

北大西洋海温异常与南亚夏季风的关系

宋 家 喜

(国家海洋局海洋环境预报中心, 北京)

摘 要

本文通过计算分析发现, 北大西洋北部海温变化与后期南亚500hPa高度场变化有密切关系, 文中着重分析了它们之间相互联系的物理过程及其对南亚夏季风的影响。

季风是大气环流的重要组成部分, 南亚夏季风在热带大气环流中占有重要地位。南亚夏季西南季风强度的变异对印度及其周围地区的降水影响很大, 强季风年印度大涝, 弱季风年又会引起印度大旱, 而南亚夏季风的强弱与中南半岛和我国南方降水也有密切关系^[1-5]。多年来国内外气象工作者对南亚季风进行了大量的研究, 取得了许多成果。

南亚夏季风强度不仅与同期大气环流有直接关系, 而且与前期大气环流的变化也有密切关系。本文在北大西洋表层海温(SST)变化异常对大气环流影响分析的基础上, 进一步讨论影响南亚夏季风强弱可能的物理过程。

一、印度夏季风降水与高度场及地面气压的关系

南亚夏季风以印度的夏季风最为典型, 发生时间为每年6—9月, 其间的降水量较好地反映了该年夏季风的强度。为此, 我们选取印度较有代表性的4个站(孟买、那格浦尔、加尔各答和安拉阿巴德), 根据现有资料, 计算出1964—1984年各年6—9月的4站平均降水距平百分率[见图1(c)], 用以代表夏季风的强弱。图1(a)给出了1951—1984年各年6—9月印度上空7点(30°N、80°E; 25°N、75°E; 25°N、85°E; 20°N、80°E; 15°N、75°E; 15°N、85°E; 10°N、80°E)500hPa高度累计值, 用以代表各年夏季风季节高空高度场的逐年变化。另外, 图1(b)又给出了印度孟买站1964—1984年各年6—9月平均海平面气压, 用以代表各年该区域夏季风季节地面气压场特征。

对照图1(a)和图1(b)可以看出, 印度夏季风季节高空500hPa高度场与地面气压场的各年变化基本是一致的, 即高空高度场升高, 地面气压场也升高, 反之亦然。同样, 对照图1(a)和图1(c)可以看出, 印度夏季风季节高空500hPa高度场与夏季风降水基本为反向变化, 说明高空大气环流场的变化明显地影响夏季风期间的降水量。当印度上空高度场降

低,即高空槽加强时,地面低压加强,降水量增加.相反,当高空高度场升高,高度槽减弱时,地面低压也减弱,降水量减少.栗原等人的工作^[6]也证明了500hPa高度场变化与印度夏季风强弱的这种有机联系.因此,把握住印度上空高度场的变化趋势以及变化的物理过程对预报印度夏季风降水是非常重要的.

二、北大西洋SST变化与印度高空高度场变化的关系

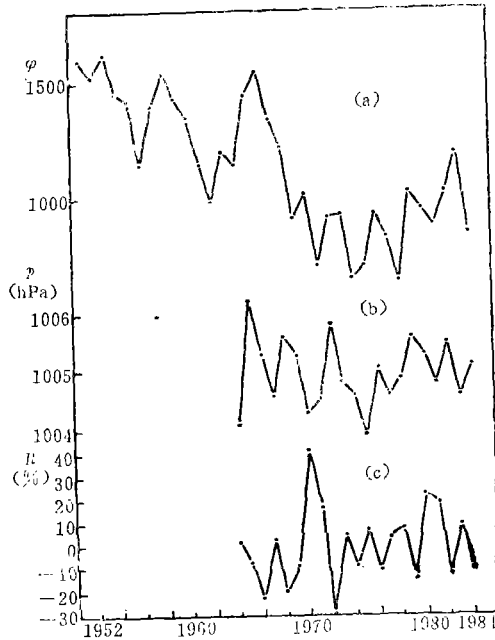


图1 印度上空7点1951—1984年各年夏季(6—9月)500hPa累计高度(a)实际高度值等于162400位势米加上 ϕ ,孟买1964—1984年各年6—9月平均海平面气压(b)以及印度4站1964—1984年各年夏季风期间(6—9月)平均降水距平百分率(c)到当年的6月.

