

青藏高原夏季旱涝年 OLR 分布差异*

假 拉 周顺武

(西藏自治区气象台,拉萨 850001)

提 要

根据美国 NOAA 卫星观测得到的射出长波辐射资料(Outgoing Longwave Radiation, 简称 OLR), 分析了青藏高原及其附近地区各月的辐射气候特征, 指出: 高原冬、春季节 OLR 主要反映了高原下垫面温度的季节变化, 高原夏季为雨季, OLR 与降水之间存在较好的负相关。印度季风爆发前后的 OLR 演变特征反映出中、低纬大气环流调整对高原雨季形成及降水分布的影响。旱涝年 OLR 合成分析表明: 高原夏季降水与赤道印度洋反 Walker 环流强弱、印度季风槽、副热带高压及西太平洋暖池区对流强度、位置变化有密切的关系。

关键词: 青藏高原 旱涝 OLR

引 言

青藏高原(以下简称高原)平均海拔在 4000 m 以上, 高原和周围大气之间存在着明显的季节性热力差异, 高原冬季是冷源、夏季为热源。高原位于印度洋北部的亚热带中纬度地区, 受印度西南暖湿气流影响, 高原干、湿季明显, 形成了独特的“高原季风”气候。除喜马拉雅山脉南麓和雅鲁藏布江下游部分地区外, 大部分地区夏季(6~8 月)降水占全年总降水量的 80% 以上, 降水具有明显的“单峰型”分布特征。

由于热带地区常规资料稀少, 对于了解低纬度的气象信息造成许多困难, OLR 在一定程度上弥补了这一缺憾。蒋尚城等^[1]利用 OLR 资料对长江流域旱涝年进行了诊断分析, 揭示了旱涝年印度洋及西太平洋强度的异常特征。徐国昌等^[2]发现长江流域及青藏高原 OLR 与雨量也存在较好关系。解明恩等^[3]分析了云南及其邻近地区 OLR 场的气候特征。但是将 OLR 资料应用于青藏高原夏季降水这方面的研究还很少。本文利用 1979~1999 年 OLR 月平均资料(格距为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$) 和同期高原 34 个观测站的夏季降水资料, 分析了印度季风爆发前后 OLR 演变特征, 重点讨论了高原夏季旱涝年同期和前期的 OLR 分布特征, 目的在于对影响高原夏季降水的副热带、热带系统加深了解, 并试图为高原夏季降水预测寻找参考依据。

1 印度洋季风爆发前后 OLR 场的演变特征及高原夏季降水与 OLR 的关系

1.1 5~9 月 OLR 的演变特征

OLR 的大小主要取决于云顶的温度和下垫面的温度, 在高海拔地区 OLR 的大小主

* 本文由中国气象局“印度季风与青藏高原夏季降水”项目资助。

2000-09-04 收到, 2000-12-19 收到修改稿。

要反映了高原热力状况,在低纬度的热带地区,OLR 表征着对流活动的强弱。我们分析了印度季风爆发前后高原及其以南的热带地区 OLR 场从 5~9 月的演变特征。

5 月份(图 1a),OLR 场基本上从 40°N 到赤道呈现“低—高—低”分布。高原上 OLR 为低值区,与冬季分布形势相似(图略),高原冬、春季 OLR 主要反映温度的季节变化。从阿拉伯海至西太平洋为高值区,高值中心在阿拉伯海。此时印度半岛被高压控制,阻断了印度洋水汽向北输送,是形成高原冬、春季气候干旱的重要成因之一。副高南侧赤道辐合带(ITCZ)为 OLR 的另一低值区,其中对流活动中心出现在苏门答腊附近。

6 月份(图 1b) OLR 分布发生显著变化,原苏门答腊的低值中心向西北移动至孟加拉湾并得到加强,位于阿拉伯海的 OLR 高值中心向西北回缩到 30°N 附近,印度大陆西南侧出现了低值中心,西太平洋副高北抬至 20°N,ITCZ 亦北移到 10°N 以北,表现出大气环流突变和印度季风爆发。吴国雄等^[4]指出随着孟加拉湾深对流向西扩展及亚洲热带流型的西移,印度季风爆发才发生。从 OLR 5~6 月演变可以看出,印度季风爆发与 OLR 的低值中心向北跳到孟加拉湾以及印度大陆西北部的 OLR 高值中心向西北移动之间存在着密切联系。随着印度季风的爆发,南部水汽向高原输送,使高原东部(大致在 90°E 以东)出现 $OLR \leq 210 \text{ W/m}^2$ 的低值中心。表明高原东部地区进入雨季,对流性天气比较活跃,与我们确定的高原东部雨季开始期(6 月上旬)比较一致^[5]。

