青藏高原对 1998 年长江流域天气异常的影响

张顺利 陶诗言

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 1000 9)

摘 要

利用 NCEP 再分析资料分析了青藏高原对 1998 年夏季长江流域洪涝及天气异常的影响, 并讨论了第 段梅雨期的暴雨与长江流域洪涝灾害的关系。研究结果表明: 由于青藏高原的热力作用, 夏季高原东北部斜压性强, 多短波槽活动。1998 年长江流域两段梅雨期间, 高原东移的短波槽加强了梅雨锋, 并引起梅雨锋上强暴雨。1998 年长江流域的 8 次洪峰均与高原东侧短波槽东移有关。由于梅雨期前面几场暴雨已使得土壤水份饱和, 沿江各支流及湖泊水位很高, 梅雨期的最后一场暴雨的大量雨水往往作为径流流入江河或湖泊, 与长江洪峰汇合后易造成洪涝灾害。

关键词: 青藏高原, 长江流域, 天气异常。

1 引 言

高原天气系统对其下游天气的影响引起了许多人的关注[1~5]。盛华和陶诗言[6,7]通过数值试验分析了青藏高原和落基山对气旋动力影响的异同。陶诗言和丁一汇总结了 50 a(1931~ 1980 年) 中国暴雨的特性, 指出: 中国东部的许多强降水是由高原系统引起的, 中国强降水雨带的分布和范围受高原热力、动力作用的影响。1998 年夏季长江中游出现了严重的洪涝灾害, 陶诗言等[8]对这次洪涝的初步研究表明: 1998 年 6~ 8 月先后有 8 次低压系统从高原东北部向东移, 引起了一次次强降水, 并造成长江上、中游 8 次洪峰。1996 年 7 月湖南、江西的洪水; 1981 年 7, 8 月长江上游出现的持续性暴雨也与高原天气系统的发展有关。高原天气系统怎样影响中国东部的暴雨, 其物理过程尚不清楚。文中首先分析了高原系统对 1998 年夏季洪涝的作用, 然后选取 1998 年 7 月长江中游最强的一次降水过程(1998 年 7 月 0~ 3 日) 研究高原天气系统怎样影响梅雨锋上强中尺度对流系统的发生、发展, 并引起强降水。

高原系统对 1998 年洪涝的作用

1998 年 6~ 8 月长江梅雨期分成两段, 第 1 段在 6 月 1 ~ 8 日, 第 段在 7 月 1~ 30 日。1998 年长江中游的梅雨期暴雨主要出现在江西、湖南、湖北 3 省。图 1 分别是 1998 年 6~ 8 月江西(南昌、修水、景德镇、庐山、贵溪、上饶、南城、宜春)、湖南(岳阳、桑植、常德、芷江、长沙)、湖北(武汉、黄石、英山) 3 省逐日降水量, 可以看出第 1 段梅雨降水主要出现在江西和湖南省, 第 段梅雨则出现在湖北、湖南、江西 3 省。7 月中旬到 8 月长江上游暴雨频繁, 长江形成了 8 次洪峰。第 1 次在 7 月初, 第 次在 7 月中旬, 第 3 次在 7 月下旬, 8 月共有 5 次洪峰下泄。

从江西、湖南和湖北省 6~ 8 月每天平均降水量分布看(图 1), 第 1 场和第 场梅雨期的强降水是主要由于梅雨锋上重复发展的中尺度对流系统所引起。在这两段时期内, 几乎每天都有降水, 仅仅在降水强度上有很大起伏。这表明强降水并非由一次次中 系统经过所造成, 而是由一次次中 尺度对流系统所引起。

梅雨期的两次活跃和一次中断与副热带地区流型的转变有关。用低通和高通滤波将 1998 年 6~ 8 月每天 300 hPa 高度距平场分解成低频(> 30 d) 和高频(< 10 d) 两部分。低频部分表示慢变系统(如副热带高压等) 的活动, 高频部分表示高空短波槽、