其中相关场在春季有变弱的趋势,即相关场有一定的季节变化.从相关场分析来看,无论是与夏季风期间的各个月或者是与整个夏季风季节关系都很好.我们从中选出整个夏季风季节期间的4个月500hPa高度场与上一年3月、6月、9月、12月以及当年3月、6月的SST,共计6个相关场(见图2).从相关场可以清楚地看出,在北大西洋北部存在一个相关区,范围较大,相关关系显著且稳定,每张相关图的相关中心都超过了0.001的信度(当资料年代 $N=34$ 时,取信度0.001, $r=0.55$),个别区域 r 达到了0.83.与此同时,为了进一步说明问题,又给出了6月北半球500hPa高度与上一年6月北大西洋北部SST的相关分布(见图3),由该图也明显地看出印度地区有大范围正相关区,而其他月份也很相似,就不一一给出.

从以上结果可以看出,北大西洋北部的SST变化与后期印度夏季500hPa高度场有密切关系,即当SST发生正(负)异常时,后期印度夏季500hPa高度场升高(降低),

既然500hPa高度场与降水有密切关系,并能较好地反映出环流场变化对夏季风强度的影响,而500hPa高度场历史资料较长,计算结果更有代表性.因此,我们分别计算了印度夏季各月500hPa高度场及整个夏季风季节(6—9月)高度场与北大西洋上一年的1月至当年9月共计21个月的逐点海温(格距取 5×5 经纬度网格)的时滞相关系数,分析相关场的分布状况及其演变特征.

计算结果表明,印度上空夏季(6—9月)各月及整个夏季风季节的500hPa高度场与上一年1月至当年6月的北大西洋北部的冰岛以南海域的SST存在良好的正相关关系.这种正相关从上一年的1月已经比较明显,而从上一年的6月以后更加显著,直

