

1994 年中国华南大范围暴雨过程的 形成与夏季风活动的研究^①

史学丽 一 | 汇

(国家气候中心, 北京, 100081)

摘 要

利用 1994 年夏季 ECM WF 逐日两次的格点资料 and 日本的 TBB 资料, 结合这一年华南地区 6, 7 月的站点降水资料, 诊断分析了 1994 年夏季风(主要为南海季风)活动、华南地区的两次特大暴雨过程以及两者之间的关系。结果发现: 这一年的夏季风十分活跃, 南海夏季风与表征对流活动的 TBB 低值带以低频振荡的形式(周期约为 30~60 d)传播到暴雨区, 与暴雨的发生有着密切的联系, 强暴雨过程对应着季风的脉动或加强期; 强劲的季风气流向暴雨区输送水汽, 其中以南海地区的水汽输送为主; 两次暴雨过程发生在不同的环流形势下, 但是都位于较大的水汽辐合和对流不稳定区。

关键词: 夏季风, 暴雨过程, 水汽输送, 低频振荡。

1 引 言

中国位于世界著名的亚洲季风区, 春夏季的降雨深受季风活动的影响。中国的雨季常以夏季风的爆发开始, 以季风的撤退而告终。近年来, 国内外学者对季风的研究较多, 其中有关季风与中国南方降水的关系方面的研究成果主要有^[1-3]:

(1) 华南前汛期大雨的出现与低空西南季风的建立和发展有关, 季风爆发早, 持续时间长的年份容易涝。长江流域的季风降水主要发生在 6~7 月, 季风过强或过弱这里都容易发生干旱, 只有季风强度接近均值的年份才会多雨。

(2) 在水汽来源问题方面, 认为华南地区的降水主要来自孟加拉湾和南海, 长江流域的水汽主要来自南海和孟加拉湾, 改变了以往认为的水汽仅来自孟加拉湾的看法。

(3) 在低频振荡方面, 研究发现 30 N 以南夏季风降水的变化主要受 30~50 d 的低频振荡控制, 10~25 d 振荡有时也有明显作用。

异常的夏季风活动将导致不同地区的洪涝与干旱灾害, 1994 年就是一个典型例子, 这一年夏季华南地区遭受特大洪涝灾害, 而长江流域干旱少雨。对这种异常天气进行研究, 将对以后的预报及预防类似灾害有很大作用, 因此中国专门召开了 1994 年华南特大暴雨洪涝学术研讨会, 认为 1994 年的洪涝灾害是在与 ENSO 事件有关的气候背景下, 东

^① 初稿时间: 1997 年 11 月 20 日; 修改稿时间: 1999 年 6 月 20 日。
资助课题: 国家重点基础研究发展规划《985 项目》第一部分和“九五”重中之重攻关项目 95-908-02-04 专题。

亚及南海季风异常强而早的情况下发生的^[4]。另外, Chung- Kyu 和 Siegfried D. Shubert 认为朝鲜半岛 7 月份的异常干旱酷暑天气是由于青藏高原东部高层反气旋环流的形成比气候时间早造成的^[5]。

但是, 有关这次华南暴雨过程与季风活动的内在关系、暴雨发生的具体大尺度背景形势等问题尚需进一步研究, 本文试图重点探讨这些问题, 对于江淮流域的持续性干旱和高温本文不作分析。

2 雨 情

1994 年 6~7 月, 两广遭受几十年不遇的洪涝灾害, 这次特大洪涝主要是由两场大暴雨造成的, 第一场暴雨(1994 年 6 月) 主要发生在 6 月上旬后期至下旬前期, 地点位于桂江、柳江及红水河流域(见图 1a), 其特点是强度大、范围广、雨量集中, 单站的最大日降水量为 523.5 mm(广东廉州, 6 月 9 日)。第二场暴雨(1994 年 7 月) 主要发生在 7 月下旬前期, 降水持续时间长, 雨量分布不均, 局地性强, 大暴雨主要位于钦州沿海和梧州、玉林地区及南宁地区南部(见图 1b), 日降水量最大值为 303 mm(广西贺县, 7 月 23 日)。

