

旱、涝年与海气相互作用[‡]

温 敏 罗京佳 何金海

(南京气象学院气象学系, 南京 210044)

摘 要 利用 1951 ~1991 年 500 hPa 高度场和海温场以及 1980 ~1991 年 T_{BB} 资料, 采用合成分析方法研究了东亚季风区季节转换在旱、涝年的不同特征。发现旱、涝年海温场分布型的不同及其形成的海气相互作用的差异使得西太平洋副热带高压在涝年季节北进较平缓, 其脊线位置稳定在 25 °N 左右, 强度较强, 从而导致夏季风雨带在江淮流域停滞, 形成江淮洪涝。文中还讨论了中南半岛对流和赤道干旱带的变化对江淮流域旱、涝的先兆作用。

关键词 东亚季风区, 季节转换, 江淮旱涝, 海气作用

分类号 P448

大气环流的季节转变具有突变性, 在东亚季风区尤其如此。早在本世纪 30 年代, 竺可桢就明确指出了东亚夏季风来临的突发性。陶诗言、陈隆勋^[1]分析了 1956 年春夏过渡时期亚洲上空大气环流的变化后指出, 春夏过渡时期, 亚洲上空的大气环流有一个跳跃性的转变。叶笃正、陶诗言等^[2]进一步阐述了北半球大气环流的季节突变现象, 指出在 6 月和 10 月大气环流都有一次急剧变化。贺海晏等^[3]则认为南亚、东南亚地区在由冬到夏的大气环流转变过程中存在两次突变, 分别在 5 月和 6 月。何金海等^[4]通过对 T_{BB} 资料的分析指出, 亚澳季风区的季节转变在 4 月份就已开始, 5 ~ 6 月是季节突变时期, 6 月份亚洲地区夏季风形势完全建立。

大气环流的季节转变和突变特征与我国夏季旱涝关系密切。陈汉耀^[5]通过对江淮大涝年 (1954 年) 与其他年份大气环流形势的对比分析发现, 副热带高压脊线在 1954 年偏南, 季节北跳幅度小。黄荣辉等^[6]则强调, 在西太平洋暖池异常增暖, 暖水偏多时, 副高位置偏北, 江淮流域降水偏少; 反之偏多。上述研究表明, 西北太平洋副高在季节北跳中的位置特征是影响我国旱涝的关键因子。

综上所述, 西北太平洋副高作为东亚季风系统的重要成员, 它的季节北跳是东亚大气环流季节转换的最显著特征, 是直接联系我国旱涝的主要系统。本文试图用较长时段的海气和大气资料, 从海气相互作用的角度重点分析西北太平洋副高在旱、涝年季节转变的不同特征, 进而分析造成旱涝的可能机制, 并探求能预报旱涝的先兆信号。

收稿日期: 1996- 10- 09; 改回日期: 1996- 12- 16

[‡] 国家自然科学基金 49575261 和中国气象局中日季风合作研究基金联合资助项目

第一作者简介: 温敏, 1972 年 6 月生, 硕士, 现在云南省气象局气象台工作

1 资料和方法

资料为 1951~1991 年北半球 500 hPa 月平均高度场和全球海温场网格点资料。前者分辨率为 $10^{\circ} \times 5^{\circ}$ 经纬度, 后者分辨率为 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 经纬度。另外, 还使用了日本气象厅气象研究所提供的 1980~1991 年 GMS 观测得到的黑体辐射温度(T_{BB}) 资料, 范围是 $80^{\circ} E \sim 160^{\circ} W$, $40^{\circ} S \sim 50^{\circ} N$, 分辨率为 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 经纬度。具体分析方法参见文献 [4]。

本文所称的旱涝年是指长江中下游地区(或称江淮流域)的旱涝年。采用我国 160 个站 43 年的逐月降水资料, 选取长江中下游地区 13 个站平均的 6~7 月份降水总量作为旱涝年的划分依据, 最后取 5 个夏涝年(1954、1969、1980、1983 和 1991 年)和 5 个夏旱年(1958、1972、1978、1985 和 1988 年)进行合成分析, 所取夏涝年和夏旱年与其他文献中提到的旱涝年基本吻合。