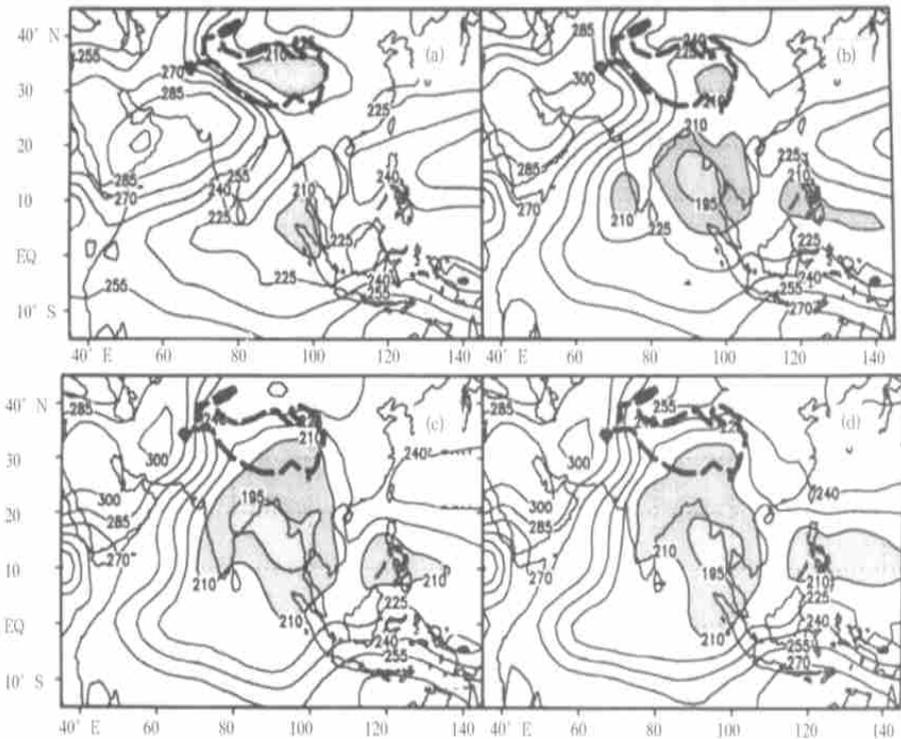


图 1 5~8 月 OLR 分布(1979~1999 年平均)(单位: W/m^2)

7 月(图 1c)孟加拉湾地区 OLR 低值中心继续向西北扩展到印度半岛,印度季风槽处于全年的最强时期。高原上 OLR 低值区域由东南向西北扩展,达到全年的次小值(见图 2),并与孟加拉湾小值区相连接。表明高原雨季由东向西开始的气候特点与孟加拉湾深对流向西北发展有关,印度季风的强弱直接影响着高原夏季旱涝。OLR 最大值出现在伊朗高压控制区域,并向北抬至 35°N ;西太平洋副高控制区域内 $\text{OLR} \geq 240 \text{ W/m}^2$;ITCZ 随之北移到 15°N 附近。

8 月 OLR 场分布(图 1d)与 7 月相似,只是西太平洋副高及南侧的 ITCZ 继续北移。以孟加拉湾为中心包括高原东南部、印度半岛和中南半岛以及 ITCZ 继续维持 OLR 的低值,伊朗高压区为 OLR 大值区。9 月份(图略)随着印度低压减弱和高原雨季结束,以孟加拉湾为中心的低值也已分裂为 2 个中心,分别位于孟加拉湾南部和高原东南部,伊朗高压、西太平洋副高的 OLR 大值区均有明显的南撤。

综上所述,高原上冬、春季 OLR 主要反映温度的季节变化,而夏季 OLR 能反映高原雨季降水的空间分布特征。夏季 OLR 分布演变特征不仅表示了北半球大气环流的演变规律,而且进一步揭示了亚洲季风中主要成员在印度季风形成中的作用以及对高原夏季降水的贡献。