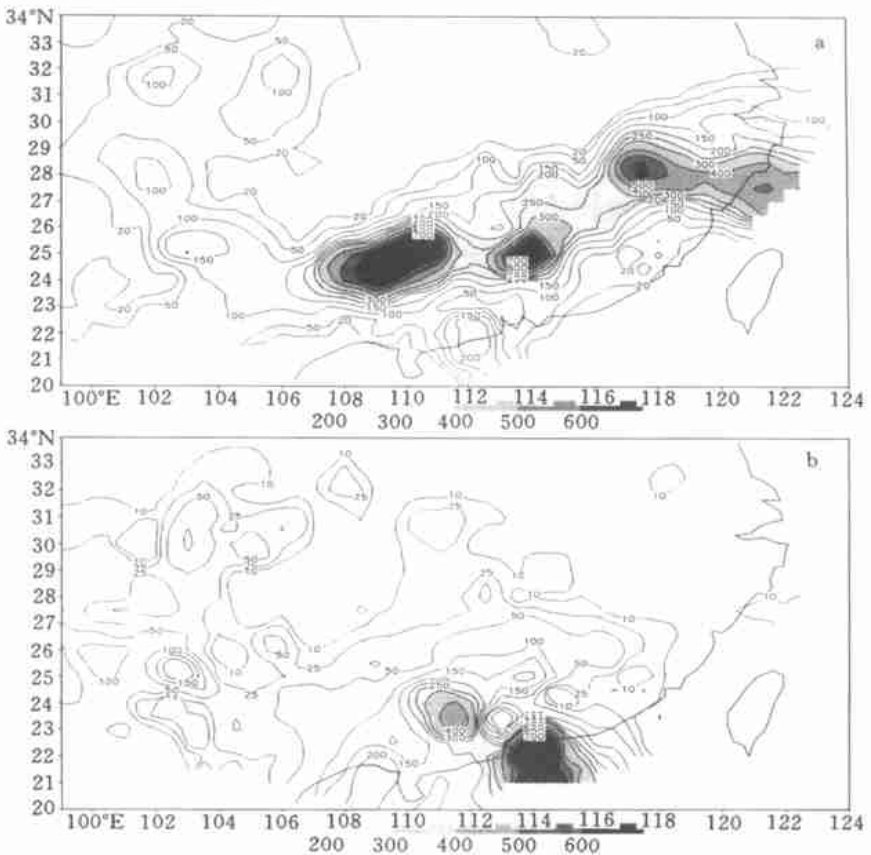


图 1 降水时段的总降水量分布

(a. 1994 年 6 月 13~17 日; b. 1994 年 7 月 19~24 日, 阴影区表示总降水量大于 200 mm 的地区, 单位: mm)

3 大尺度环流条件

3.1 两次暴雨过程的天气形势概述

两次暴雨过程是发生在不同的环流形势下。6 月份暴雨期间, 500 hPa 高度场高纬的形势为“两槽一脊”, 乌拉尔山一带为高压脊, 其西侧和贝加尔湖到东亚沿岸一带为槽区, 东亚槽区的后部有小部分冷空气南下; 在 20~30°N 的青藏高原东南部有一个南支槽, 槽后的偏北风直接吹向华南地区; 低纬有印度西南季风和副热带高压(以下简称副高)西南侧的偏东热带气流汇合于南海地区, 然后向北进入华南, 这次暴雨发生在副高以北, 主要受副热带季风系统影响。

第二场暴雨的中高纬形势与 6 月份的正好相反, 脊区位于 50~60°E 和 120~130°E, 其间是低压槽。副热带高压位于 120°E 以东的 30~35°N 之间, 与高纬的高压脊相连, 华南地区就处在两个高压脊之间宽广的低压带中。20~30°N 之间, 有一条明显的东西风汇合线呈东北-西南向贯穿中国南方, 在气流的辐合线上产生强烈的降水。副高位于 25°N 以北, 降水发生在它的南部, 受热带季风系统影响。

3.2 季风的的活动情况

3.2.1 季风指数的变化

季风指数的定义方法很多, 这里我们采用 850 hPa 和 200 hPa 纬向风速的差值作为季风指数^[6], 并求得南海地区平均的季风指数分布。由时间演变图 2 可见, 南海季风区的季风指数除了 5 月第 1 候外, 全为正值(西风)区, 第一个大值出现在 6 月中旬(第 3 候), 随后在 7 月中下旬及 8 月上旬也都有峰值, 两次降雨过程都出现在峰值区中。6, 7 月之间有一个低值区(但也为正值), 对应于季风活动的减弱, 这也是暴雨中断期。

另外从时段平均的风场分布图可以看出, 暴雨期的西风气流达到低空急流的强度, 并且西风到达的高度很高(400 hPa 以上, 图略)。因此 1994 年的南海夏季风有持续时间长、中断次数少和强度大等特点, 这就为两次暴雨过程提供了十分有利的大尺度风场和水汽条件。

3.2.2 风场的垂直分布

在纬向风速的高度-时间演变图 3a 中, 对流层中低层的西风与高层的东风自 5 月第 1 候起就已建立, 300 hPa 以上的东风一直维持, 并且在 6, 7 月之间向下延伸至 850 hPa, 对流层中低层的西风 6~8 月始终很强, 在 850 hPa 高度上, 6 月中旬、7 月上旬和下旬都有大于 10 m/s 的强西风, 华南地区的两次暴雨都出现在西风强盛期。强西风仅在 6, 7 月间有一次短暂的中断期, 而华南两次暴雨过程之间的中断也恰与此时期相对应, 所以南海中低层西风季风气流的大值区与华南地区的暴雨期对应较好。

经向风场中, 高层北风与低层南风的分布形势持续很长(5 月中下旬~8 月), 除了 6, 7 月间的一次中断外, 一直维持比较稳定的分布, 降水是发生在 6 月中旬与 7 月中下旬两次最明显的稳定的南风盛行期, 而降水的中断恰好发生在 6, 7 月之间的风场不稳定期。

3.3 大范围对流区与降水的分析

TBB 场的分布在相当大的程度上能反映中低纬环流系统的云雨场变化, 一般低值区为多云区, 低值中心常表示强对流中心^[7]。通过分析 TBB 场可以了解 1994 年夏季对流云系的情况。本文用日本 GMS 卫星观测的 TBB 资料, 其分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$; 范围是 60°N~60°

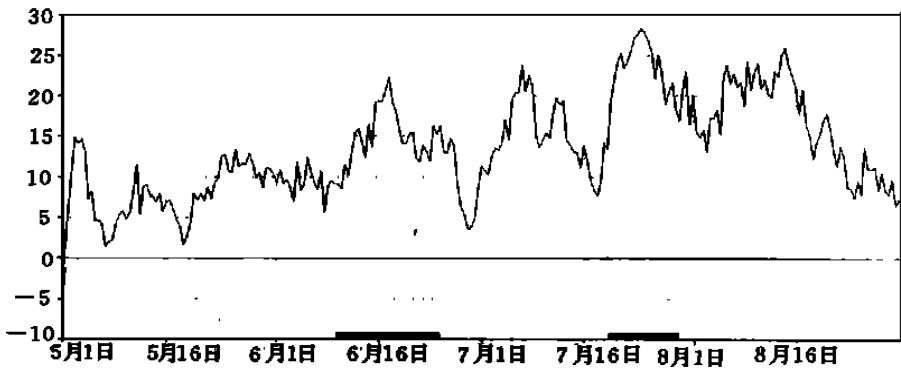


图2 1994年5~8月份南海地区平均的季风指数时间变化图
(单位: m/s, 阴影区为暴雨时段, 下同)