2 旱涝年的不同特征

2.1 西北太平洋副高在旱、涝年的不同特征

图 1 给出了旱、涝年 500 hPa 西北太平洋副高在 $120^{\circ} E$ 和 $120^{\circ} \sim 160^{\circ} E$ 平均脊线位置的季节变程。由图可见, 无论是旱年还是涝年, 西太平洋副高在春夏过渡时期均有一次急速北跳过程, 且旱年(实线所示)较涝年显著。6 月之前, 旱年副高脊线位置较涝年偏南, 而 6 月之后, 旱年脊线位置较涝年偏北, 最大可达 5 个纬距左右。这表明, 涝年西太平洋副高的北进较旱年平缓得多。造成旱涝年这种差异的原因, 将在后文进行讨论。

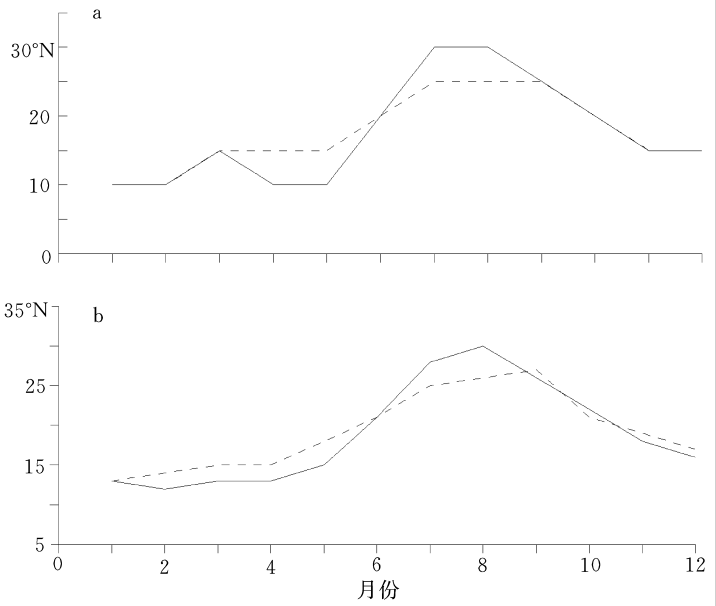


图 1 $120^{\circ} E$ (a) 和 $120^{\circ} \sim 160^{\circ} E$ (b) 副热带高压脊线位置随时间的变化
实线为旱年, 虚线为涝年

Fig. 1 Variation of subtropical high ridge location with time for:
(a) along $120^{\circ} E$, and (b) averaged over 120° to $160^{\circ} E$
The dotted line denotes wet-year and the solid line dry-year

图 2、图 3 分别给出了旱、涝年 T_{BB} 场的季节变化特征。由图可见, 旱年 4 月, 北半球低纬地区高值带(以 280 K 为特征线)开始减弱且在中南半岛(100 ~ 110 °E, 10 ~ 20 °N)发生断裂, 在