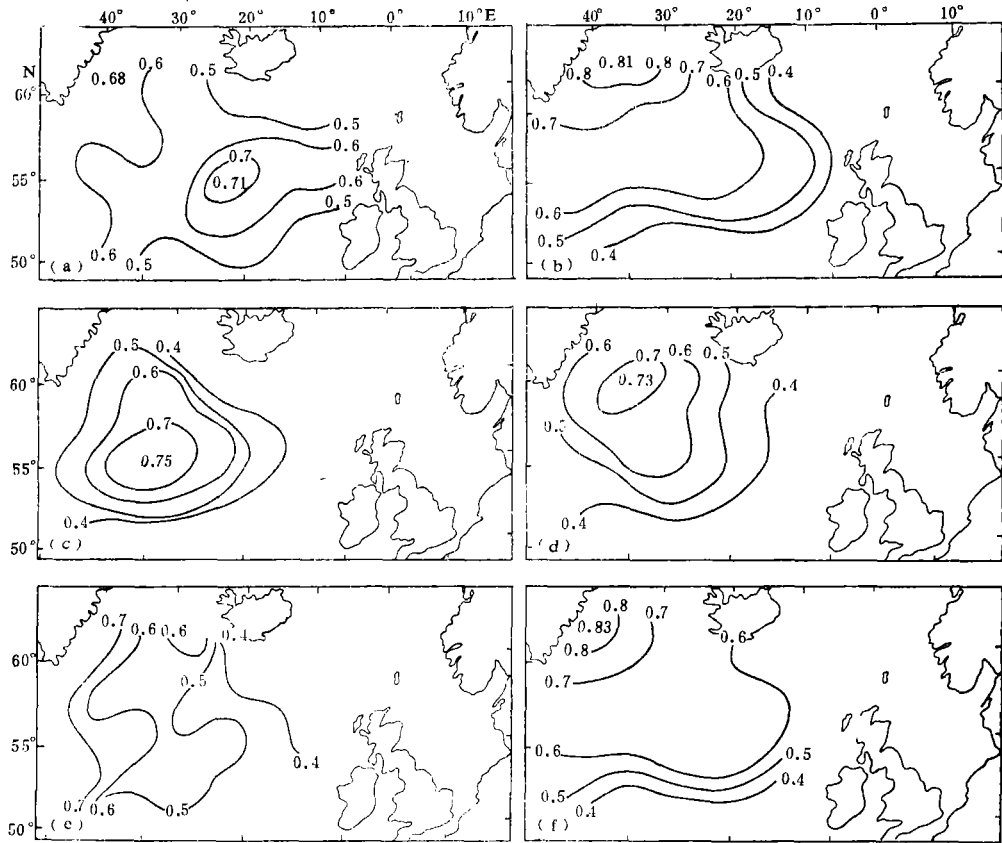


图 2 印度高空500hPa夏季风期间高度场与上年北大西洋北部3月(a)、6月(b)、9月(c)、12月(d)以及当年3月(e)、6月(f)的 SST的相关场分布

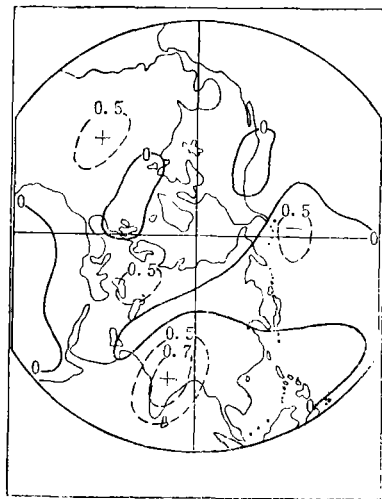


图 3 北大西洋北部6月份SST与次年6月份北半球500hPa高度的相关场分布

三、北大西洋SST对南亚大气环流的影响

在夏季风期间, 南亚上空有一垂直的季风环流, 对流层的中、下层维持稳定的暖湿的西南风, 高层为东北风. 其中, 中、下层的西南风可伸展到400hPa以上^[7], 并产生明显的上升运动. 因此, 对流层中、下层存在低压性的季风环流, 在500hPa月平均图上, 在80°—90°E的低纬地区, 呈现出低槽或闭合的低压中心. 在强夏季风期间, 位于印度中部的季风环流加强, 印度半岛对流层中、下层高度为负距平, 500hPa等压面上的低槽(低压)加深, 而在弱夏季风年份, 该季风环流变弱, 对流层中、下层反气旋环流距平加强, 低槽(低压)减弱且位置偏东.

因为印度上空的500hPa高度场的变化可以较好地反映出西南季风的强度变异, 而印度上空500hPa高度场的变化又与前期北大西洋SST有密切关系, 因此, 弄清北大西洋SST异常如何影响北半球大气环流是很重要的. 为此, 又选取了北大西洋北部8个点(62.5°N、37.5°W; 62.5°N、32.5°W; 62.5°N、27.5°W; 62.5°N、22.5°W; 57.5°N、37.5°W; 57.5°N、32.5°W; 57.5°N、27.5°W; 57.5°N、22.5°W)的1950—1983年6、7、8月各月的SST月平均值, 分别计算各月SST平均值与其后期各月北半球500hPa高度场的滞后相关, 发现北大西洋北部区域6—8月SST升高时, 同期该区域上空高度场出现正距平, 即高度升高. 