1.2 高原夏季降水与 OLR 的关系

取青藏高原范围为 $25^{\circ} \sim 35^{\circ}\text{N}, 80^{\circ} \sim 100^{\circ}\text{E}$,计算 1979 ~ 1999 年高原 34 个站夏季降水量的气候平均值与该区域内所有格点的 OLR 算术平均值,分别代表高原平均降水量和平均的 OLR 值,图 2 给出两者多年平均的逐月变化关系。可以看出,冬季高原为冷源,气温低,OLR 为低值(其中最小值出现在 2 月份,为 206.3 W/m^2),天气干燥少云,基本无降水;4、5 月份的 OLR 较之冬季均有明显的上升,5 月份高原 OLR 达到全年的次大值,反映出高原春季温度增暖突变的特点;高原夏季为雨季,特别是高原东部地区,多阴雨天气,OLR 值较小(7 月份 OLR 为 208.6 W/m^2),6 ~ 8 月的 OLR 与降水呈明显的反相变化关系。

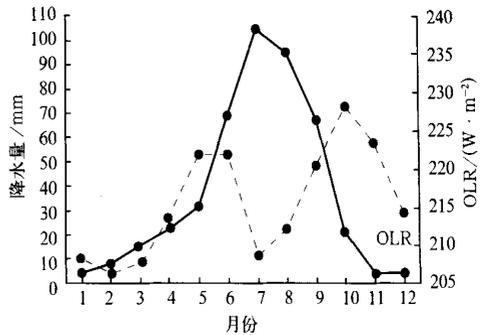


图 2 青藏高原 OLR 与降水的逐月比较 (实线:降水量,虚线:OLR)

高原夏季降水和 OLR 有较好的负相关,计算 1979 ~ 1999 年高原各站夏季降水和插值到各站点上 OLR 值的相关系数(图略)。得出:除东南部的察隅站、南部边缘的聂拉木站和错那站等少数降水为“双峰型”站的夏季降水与 OLR 无明显的联系外,大部分站夏季降水与 OLR 均存在较好的负相关($|R| \geq 0.57$ 达到 0.01 信度检验),其中高原腹地的泽当、拉萨和日喀则 3 站相关系数均达到 -0.79 以上。表明高原地区夏季 OLR 的大小可较好地反映降水过程,尤其是降水明显集中在夏季的地区。

2 高原旱涝年 OLR 的分布差异

在 1979~1999 年期间,我们选取高原夏季 5 个降水偏多年(1980,1988,1990,1991,1998 年)和 5 个降水偏少年(1983,1986,1992,1994,1997 年)分别进行合成分析。

由图 3 可见,高原旱涝年夏季 OLR 距平具有反相分布特点,特别是阿拉伯海—中国东部及印度洋赤道地区差异明显。首先,旱年夏季印度半岛至中南半岛为正距平,其东西两侧为负距平,因此阿拉伯海—中国东部地区旱年 OLR 距平基本上为“负—正—负”分布;而涝年距平分布完全相反,阿拉伯海—中国东部地区 OLR 呈现出“正—负—正”的特点,尤其是印度半岛 OLR 负距平十分明显,达到 -6 W/m^2 以上。这种反相分布特点说明旱涝年夏季季风环流和对流活动存在显著差异。即旱年印度季风槽和西太平洋副高及伊朗高压都偏弱;涝年印度季风槽活跃,西太平洋副高强度偏强、位置偏西,伊朗高压也偏强、偏北。同时,高原上 OLR 负距平区表明高原地区 OLR 对夏季降水具有一定表征能力,特别是对高原南部和东部有较强敏感。