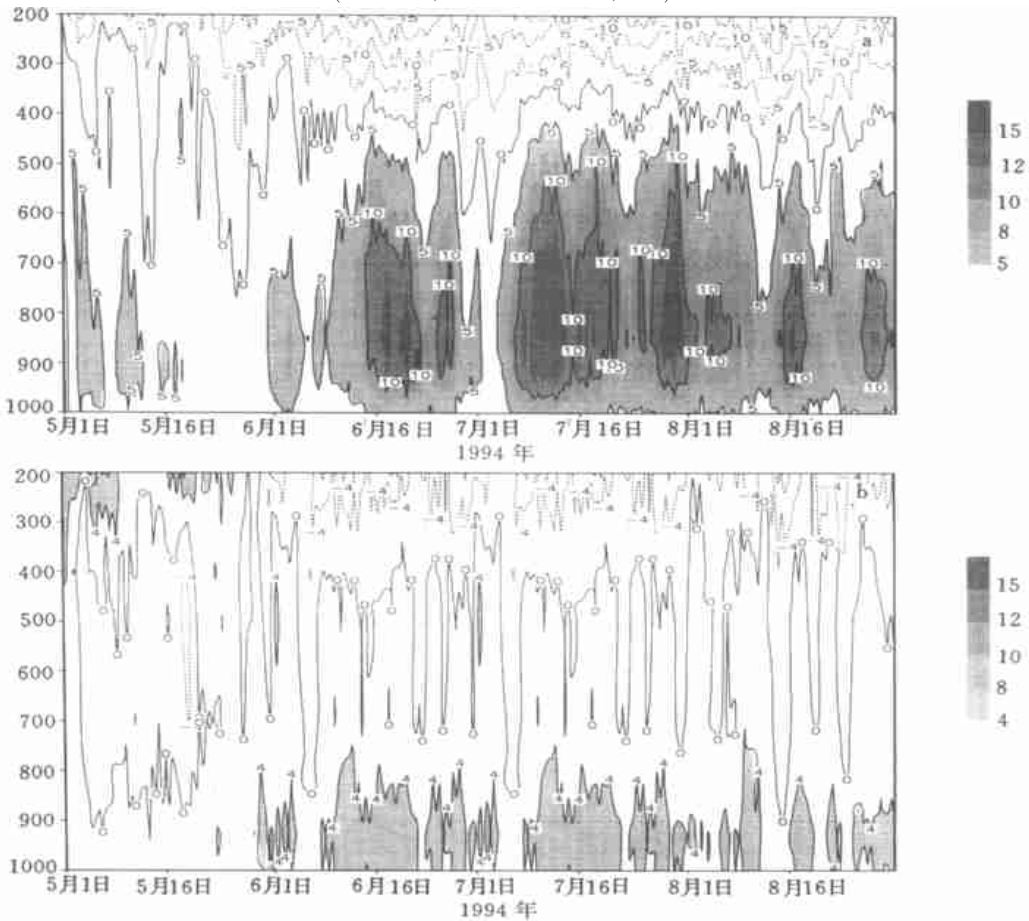


图3 1994年5~8月南海地区平均的风速高度-时间剖面图(单位: m/s)
(a. 纬向风实线为西风, 虚线为东风; b. 经向风, 实线为南风, 虚线为北风阴影区表示风速大于5 m/s的西风 and 大于4 m/s的南风)