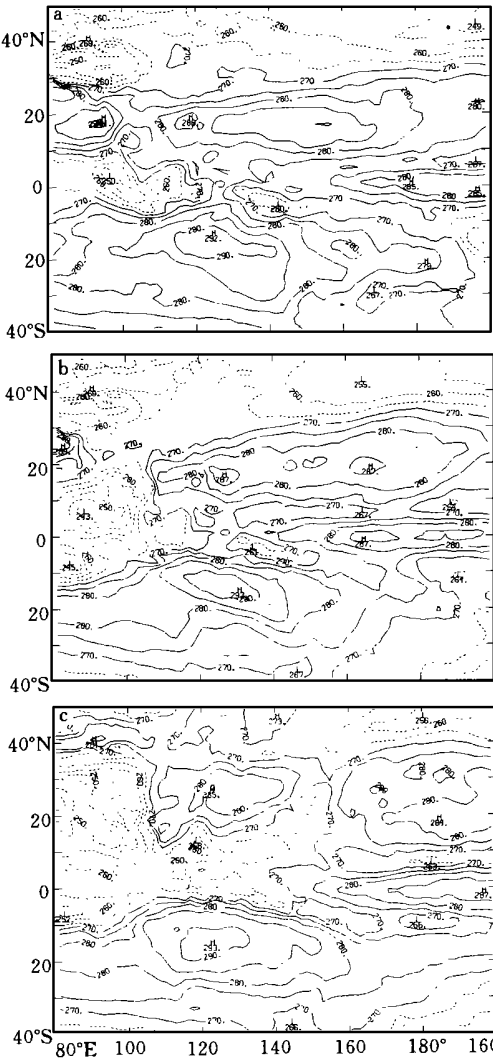


图 2 旱年 4(a)、5(b)、7(c)月 T_{BB} 水平分布(单位: K)
等值线间隔为 5 K; ——为 $T_{BB} \geq 270$ K;
.....为 $T_{BB} \leq 265$ K

Fig. 2 Monthly mean T_{BB} field of April (a),
May (b) and July (c) in dry year
respectively at intervals of 5 K; solid lines denote
 $T_{BB} \geq 270$ K and dotted lines $T_{BB} \leq 265$ K

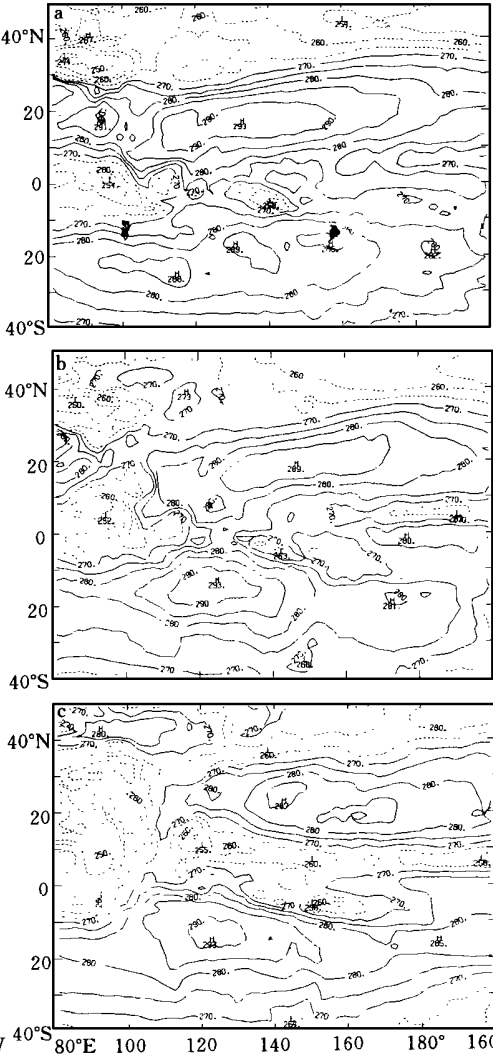


图 3 涝年 4(a)、5(b)、7(c)月 T_{BB} 水平分布(单位: K)
等值线间隔为 5 K; ——为 $T_{BB} \geq 275$ K;
.....为 $T_{BB} \leq 270$ K

Fig. 3 Monthly mean T_{BB} field of April (a),
May (b) and July (c) in wet year
respectively at intervals of 5 K; solid lines denote
 $T_{BB} \geq 275$ K and dotted lines $T_{BB} \leq 270$ K

苏门答腊的低中心有显著的低槽伸入, 与北半球中纬度低值带相通; 而在涝年, 高值带并未断裂。即在旱年, 中南半岛的强对流在 4 月就已开始建立, 而在涝年, 此时仍是冬季形势, 高值带强度较旱年强。同时, 南半球澳大利亚高值带显著北移, 但旱年移动幅度较涝年大。旱年 5 月