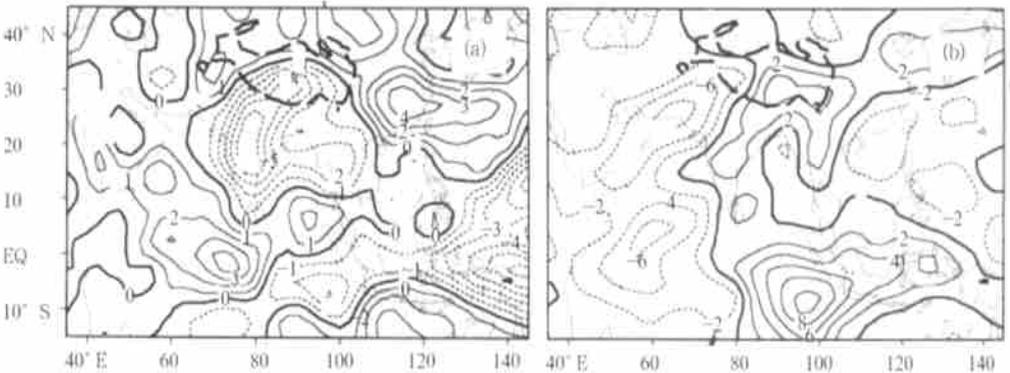


图 3 高原夏季 5 个降水偏多年(a)和 5 个降水偏少年(b) OLR 距平合成

其次,旱年印度洋赤道地区 80°E 以西 OLR 为负距平,以东为正距平,具有明显的纬向非对称分布特征。涝年印度洋赤道地区 OLR 距平分布大致相反,中心强度较弱。特别需要指出的是,涝年印度洋东部对流与西太平洋暖池区对流中心相连接,其中西太平洋暖池区中心比印度洋东部明显偏强。旱年西太平洋暖池区对流中心偏东。说明高原夏季旱涝及印度洋东部对流异常与西太平洋暖池区对流位置、强度存在联系。OLR 这种纬向非对称分布的特点与我们分析的高原旱涝年印度洋海表面温度距平(SSTA)场分布特征相对应^[5],旱(涝)年印度洋 SSTA 为西正(负)东负(正),当印度洋东部海温偏高(低)有利于对流加强(减弱),使得气流辐合(辐散),而印度洋西部冷水区海温偏低(高)使对流减弱(加强),使气流辐散(辐合),从而导致印度洋区域季风环流的增强(减弱)。

3 高原夏季降水与前期印度洋 OLR 分布的关系

在 6 月份随着印度季风爆发,OLR 分布发生了季节变化,孟加拉湾对流增强,该地区

出现 OLR 的最小值。图 4 为孟加拉湾地区多年平均的 OLR 月际变化时间-纬度图, OLR 减小从 4 月开始发生变化, 到 6 月对流增强达到最大; 8 月 OLR 值开始增加, 到 10 月增加最明显。

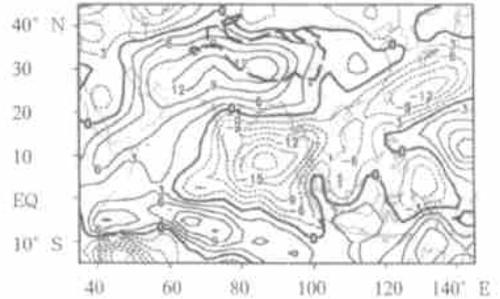
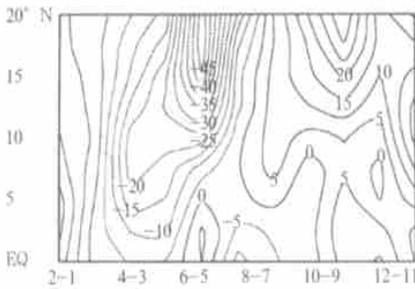


图 4 孟加拉湾地区(75°~90°E)多年平均 OLR 月际差变化时间-纬度分布图

图 5 高原夏季降水偏多年和偏少年 4 月份 OLR 合成差值图

为了进一步了解前期 OLR 分布与高原降水的关联程度,分析高原夏季降水偏多年和偏少年前期印度洋地区 OLR 分布显著差异,图 5 给出了 4 月份 OLR 值合成差值图,图中孟加拉湾地区为明显的负距平区,阿拉伯海北部的伊朗高原到西藏高原维持带状的正距平区,即表明:当 4 月份孟加拉湾对流偏强,高原夏季降水以偏多为主。事实上,整个春季均维持这种距平分布形势,只是在 4 月份最为明显,为此我们选取孟加拉湾地区(75°~90°E,5°~15°N)历年 4 月 OLR 距平值,计算该地区 OLR 距平值与高原各主要测站的相关系数(表 1)。可以看出高原多数测站夏季降水与 4 月份该地区 OLR 相关明显,部分测站与孟加拉湾前期其它月份的 OLR 具有较好的相关,如狮泉河站与 2 月份 OLR 距平有一定的相关。