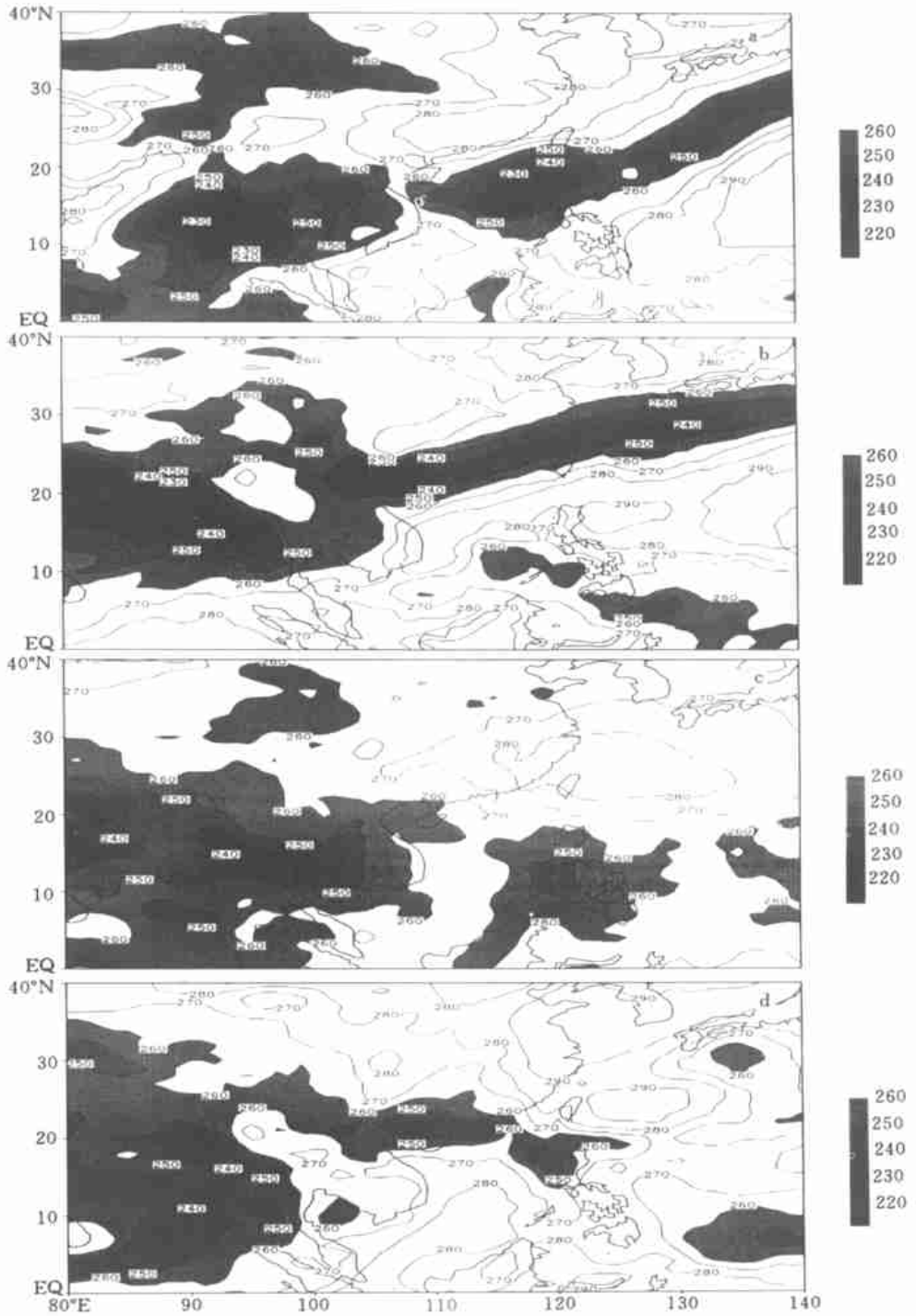


图4 时段平均的TBB场

(a和c为6,7月份的非暴雨期;b和d为6,7月份的暴雨期。阴影区表示260 K的区域,单位:K)

S, 80 E ~ 160 W, 大致覆盖了亚澳季风区。

3.3.1 时段平均的 TBB 分布图

6月份的雨期前(图4a), TBB 的低值区位于 10 ~ 15 N 的孟加拉湾及南海东南部(5 ~ 20 N, 110 ~ 120 E,)。暴雨期间(图4b), 250 K 以下的低值带向北移至 20 N, 90 E 至 110 ~ 140 E 地区, 表现为东北-西南走向的带状分布, 中国华南和江南地区就处在这个低值带中。6, 7月之间的非雨期(图4c), 110 E 以东的低值带被高值带取代。7月份的雨期(图7d), 20 ~ 25 N, 100 ~ 120 E 以东、之间的地区又为低值区所覆盖, 最低值位于中国两广地区的南部, 这恰好也是降雨区所在。

降雨时段平均的 TBB 负距平区与雨期的对应也非常好(图略), 同时还发现 TBB 的低值区与同期的低空急流区位置相同, 所以对流活动区与急流区也是基本一致的, 因而 TBB 场可以较准确地反映对流区与降水的分布。

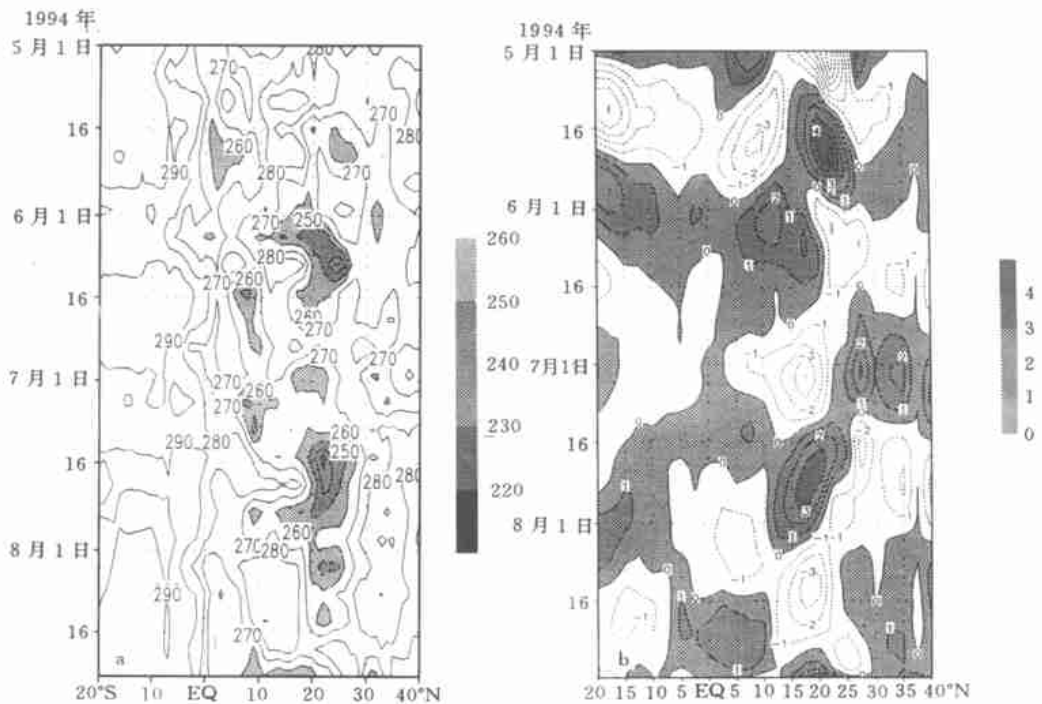


图5 a. 1994年5~8月沿 110 E 的候平均 TBB 时间- 纬度剖面图(单位: K);

b. 1994年5~8月沿 110 E 的 30 ~ 60 d 850 hPa 滤波纬向风的时间- 纬度剖面图(单位: m/s)