份, 北半球副热带东部高值中心东撤, 菲律宾到我国南海地区的对流活跃, 而涝年此时, 北半球副热带高值带才开始在中南半岛断裂, 其西部脊线偏南, 说明早年南海季风爆发比涝年早。进一步的考察发现, 早年 3~7 月份赤道高值带明显地比涝年强, Walker 环流强, 表明 El Niño (La Niña) 与涝 (旱) 和南海季风爆发迟 (早) 可能存在一定的联系。早年 6 月 (图略), 西太平洋的 T_{BB} 高值中心继续东撤, 且明显北跳至 25°N 附近, 而在涝年, 西太平洋高值中心东撤较缓, 脊线北跳至 20°N 附近, 强度较强, 位置偏南。早年 7 月, 副热带高值带减弱并分裂成两个中心, 而涝年副热带高值区则稳定维持, 强度不变。

上述分析表明, 旱涝年副高的强度、其西部东撤和北进的季节变化过程是有明显差异的。为了更清楚地说明上述现象, 本文还给出了 T_{BB} 在旱、涝年沿 140°E 的时间剖面图 (图 4)。由图可以看出, 早年 1~5 月 (30 候以前), 北半球 T_{BB} 高值带 (实线所围区域) 轴线稳定维持在 20°N 以南, 但 5 月以后强度减弱且迅速北跳, 于 8 月份达到最北位置 35~40°N 之间; 而在涝年, 5 月以后亦开始季节北进, 但最北位置仅达 30~35°N 之间。由图也可以看出, 涝年 T_{BB} 高值带的强度较为稳定, 而早年则较为多变, 6~8 月尤其如此。这意味着, 与 T_{BB} 高值带相对应的西太平洋副高的强度在涝年较强且稳定。 T_{BB} 高值带所呈现的在旱、涝年季节北进的不同特

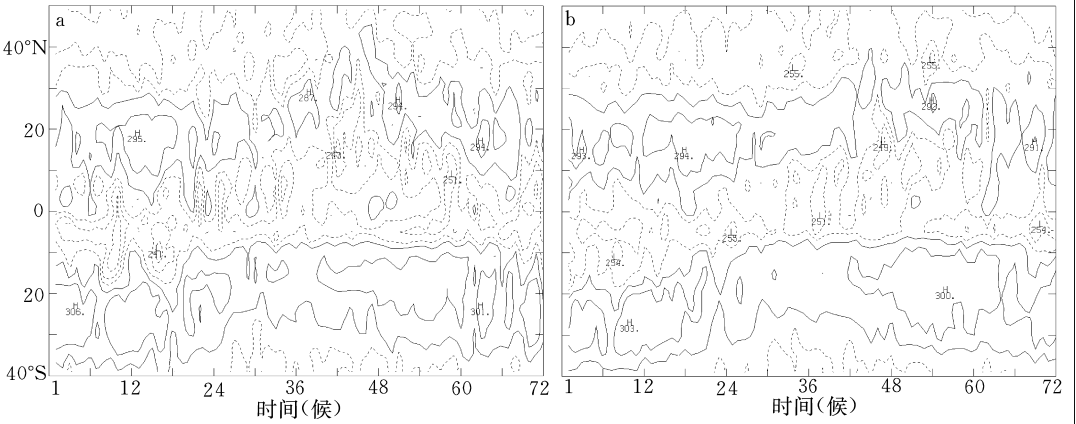


图 4 旱(a)、涝(b)年沿 140°E 的 T_{BB} 时间-纬度剖面 (单位: K)