表 1 高原各主要测站夏季降水距平与孟加拉湾地区 4 月 OLR 距平的相关系数

站名	拉萨	日喀则	狮泉河	泽当	江孜	隆子	那曲	班戈	林芝	昌都	定日	浪卡子
相关系数	-0.59	-0.75	-0.53	-0.65	-0.50	-0.46	-0.34	-0.48	-0.39	-0.44	-0.52	-0.50

注:黑体数字为相关信度达到 0.05。

4 小结与讨论

(1) 高原冬季为冷源,OLR 达到全年最小值,冬、春季节 OLR 主要反映了高原下垫面温度的季节变化;高原夏季为雨季,多阴雨天气,OLR 值也较小,OLR 与降水存在较好的负相关。

(2) 夏季 OLR 分布演变特征不仅表示了北半球大气环流的演变规律,而且进一步揭示了亚洲季风中主要成员对高原气候形成和夏季降水的影响。高原旱涝年夏季 OLR 距平具有反相分布特点:阿拉伯海—中国东部地区旱年 OLR 距平分布基本上呈“负—正—负”型,印度洋赤道地区出现纬向非对称分布即西负东正;而涝年距平分布完全相反,出现“正—负—正”型,印度洋赤道地区出现西正东负。说明高原旱涝年与赤道印度洋季风环

流强弱以及印度季风槽、副热带高压和西太平洋暖池区对流的强度和位置变化有着密切的关系。

(3) 春季孟加拉湾地区和阿拉伯海地区 OLR 距平值与高原夏季降水距平普遍存在较好的相关,即孟加拉湾前期对流活跃时,我区夏季即降水普遍偏多,反之亦然。

综合以上分析,我们可以设想亚洲季风系统对高原夏季降水影响的一个初步模型:春季印度洋海温异常分布和持续→赤道印度洋 OLR 纬向非对称性的差异→印度洋东部至西太平洋暖池区对流活动异常→引起印度洋反 Walker 环流异常→从而促使印度季风槽和副热带高压异常→最后导致高原夏季旱涝灾害。

参考文献

- 1 蒋尚城,温士顿.长江流域旱涝的 OLR 特征.气象学报,1989,47(4):479~482.
- 2 徐国昌,李栋梁,蒋尚城.卫星观测的 OLR 对夏季青藏高原月雨量及凝结潜热的计算.高原气象,1990,9(3):256~264.
- 3 解明恩,鲁亚斌,普贵明.云南及其邻近地区 OLR 场的气候特征.高原气象,1999,18(2):185~191.
- 4 吴国雄,张永生.青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发.大气科学,1998,22(6):825~838.
- 5 周顺武,假拉.西藏雨季开始和中断的气候特征及其环流分析.气象,1999,25(12):38~42.

OLR DISTRIBUTION IN SUMMER IN DRYNESS/ WETNESS YEARS OVER TIBETAN PLATEAU

Jia La Zhou Shunwu

(Meteorological Bureau of Tibet Rutonomous Aegion, Lasha 850001)

Based on the OLR data observed by NOAA satellite, the climatic features of the radiation over the Tibetan Plateau and adjacent areas are investigated. The main results are as follows: the Plateau acts as the heat sink of the surface heating fields in winter and OLR is low; the Plateau rainfall mainly concentrates in summer and OLR is also low. There exists significant negative correlation between OLR over the Plateau and Plateau precipitation in summer; the change of OLR during the onset of Indian Monsoon reflects the adjustment of the Northern Hemisphere general circulation as well as the spatial and temporal pattern of thermal conditions over the Plateau during wet season. Composite India Ocean OLR anomalies patterns for five wet(dry) years over the Tibetan plateau in summer are studied. It is found that convection on the west and east of the Indian Ocean is abnormal obviously. Correlation analysis shows that OLR over the Bay of Bengal during spring has better negative relationship with rain over the Plateau in summer.

Key words: Tibetan plateau Dryness/ wetness year OLR