初稿时间: 000 年 10 月 4 日; 修改稿时间: 001 年 8 月 日。
资助课题: 国家重点基础研究发展规划项目 我国重大气候和天气灾害形成机理与预测理论研究 第 部分 我国重大天气灾害形成机理与预测理论研究 (G1998040908)。

脊等的活动。图 a 是沿 35 N 300 hPa 低频高度距平的时间-经度剖面图。6~ 8 月沿 35 N 低频环流经历了 4 次调整。在第 1 段梅雨期, 青藏高原西侧为槽, 高原上空为脊, 中国东部为槽。7 月上旬梅雨期中断时, 副热带流型经历了一次调整。高原西侧为脊, 高原上空为槽, 副热带高压伸入到中国长江流域, 梅雨带出现在淮河至黄河之间。7 月下旬, 流型又恢复到 6 月中、下旬的形势, 长江中游出现第 段梅雨期。8 月 Rossby 波列又进行了一次调整, 高原东侧 100 E 出现一个静止槽, 这是四川多暴雨期。

在高频高度距平图上(图 b), 有一次次低压槽系统从高原东北部向东移到中国东部。这些高频系统一般最早出现在高原东北部, 并不是从高原中部移过来的。在梅雨中断期, 从高原东北部移到中国东部的低槽相对少些。图上的数字(1~ 8) 对应长江流域 8 次洪锋。第 1 段梅雨期从高原东北部有 3 个短波槽东移到中国东部(图 b), 并经过梅雨锋, 第 段梅雨期有 3 个短波槽从高原东北部移到梅雨锋区; 8 月有 5 个低压槽从高原东移, 四川多暴雨, 造成长江上游的 5 次暴雨和洪峰, 洪峰向中下游推进, 造成长江中游多次出现险情。