等值线间隔为 10 K; ——为 $T_{BB} \geq 280$ K;为 $T_{BB} \leq 270$ K

Fig. 4 Time-latitude sections of pentad mean T_{BB} along

140°E in the dry year (a) wet year (b) with the isopleth for

$T_{BB} \geq 280$ K (solid line) and for $T_{BB} \leq 270$ K

(dotted line) at intervals of 10 K

征与图 1 所揭示的西太平洋副高北跳特征是一致的。

2.2 旱、涝年海温场的较差特征

资料分析表明, 在南海-西太平洋暖池区, 28° 的海温等温线有明显的季节变程, 特别是南海地区 (图略)。为了探求季节转换期海温场特征与旱涝的关系, 我们制作了季节转换期 (4~7 月) 涝年与早年的海温较差图 (图 5)。从 4 月份的较差图上不难看出, 从菲律宾以东的近赤道地区向东北伸展至中太平洋地区为一显著的负较差区; 从南海经我国东海、日本南部洋面伸向中太平洋为一显著的正较差区, 其北侧则又为负较差区。这种近似为西南-东北 (或东-西) 走向由赤道向北呈 “- + -” 较差带的分布特征在整个夏季一直保持。上述海温较差特征揭示, 涝年菲律宾以东西太平洋暖池海温确实比早年偏低, 对流活动较弱, 这与黄荣辉的研究结果⁶⁾是

一致的。另外,赤道中太平洋地区,涝年海温则比旱年偏高,相应的赤道干旱带减弱,或许对应 El Niño 的发生,这与杨广基等人的研究结果^[7]是一致的。

这些地区的海温因何与江淮旱、涝有如此的关系,这是一个尚需深究的问题。根据现有的研究,人们似乎容易得出这样的程式:西太平洋暖池对流活动强(弱)和海温异常的高(低)→西太平洋副高的强(弱)及其位置的偏北(偏南)→江淮旱(涝)。然而这里存在一个问题,即副高的强(弱)并不对应其位置的偏北(偏南),甚至可以说是相反。亦即,旱年副高位置偏北,但强度偏弱;涝年副高位置偏南,但强度偏强,这又是什么机制造成的呢?

根据 4~7 月涝年与旱年海温较差的分布特征,我们认为应从海温“分布型”特征而不是仅从海温局部区域特征来探索西太平洋副高的位置和强度的变异进而讨论旱涝机制更为合理。

前已指出,4~7 月,涝年与旱年的海温较差由南向北呈“- + -”分布,且在日本南部(25°N, 140°E)始终维持一正中心。这种分布型通过对大气的加热,有利于大气温度较差形成相应的分布型。根据热成风原理,正较差带(中心)南侧应有较差东风,其北侧应有较差西风。这就是说,在正较差区域,涝年应有一个异常的反气旋环流迭加在西太平洋副高之上,因此涝年西太平洋副高应较旱年为强。另一方面,上述海温正较差中心位置的稳定亦导致涝年异常反气旋环流的稳定,其中心在(25°N, 140°E),从而有利于西太平洋副高脊线在 25°N 附近持续停留,形成江淮流域的持续梅雨以至洪涝。董敏曾经指出^[8],长江中下游 6 月份降水量与东亚 25°~35°N 地区西风指数呈显著的正相关,其相关系数达 0.75。这一统计结果从另一个方面证实海温正较差带北侧的涝年西风是增强的。

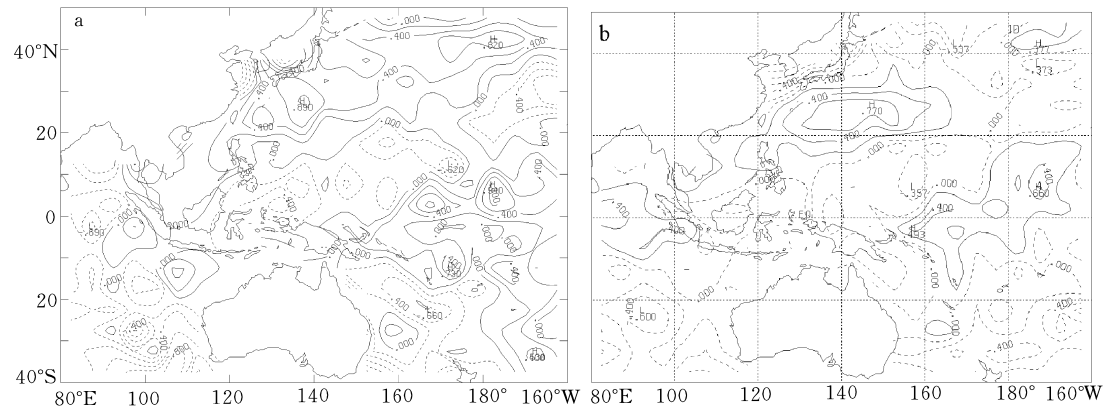


图 5 4 月(a)和 5~7 月平均(b)涝年与旱年海温较差分布(单位: K)