随后高度场正距平区域向北大西洋的东北部移动, 11月份最为明显, 在北大西洋东北部及西北欧形成高正相关区, 说明前期SST增暖, 使该区域高压脊加强. 11、12月欧洲南部为负相关区, 即当北大西洋北部区域夏季SST增暖以后, 欧洲南部为高度负距平区域说明欧洲低槽增强南伸. 而印度却为明显的正相关区, 极地高纬地区为正相关区, 亚洲中、高纬地区为大片负相关区, 反映极涡分裂南下, 有利于冷空气向南爆发(图略). 次年1月欧洲低槽继续加深, 乌拉尔高压脊加强(正相关区), 东亚大槽加强(负相关区, 见图4). 2、3月欧洲槽加强东移. 这些都明显地反映出夏季北大西洋北部SST出现增暖后, 整个冬季有利于经向环流的加强和维持. 5月份这种相关场形势继续维持. 6月欧洲为正相关区, 印度西北部为弱的负相关区, 反映初夏印度西北—西风槽的维持, 而印度却为显著的正相关区, 说明当夏季北大西洋北部SST增暖后, 次年夏季风环流形成迟, 而且强度也弱(见图3). 根据Namias的研究, SST的正距平导致海洋热消耗的增加, 而在正距平中心附近形成高压脊, 并且SST对形成中纬度天气异常的影响具有季节性, 主要出现在暖半年. 文献[8]在总结Ratcliffe和Semenov的工作时指出, 大西洋东部阻塞西部纬向输送的高空反气旋的形成是与海洋的热力影响有关, 北大西洋北部SST为正距平, 南部为负距平时, 使大气经向气压梯度显著减小, 纬向环流减弱及产生阻塞反气旋的频率增加. 本文结果与以上结论是一致的. 当夏季北大西洋北部SST异常增暖后, 冬季欧亚大陆大气环流经向度加强, 次年夏初欧洲南部仍有西风槽维持, 冷空气沿该槽频繁南下, 使冬季环流向夏季环流的转变推迟, 致使夏季风建立晚. 或者使已建立起来的夏季风环流减弱, 导致印度上空500hPa高度出现正距平.