3.3.2 沿各经度的时间演变

从时间- 纬度剖面图 5a 中可以比较清楚地看出, TBB 低值带是以低频振荡的形式由赤道地区向外传播。5月上旬, TBB 的低值带仅出现于赤道地区, 到5月中下旬, 南海地区出现低值中心, 这对应于季风爆发。5月下旬有所减弱之后, 于6月初又形成低值中心, 低值区范围扩大, 在6月中上旬最低中心位于 25 N 附近, 此时华南地区经历了第一次降雨过程。6月底~7月初, 25 N 附近的低值中心为 270 K 的高值区所替代, 与之对应南海

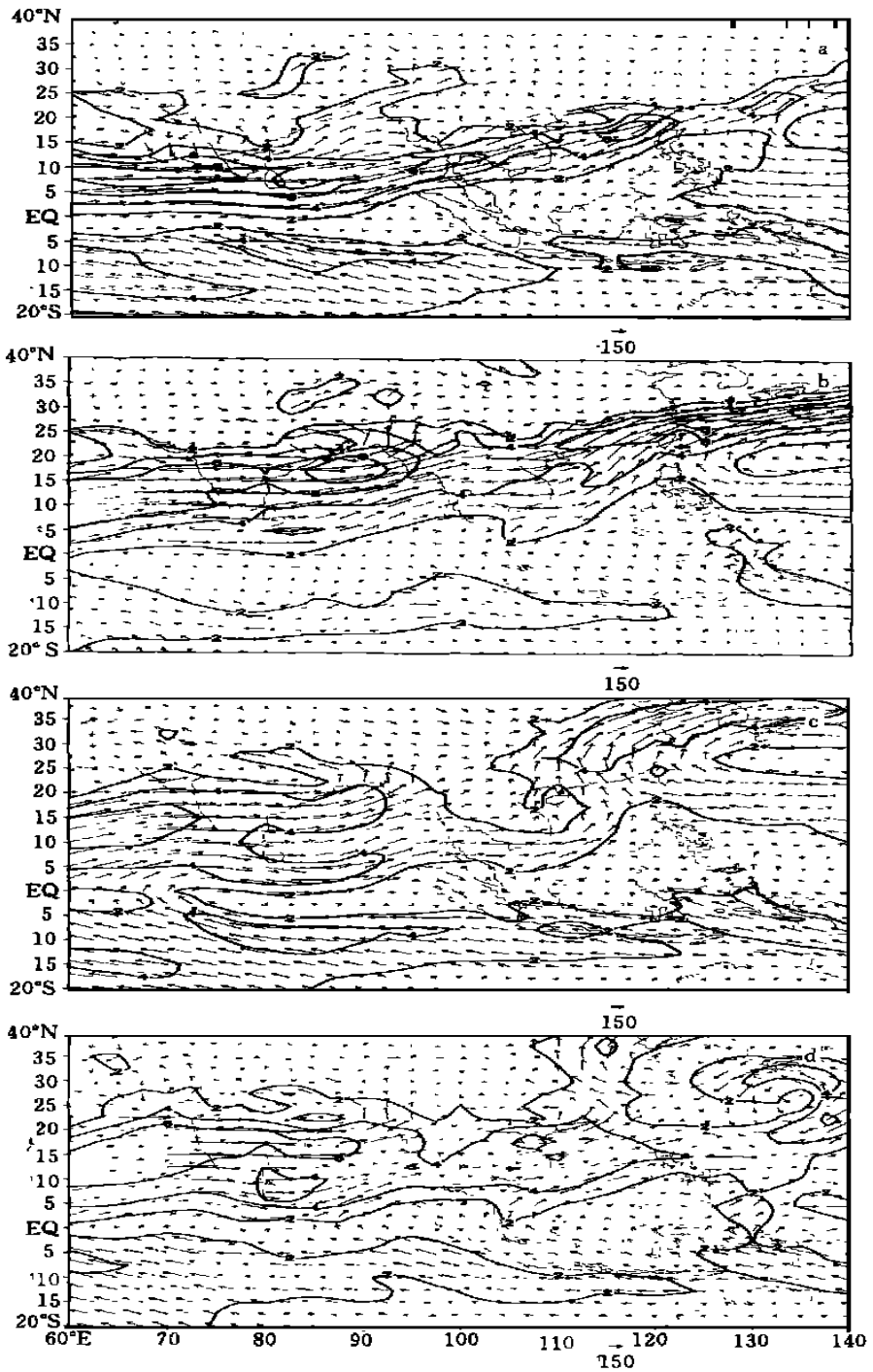


图6 时段平均的从地面到200 hPa垂直积分的水汽通量
(a和c为非暴雨期的平均;b和d为暴雨期的平均。图中的箭头表示整层
气柱平均的输送方向等值线缩小1000倍。单位: $g \cdot cm^{-1} \cdot s^{-1}$)

季风中断。7月下旬南海和华南地区再度成为低值区,第二次暴雨过程发生了,这个低值中心一直维持到8月中旬。将TBB的分布与30~60d带通滤波的850 hPa纬向风场的分布(图5b)作比较,会发现两者的变化很相似,并且与华南地区的两次暴雨过程以及6、7月之间的中断对应得非常好。所以说TBB低值区所表现的对流活动是以周期约为30~60d的低频振荡形式传播的,这与许多文献所指出的在低纬地区存在着明显的30~60d低频振荡的事实是一致的(如文献[8])。这里分析的TBB场可以直接表现出这种振荡型的传播特征。

4 水汽收支情况

TBB场提供的是云的分布与对流活动信息,而与降水直接相关的是水汽条件。中国的大范围雨季,一般都开始于夏季风的爆发,结束于夏季风的撤退,降雨的强度和变化与夏季风的活动密切相关^[9],这主要是由于夏季风气流将大量水汽带入季风区,为充沛的降水提供必要的水汽条件。