Fig. 5 The patterns of SST difference between wet year and dry year
for April (a) and (b) averaged over May to July

3 旱、涝预报的先兆信号

文献[4]曾经强调,冬季时位于苏门答腊上空的对流中心在冬夏过渡时期沿“大陆桥”和中南半岛的向北移动对于亚洲季风和南海季风建立十分重要。那么,与上述对流中心移动相关的中南半岛的对流强度的变异是否对我国江淮流域的旱涝有某种指示性呢?何金海等曾经指出,赤道 T_{BB} 高值带(对应赤道干旱带)在旱、涝年亦有显著的差异。前文的涝、旱年中太平洋海温场的较差分布也指出了这一点。然而它是否可以用作预报信号呢?为此我们取中南半岛地区(100°~110°E, 10°~20°N)和赤道干旱带西部地区(150°~170°E, 3°S~3°N)作为预报信号的

关键区。这两个关键区 T_{BB} 的年际变化及其和长江中下游 6~7 月降水总量年际变化之间的关系见图 6。由图可以看出,中南半岛地区 4 月份 T_{BB} (实线) 的年际变化与长江中下游夏季降水的年际变化趋势非常一致,亦即,中南半岛地区对流强 (T_{BB} 低), 长江中下游夏季降水偏少 (旱); 反之, 当中南半岛地区对流弱 (T_{BB} 高) 时, 长江中下游夏季降水偏多 (涝), 几乎没有相反的个例。这说明中南半岛地区强的对流活动会抑制长江中下游地区的对流, 从而导致这一地区的干旱; 反之, 当中南半岛地区对流弱时, 有利于长江中下游地区上升运动的发展, 形成洪涝。由图 6a 还可看出, 赤道干旱带 T_{BB} 的变化趋势 (虚线) 与长江中下游夏季降水变化趋势相反, 亦即, 赤道干旱带强 (T_{BB} 高) 时, 长江中下游夏季降水偏少。三个大旱年 (1981, 1985, 1988 年) 反映特别清楚。赤道干旱带弱 (T_{BB} 低) 时, 长江中下游夏季降水偏多。上述结果表明中南半岛地区对流强弱和赤道干旱带的年际变异确实对我国长江中下游旱涝有先兆作用。进一步的分析发现, 赤道干旱带的强 (弱) 与长江中下游降水偏少 (多) 之间的相关联系是间接的, 本质上是因为当赤道干旱带强 (弱) 时, 西太平洋暖池海温异常偏高 (低), 从而导致长江中下游地区降水偏少 (多), 与前面对海温场较差分布的分析结果是一致的。这再一次说明, 单从两个地区的区域特征来考察天气要素之间的联系, 虽然能得到有用的预报信息, 但对于分析其内在联系却未必是击中要害的。

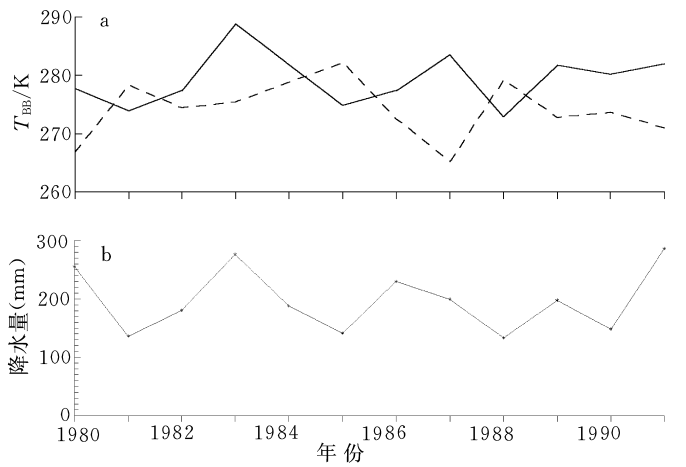


图 6 中南半岛 4 月和赤道干旱带 5 月 T_{BB} 值的年际变化 (a) (单位: K) 及长江中下游地区 6~7 月降水总量的年际变化 (b) (单位: mm)

Fig. 6 Interannual variation of T_{BB} value in Indo-Chian peninsula (April, solid line) and equatorial high belt (May, dashed line) in (a); rainfall in Yangtze river basin (June and July) in (b).