另外的一种可能原因是, 冬季欧洲南部低槽的加强和维持, 使青藏高原受槽前的偏西南气流影响, 暖湿气流为青藏高原的降雪提供了有利条件. 而冬季积雪面积的大小会直接影响夏季青藏高原的热力作用^{1, 2)}继而影响次年夏季风活动的强度.

1) 郭其蕴等, 我国夏季风活动与青藏高原的热力作用, 1981.

2) 陈烈庭等, 青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析, 1981.

南亚夏季风强弱与大气环流有密切关系。有人曾指出，季风区的环流变化有可能是由远处的环流变化引起的，弱季风活动常与中纬度低指数型环流相联系。Bedi等通过对强季风年与弱季风年北半球中纬度环流特征的对比指出，强季风年纬向风气流比弱季风年强，即强季风与强西风带相关联^[9]。P.R.Pisharoty曾指出，冬春两季北半球向极地输送的热量低于平均值时（纬向环流）东南亚强季风发展，而冬春两季北半球向极地输送的热量高于平均值时（经向环流）强季风受到抑制。

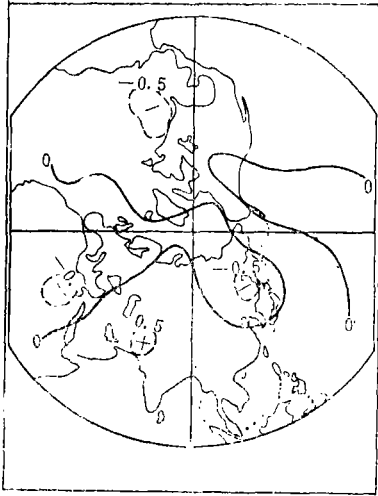


图4 北大西洋北部7月份SST与次年1月份北半球500hPa高度的相关场分布

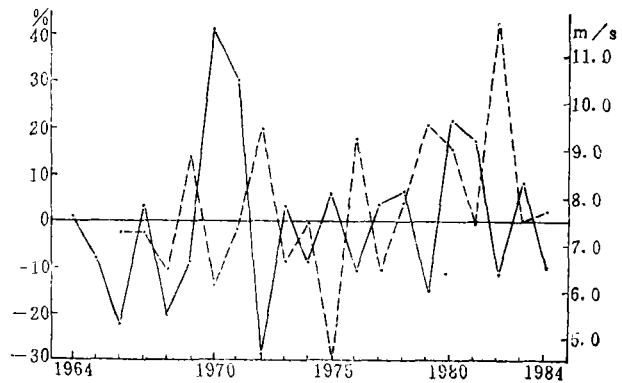


图5 1964—1984年印度4站平均6—9月降水量距平百分率（实线）与上一年8—10月瓜德罗普岛850hPa平均纬向风速变化（虚线，1965年开始）

四、北大西洋SST变化与埃尔尼诺以及南亚夏季风的关系

由图1(a)可以看出，印度6—9月500hPa高空高度值呈现峰值的年份为：1951、1953、1957/58、1963、1965/66、1970、1972/73、1976、1979、1982/83年，不难看出以上年份基本上为埃尔尼诺年（其中较强的埃尔尼诺或持续两年的埃尔尼诺发生时，峰值落在次年上，如1958、1966、1973、1983年），有的年份的高度值为相对峰值，而绝对值并不大，这是因为影响该区域高度场变化的因素不只是一个。与上述高度峰值年相对应，印度夏季风期间降水大都偏少。许多研究工作都证实这一点，即埃尔尼诺发生年印度洋上的沃克环流弱，西南季风弱。相反，在非埃尔尼诺发生年，沃克环流强，西南季风强，降水多。文献[12]指出，夏季北大西洋北部SST升高时，8—10月北大西洋副热带高压西伸加强，北大西洋的沃克环流加强，低纬偏东信风增强，而次年将有利于埃尔尼诺现象的发生，图5给出了1968—1983年北大西洋低纬地区8—10月的偏东信风（以瓜德罗普岛为代表）以及次年印度夏季降水的变化情况，可以看出，北大西洋低纬8—10月的偏东信风强度与次年印度夏季风期间的降水量呈明显的反位相关关系，即当北大西洋沃克环流增强时，次年夏季印度洋沃克环流减弱，印

度降水减少。而北大西洋低纬8—10月的偏东信风增强是与其后的埃尔尼诺现象的发生相联系的^[10]。这就是说,北大西洋SST变化、埃尔尼诺现象的发生以及印度夏季降水是相互联系的。当夏季北大西洋北部SST升高时,使后期中、高纬的经向环流增强,加强了大气质量和热量的南北输送,埃尔尼诺易发生,同时夏季印度洋低纬度沃克环流减弱,夏季风亦弱,降水少。

因此,掌握北大西洋北部夏季SST的变化将有助于预测南亚夏季风的强弱和季风降水量的变化趋势,并可进一步探讨北大西洋SST的变化异常与埃尔尼诺以及东南亚地区的短期气候变化的关系。

五、小 结

通过以上分析,可以得出以下结论:

1. 北大西洋北部夏季SST出现正距平,未来欧亚区域经向环流增强,次年夏季印度500hPa高度升高,夏季风环流弱,反之亦然。

2. 北大西洋北部夏季SST出现正距平使后期欧洲南部西风槽加深和维持,致使南亚夏季风推迟和减弱。

3. 印度夏季500hPa高度场变化、埃尔尼诺现象的发生、印度夏季风的年际变化以及北大西洋低纬度沃克环流的强弱可能都与北大西洋北部SST异常相联系,因此必须重视该区域SST变化对大气环流的影响,也需进一步研究中、高纬度大气环流对低纬度大气环流的影响。

北京大学王绍武教授审阅了本文,并提出宝贵的修改意见,谨致谢意。

参 考 文 献

- [1] 田中 实,中国黄河流域の降水量の年年変動とアジアモンスヘンとの関係, 天気, 34(1987), 11: 693—695.
- [2] 郭其蕴等,中国与印度夏季风降水的比较研究, 热带气象, 4(1988), 1: 53—59.
- [3] 沈如桂等,印度季风环流系统对我国暴雨的贡献, 1980年热带天气会议论文集, 科学出版社, 1982, 93—101.
- [4] 何家骅等,西南季风和长江中下游梅雨的关系, 同上, 112—119.
- [5] 沈建柱等,西南季风的强弱和长江流域降水的关系, 同上, 120—126.
- [6] 栗原弘一,长期予报におけるENSOの役割, 海洋科学, 20(1988), 284—289.
- [7] 村上胜人,印度夏季风变动情况的分析, 国外气象参考资料, 第四辑, 科学技术文献出版社重庆分社, 1979, 146—159.
- [8] A.I. 乌格留莫夫著, 王宗山等译, 海洋热状况和长期天气预报, 海洋出版社, 1984, 33—35.
- [9] Bidi, H.S., H.S. Billa and N. Mookerjee, 北半球中纬度环流与夏季风环流的相互作用, 热带气象译文集, 中山大学学报编辑部, 1982, 7—10.
- [10] 宋家喜, 热带大西洋西部纬向风异常与埃尔尼诺南方涛动的发生, 海洋学报, 9(1987), 1: 30—35.