4.1 地面到200 hPa垂直积分的水汽通量及其输送方向

水汽通量的分布在雨期与非雨期是不同的。在6月份的非降雨时段(图6a),较强的偏西风仅出现在印度以南地区,105°E附近的越赤道气流较弱,水汽输送带的大值区位于华南和南海东南及南部的海面上。雨期中(图6b),水汽通量的高值区从印度、孟加拉湾,经中印半岛,直到中国华南地区,呈东北-西南走向的带状分布,同时在100°E附近有明显的越赤道气流。6、7月间(图6c),水汽输送的高值区主要位于25°N以南、100°E以西的西风气流区,这时南海地区的季风中断,所以输入华南地区的水汽减少,与之相应,这里的雨期中断。7月份的雨期(图6d),水汽输送带的高值区近似呈东西向,位于10~20°N之间,华南和南海地区又成为范围较大的高值中心区。

图6中的矢量是整层平均的水汽输送方向,在6月份的雨期中,进入中国华南地区的水汽带主要有两支:一支是从印度洋经印度半岛、孟加拉湾、中南半岛,从西向东的大尺度水汽输送带(印度季风),这支输送带除了直接向华南输送水汽外,还向南海输送水汽,并通过南海向华南输送水汽。另一支是自赤道地区(105°E附近)从西南向东北的越赤道气流,它先汇入孟加拉湾地区的季风气流中,经中南半岛南部、南海南部向北汇入北部的大尺度水汽输送带,经南海向华南输送水汽。7月雨期中的水汽来源主要仍以由印度洋经印度半岛、中南半岛和南海的水汽通道为主,在105°E的跨赤道气流的作用是次要的,它们相汇于南海南部,以后向北输送到华南和江南地区。

由此可见,影响1994年夏季两次暴雨过程的季风气流主要有两支:印度季风与东亚热带季风。

4.2 华南地区各边界的水汽输送情况

取(20~30°N, 105~120°E)为研究的暴雨区域,分别对它的4个边界求时段平均的整层积分水汽输送,以得到暴雨区水汽收支的大致情况,其结果如下面的框图(图7)所示由图7可见,两次暴雨过程中通过各边界水汽通量的贡献是不尽相同的。6月份的雨期中,南边界和西边界是主要的水汽输送带,南边界的输送值最大,为 $7.747 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,东边界为较大的水汽输出区($8.373 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$),北边界为较小的水汽输入区,所以华南

地区净得的水汽为 $6.424 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), 并且主要是从南边界输送而来的。7 月份的雨期中, 西、南边界也都是水汽输入区, 北边界和东边界为水汽输出区, 南边界仍为最大的水汽输送区, 北边界成为主要的水汽输出区, 华南地区净得水汽为 $2.358 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。所以两次降水过程中, 南边界(南海季风的风系)的输入作用都最大, 西边界(印度季风的风系)也都是水汽源区, 但数值上比南边界小, 东边界都为水汽输出区, 7 月份的输出值比 6 月份的小得多。

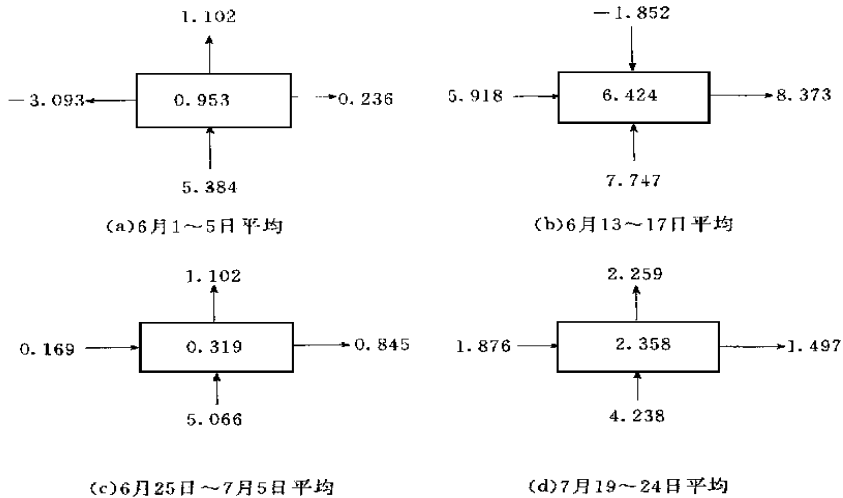


图 7 1994 年暴雨区域时段平均的水汽收支(单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

4.3 雨期与非雨期时段平均的水汽通量散度的分布

图 8 给出的是整层积分的水汽通量散度沿 110°E 的纬向分布图。由图可见, 在 6 月份的非雨期(图 8a 中实线), 华南地区为弱的辐合区; 而雨期中, $10 \sim 20^\circ \text{N}$ 和 $23 \sim 28^\circ \text{N}$ 的区域一直是强的水汽通量辐合区, 降水区(图中标出的纬度区)就处在这个辐合区内, 并且在最大值的南侧相伴出现水汽辐散中心。而在 6, 7 月之间的非雨期(图 8b 中实线), 这里是强的辐散区, 到了 7 月份的雨期(图 8b 中虚线), $8 \sim 28^\circ \text{N}$ 全部为水汽辐合区。由此可见, 水汽的辐合对暴雨过程是很重要的。

5 降雨时段的热源和水汽汇

利用大尺度资料对降水过程的 Q_1 、 Q_2 进行诊断分析, 可以了解暴雨区加热场的分布状况, 进而了解积云对流对大尺度环流的影响, 本文用文献[10]中的计算公式:

$$Q_1 = C_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \cdot w \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left[\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla q + w \frac{\partial q}{\partial p} \right] \quad (2)$$