4 结 论

(1) 在冬夏季节转换期, 西北太平洋副高季节北跳在旱、涝年有显著的差异, 亦即, 6 月以前, 旱年副高脊线位置比涝年偏南; 6 月以后, 旱年脊线位置比涝年偏北 5 个纬距左右。这表明, 旱年西太平洋副高由冬入夏的季节北跳较为迅速, 经向位移大, 而涝年较为平缓, 但强度较强。

(2) 与上述特征相对应, 涝年和旱年的太平洋海温场分布型式有显著不同。涝年与旱年 4~7 月海温较差分布特征为: 菲律宾以东的西太平洋暖池区为负较差区, 赤道中东太平洋为正

较差区,从南海经东海和日本南部洋面伸向中太平洋地区亦为一显著的正较差区,且在整个夏季,在(25°N, 140°E)附近始终维持一个正中心,这一正较差区的北部为负较差。分析表明,这种海温较差分布型有利于涝年西太平洋副高脊线位置稳定维持在 25°N 左右,从而导致夏季风雨带在江淮停滞,形成洪涝。

(3) 对 T_{BB} 资料的分析表明,4 月中南半岛地区对流强(弱)对我国江淮流域的旱(涝)有很好的对应关系;5 月赤道干旱带的强(弱)与江淮流域的旱(涝)亦有较高的相关。上述联系为我们制作江淮流域的旱(涝)预报提供了有用的先兆信号。

参 考 文 献

1 陶诗言,陈隆勋. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构. 气象学报, 1957, 28(3): 234 ~ 247
2 叶笃正,陶诗言,李麦村. 在 6 月和 10 月大气环流的突变现象. 气象学报, 1958, 29(4): 249 ~ 263
3 He Haiyan, McGinnis J W, Song Zhengshen, et al. Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. Mon Wea Rev, 1987, 115(9): 1966 ~ 1995
4 何金海,朱乾根, Murakami M. T_{BB} 资料揭示的亚澳季风区季节转换特征. 热带气象学报, 1996, 12(1): 34 ~ 42
5 陈汉耀. 1954 年长江淮河流域洪水期的环流特征. 气象学报, 1957, 28(1): 1 ~ 12
6 黄荣辉,李维京. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制. 大气科学, 1988, (特刊): 107 ~ 116
7 杨广基,刘家铭. 东亚、东南亚、南亚地区降水的变化和年际变化. 大气科学, 1987, 11(3): 304 ~ 312
8 陈隆勋,朱乾根,罗汉邦,等. 东亚季风,北京: 气象出版社, 1991. 202

AIR-SEA INTERACTION
IN DRY AND WET YEARS

Wen Min Luo Jingjia He Jinhai
(Department of Meteorology, NIM, Nanjing 210044)

Abstract Using 1951 ~ 1991 500 hPa height and SST, and 1980 ~ 1991 T_{BB} data, study is undertaken of the features of east Asian monsoon seasonal transition in dry and wet years by means of composite analysis, indicating that different SST patterns and difference in the related air-sea interaction are responsible for slow northerly march of western Pacific subtropical highs on a seasonal basis, with the stronger ridge steadily located around 25°N, causing the summer monsoon rainband persisting in the Jiang-Huai drainages for flood. Further, addressed are the effects of the Indo-China convection and the change in a equatorial high pressure band as forerunners upon the Jiang-Huai flood/drought.

Keywords east Asian monsoon region, seasonal transition, Jiang-Huai flood/drought, air-sea interaction