961~2008 年的日降水资料,通过对低纬高原区强降水事件年代际时空变化特征的研究,得到如下主要结论:

(1) 低纬高原区汛期强降水事件气候平均的空间分布与年总降水量的分布一致,强降水事件高发区位于西部、南部和东部,呈“U”型分布,发生次数最多的月份为 7 月,每年出现 5~10 站次的频率最高达 70.8%,每年出现大于 20 站次的频率最小。

(2) 低纬高原区汛期强降水事件具有明显的年代际变化,且空间分布上呈现良好的一致性。其中,20 世纪 60 年代和 20 世纪末至 21 世纪初为强降水事件多发期,20 世纪 70 年代至 90 年代初期为强降水事件的稀发期。低纬高原大部分地区汛期强降水事件年发生的次数比稀发期的多 1 次以上。

(3) 低纬高原区汛期强降水事件的年代际变化不仅体现在强降水事件发生的总次数上,也体现在发生的密集度上。多发期每年发生 15~20 站次或 20 站次以上的频率可达 13.0% 和 4.4%,而稀发期的则均为 0%。

(4) 造成低纬高原区汛期强降水事件年代际变化的气候概念模型为:西太平洋暖池和东印度洋暖池海表温度偏高(低)→西太平洋暖池、南海、孟加拉湾和阿拉伯海的对流增强(减弱)→印度和东亚夏季风偏强(弱)→印度夏季风和东亚夏季风向低纬高原区输送丰沛(稀少)的水汽→低纬高原汛期强降水事件多(稀)发。

(5) 上述结论只是对观测事实进行诊断分析的结果,尚需要利用数值模式的方法加以证明。但由于低纬高原区的境内地形复杂,加之影响低纬高原区夏季降水的环流系统自身变化也很复杂等原因,使用目前较粗分辨率的全球数值模式对此区域天气气候的模拟效果尚不能令人满意,我们将在以后的工作中应用全球数值模式嵌套区域气候模式的方法,对本文中获得的结论加以验证。

致谢 审稿人提出修改建议,特此致谢。

参考文献 (References)

鲍名,黄荣辉. 2006. 近 40 年我国暴雨的年代际变化特征 [J]. 大

气科学, 30: 1057 - 1067. Bao Ming, Huang Ronghui. 2006. Characteristics of the interdecadal variations of heavy rain over China in the last 40 years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30: 1057 - 1067.

鲍名. 2007. 近 50 年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景 [J]. 大气科学, 31: 779 - 792. Bao Ming. 2007. The statistical analysis of the persistent heavy rain in the last 50 years over China and their backgrounds on the large scale circulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31: 779 - 792.

曹杰,陶云,段旭. 2002. 云南 5 月强降水天气与亚洲季风变化的关系 [J]. 云南大学学报, 24: 361 - 365. Cao Jie, Tao Yun, Duan Xu. 2002. The relation between the May very heavy rainfall in Yunnan and the Asia monsoon index [J]. Journal of Yunnan University (Natural Sciences) (in Chinese), 24: 361 - 365.

曹杰,李华宏,姚平,等. 2009. 北半球夏季印度洋和太平洋水汽交汇区及其空间分异规律研究 [J]. 自然科学进展, 19: 302 - 309. Cao Jie, Li Huahong, Yao Ping, et al. 2009. Water vapor mixing area between the Indian Ocean and the western Pacific Ocean during boreal summer and associated spatial distributions [J]. Progress in Natural Science (in Chinese), 19: 302 - 309.

程建刚,解明恩. 2008. 近 50 年云南区域气候变化特征分析 [J]. 地理科学进展, 27: 19 - 26. Cheng Jian'gang, Xie Ming'en. 2008. The analysis of regional climate change features over Yunnan [J]. Progress in Geography (in Chinese), 27: 19 - 26.

邓伟涛,孙照渤,曾刚,等. 2009. 中国东部夏季降水型的年代际变化及其与北太平洋海温的关系 [J]. 大气科学, 33: 835 - 846. Deng Weitao, Sun Zhaobo, Zeng Gang, et al. 2009. Interdecadal variation of summer precipitation pattern over eastern China and its relationship with the North Pacific SST [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33: 835 - 834.

段旭,据建华,肖子牛,等. 2000. 云南气候异常物理过程及预测信号的研究 [M]. 北京: 气象出版社, 1 - 154. Duan Xu, Ju Jianhua, Xiao Ziniu, et al. 2000. The Study of Physical Processes and Predictors of Climate Anomaly in Yunnan (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1 - 154.

He Daming, Li Shaojuan, Zhang Yiping. 2007. The variation and regional differences of precipitation in the Longitudinal Range-Gorge Region [J]. Chinese Science Bulletin, 52 (Suppl. II): 59 - 73.

李崇银,张利平. 1999. 南海夏季风特征及其指数 [J]. 自然科学进展, 9: 536 - 541. Li Chongyin, Zhang Lipin. 1999. Summer monsoon characteristics and index in the South China Sea [J]. Progress in Natural Science (in Chinese), 9: 536 - 541.

刘海文,丁一汇. 2010. 华北汛期日降水特性的变化分析 [J]. 大气科学, 34: 12 - 22. Liu Haiwen, Ding Yihui. 2010. Analysis of daily precipitation characteristics over North China during rainy seasons [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34: 12 - 22.

Matsumoto J, Takahashi K. 1999. Regional differences of daily

- rainfall characteristics in East Asian summer monsoon season [J]. *Geogr. Rev. Japan*, 72B: 193–201.
- 秦剑, 据建华, 解明恩, 等. 1997. 低纬高原天气气候 [M]. 北京: 气象出版社, 1–10. Qin Jian, Ju Jianhua, Xie Ming'en, et al. 1997. *The Climate and Weather of Low-Latitude Highland (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1–10.
- Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai–Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62: 23–30.
- 陶云, 唐川, 段旭. 2009. 云南滑坡泥石流灾害及其与降水特征的关系 [J]. *自然灾害学报*, 18: 180–186. Tao Yun, Tang Chuan, Duan Xu. 2009. Landslide and debris flow hazards in Yunnan and their relationship with precipitation characteristics [J]. *Journal of Natural Disasters (in Chinese)*, 18: 180–186.
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of the 1970's [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18: 376–386.
- Wang Yuqing, Zhou Li. 2005. Observed trends in extreme precipitation events in China during 1961–2001 and the associated changes in large-scale circulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09707, doi: 10.1029/2005GL022574.
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118: 877–926.
- 翟盘茂, 任福民, 张强. 1999. 中国降水极值变化趋势检测 [J]. *气象学报*, 57: 207–216. Zhai Panmao, Ren Fumin, Zhang Qiang. 1999. Detection of trends in China's precipitation extremes [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 57: 207–216.
- Zhai Panmao, Zhang Xuebin, Wan Hui, et al. 2005. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China [J]. *J. Climate*, 18: 1096–1108.