式中, q 为比湿, w 为 P 坐标中的垂直速度, P_0 取为 1000 hPa , ∇t 为 12 hr , 对 Q_1 、 Q_2 进行整层积分, 即得到整个气柱的热源和水汽汇 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 分布。

从降水时段平均的 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 分布图可见, 6 月份的雨期中(图 9a), $25 \sim 30^\circ \text{N}$ 地

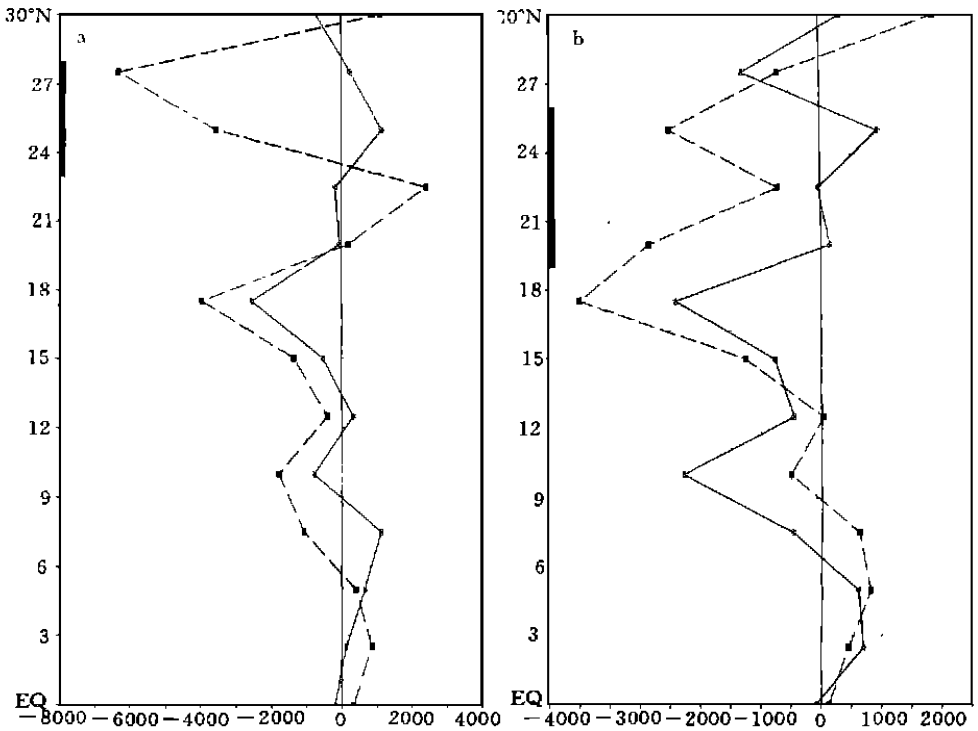


图 8 沿 110 E 的水汽通量散度的纬向分布图

(a. 6 月份雨期与非雨期平均; b. 7 月份雨期与非雨期平均。

虚线为降水时段, 实线为非降水时段, 单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

区为高值区(最大值为 $400 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$), 其南部地区的为负值 $< Q_1 >$ (即热汇区)。在 7 月份的降水时段(图 9b), 南海、华南地区又成为仅次于孟加拉湾的高值区, 25°N 以北的地区(尤其是 30°N 以北的 105°~120°E 地区)是热汇区。而 6 月初的非雨期和 6, 7 月间的非雨期, 华南都处于低值区(图略)。所以热源、热汇的分布与降水区分布的配合较好。

6 月份的非雨期, $< Q_2 >$ 在 25°N 以北的区域为水汽汇区。到了雨期, $< Q_2 >$ 在印度、孟加拉湾北部和中国华南地区有一条东西走向的水汽汇带, 其中心位于中国西南地区, 而孟加拉湾北部和南海东北部为水汽源区。6, 7 月之间的非雨期, 这里又成为低值区, 7 月 19~24 日的雨期中, 南海及中国华南地区为高值水汽汇区, 而 25°N 以北为负值区(水汽源区), 这分别对应于华南的洪涝和长江流域的干旱。因而 Q_1 、 Q_2 的分布表明, 降水过程是造成大气热源的主要分量, 在两个暴雨时段, 都有大量的凝结潜热释放。

另外, 通过对稳定性、散度、涡度和垂直速度等量的分析发现, 降水时段的降水区总是处于深厚的上升运动、较强的正涡度区和高层辐散、低层辐合的散度分布区, 这些因素正是触发暴雨区中尺度系统发展的有利物理机制, 对此这里不再作进一步讨论。

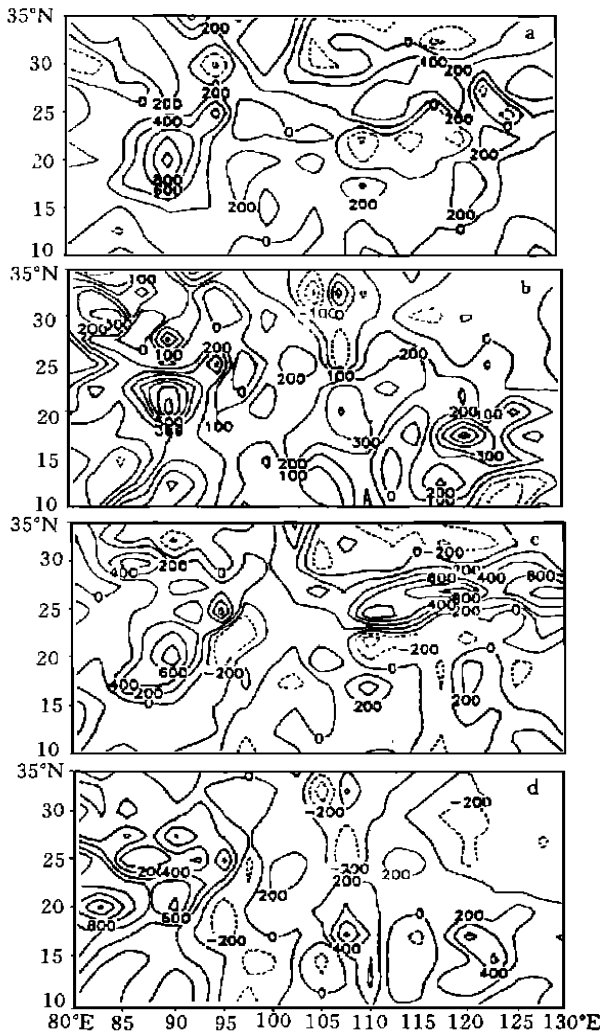


图9 降水时段平均的 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 水平分布图

(a和b分别为6、7月降水时段的视热源;c和d为视水汽汇。单位: $W \cdot m^{-2}$)

6 主要结论

本文主要分析了造成1994年华南暴雨洪涝的两次降水过程的大尺度条件及夏季风活动的作用,得到的主要结论如下:

(1) 1994年夏季华南的两次特大暴雨过程是发生在不同的环流形势下。6月份500 hPa高度场上,中高纬呈两槽一脊式,乌拉尔山地区为高压脊,其西侧和贝加尔湖到东亚地区为槽区,低纬为高压带,加深后东移的东亚大槽和一直存在的南支槽后的冷空气南下,与南方较暖湿的空气汇合,形成降水。7月份的降水则是在热带季风气流的辐合线上,受热带系统影响导致暴雨过程,而中纬度不断南下的冷空气又增加了降水的强度。

(2) 在季风场中,南海地区的季风峰值区与华南的降水期对应得很好,降水经常发生

在夏季风的脉动或加强期, 它的中断期也与两次暴雨过程之间的短暂间歇期对应得很好。同时, 降水区(华南地区)与 TBB 的低值区及负距平较大的区域对应得很好, 从时间演变图可以看出, 夏季风和对流区都以低频振荡的形式向暴雨区传播, 其周期在 30 ~ 60 d 的范围内。

(3) 有利的风场对应的水汽条件也很有利, 降水区都有明显的水汽输送, 并且总是位于水汽辐合区。两次降水过程的有两个共同的水汽来源: 印度西南季风和 105°E 附近由越赤道气流转变的南海季风。对水汽输送的分析表明, 对两次华南地区暴雨过程贡献最大的是直接来自南海季风区的水汽输送。

(4) 在热源热汇和稳定度等的诊断分析中, 我们发现两次降水过程中的一些性质是有共同点的。例如降水时段平均的整层积分 Q_1 、 Q_2 的高值区与雨区对应得较好, 这表明凝结潜热释放是造成大气热源的主要分量。

本文的分析主要侧重于大尺度方面, 关于暴雨的发生机理及其与季风的内在联系未作深入的分析, 我们将在以后进行这方面的工作。

参考文献

- 1 Ding Yihui. Summer monsoon rainfalls in China. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70, 373- 369
- 2 Zhu Q G, He J H, Wang P X. A study of circulation differences between East- Asian and Indian Summer Monsoon with their interaction. *Adv Atmos Sci*, 1986. 3: 466- 477
- 3 丁一汇, 村上胜人. 亚洲季风. 北京: 气象出版社, 1994. 263pp
- 4 1994年华南特大暴雨洪涝学术研讨会技术组. 1994年华南特大暴雨洪涝学术研讨会论文集. 北京: 气象出版社, 1996. 282pp
- 5 Chung- kyu Park, Siegfried D, Schubert. On the Nature of the 1994 East Asia Summer Drought. *J Cli*, 1997, 10: 1056- 1070
- 6 Li CF, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asia Summer Monsoon in relation to land- sea thermal contrast, *J Climat*, 1996, 9: 358- 375
- 7 朱乾根, 何金海, Murakami M. TBB 资料所揭示的亚澳季风之季节循环特征和年际异常. *应用气象学报*. 1996, 7: 129 ~ 137
- 8 Lau K M, Yang G J, Shen S H. Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon Wea Rev*, 1988, 116: 18- 37
- 9 沈建柱. 我国大气中的水分平衡. 全国热带夏季风学术会议文集(1982). 昆明: 云南人民出版社, 1983. 147 ~ 157
- 10 Luo H, Yanai M. The large scale circulation and heat sources over Tibetan plateau and surrounding areas during the early summer of 1979, Part II: Heat and Moisture budgets. *Mon Wea Rev*. 1983, 112: 966- 989

A STUDY ON EXTENSIVE HEAVY RAIN PROCESSES IN SOUTH CHINA AND THE SUMMER MONSOON ACTIVITY IN 1994

Shi Xueli Ding Yihui

(*National Climate Center, Beijing, 100081*)

Abstract

By using twice a day grid data of ECMWF and the TBB data of Japan GMS, together with the daily precipitation data over stations in South China during June and July, 1994, situations of two successive heavy rain processes in South China, activity of summer monsoon (mainly the South China Sea monsoon) and the possible relationships between them are analyzed in this paper. We have found that the summer monsoon in 1994 is active, summer monsoon (especially the South China Sea summer monsoon) as well as the low value area of TBB, is related closely with the heavy rain processes with low frequency oscillation mode (with 30 ~ 60 day period). Heavy rain process always corresponds to a strong impulse or strong of monsoon. Strong monsoon flows bring moisture to South China and the major moisture source comes from South China Sea. Although the two heavy rain processes occurred under different conditions, both of them took place in the maximum moisture convergence and convective unstable regions.

Key words: Summer monsoon, Heavy rain process, Moisture transport, Low frequency oscillation.