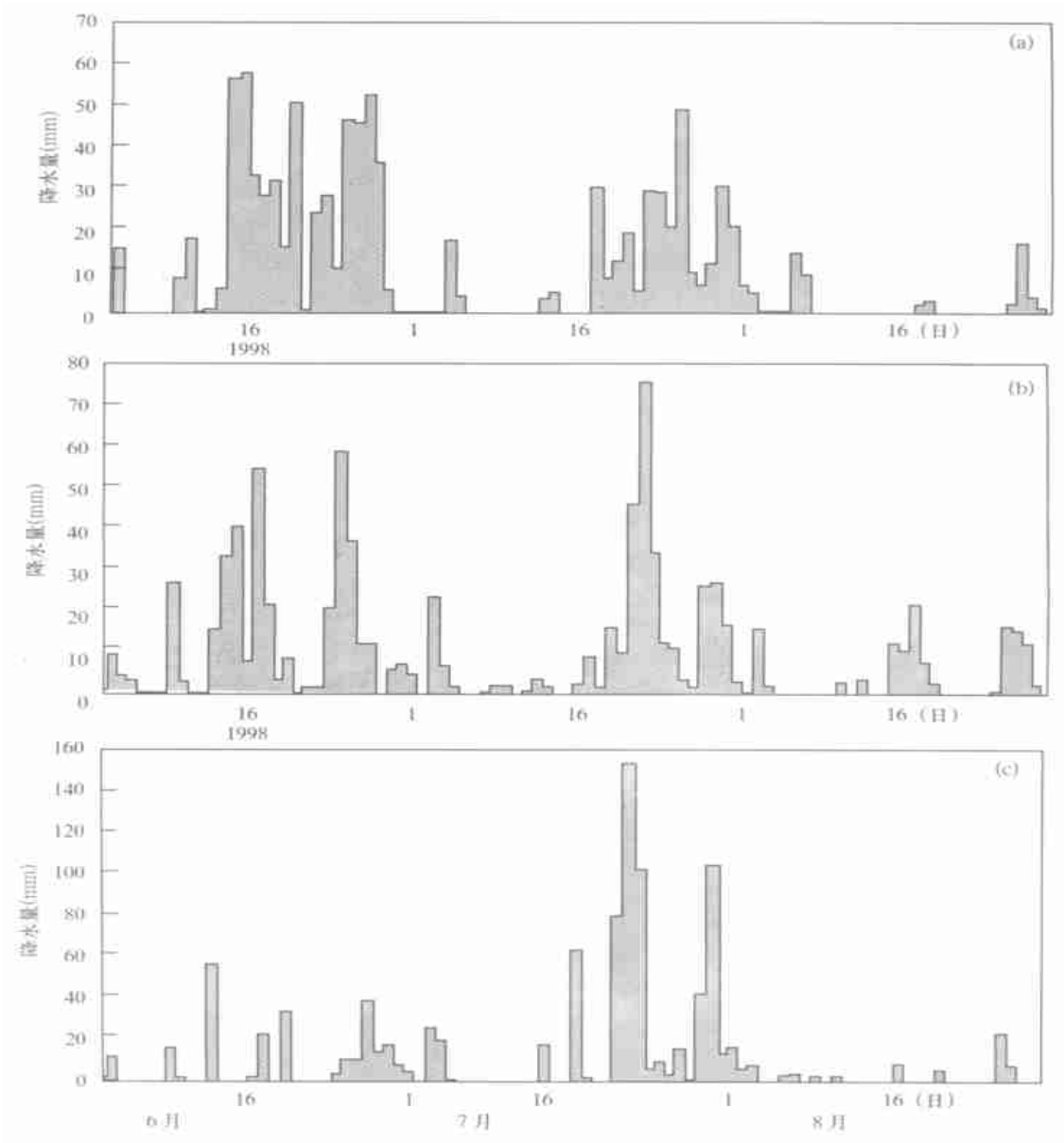


图 1　1998 年 6~ 8 月逐日降水量

(a. 江西省, b. 湖南省, c. 湖北省; 单位: mm)

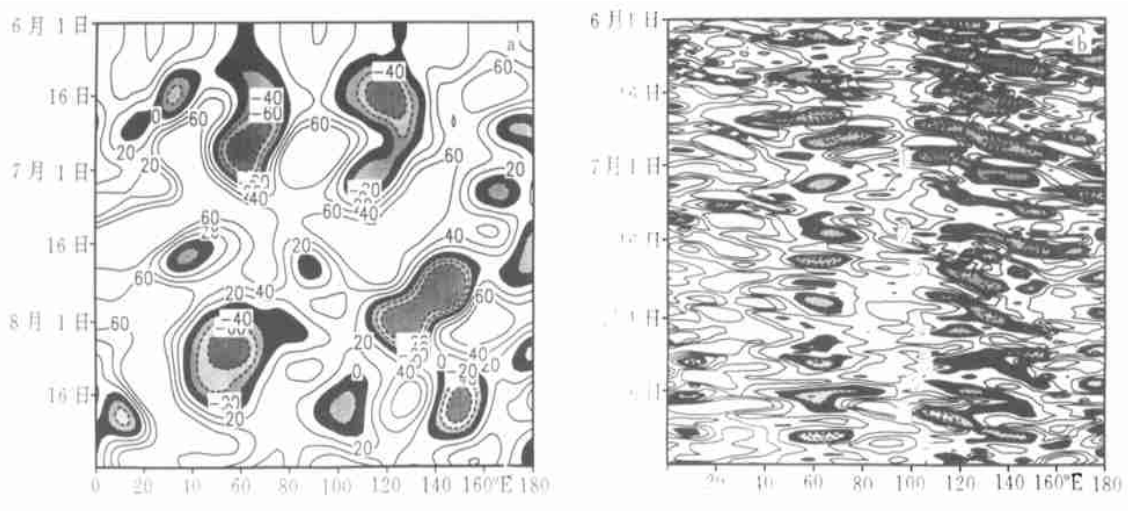


图 1998 年 6~ 8 月沿 35 N 的 300 hPa 高度距平时间剖面

(a. 30 d 低通滤波, b. 10 d 高通滤波; 阴影为负距平, 单位: gpm)

图 3、图 4 是二段梅雨期沿 30 N 的 TBB 时间-经度剖面图(图中省略了负号)。可以看出高原多对流云发展, 对流云在高原存在明显的日变化, 午后发展旺盛。高原对流云有的仅在高原发展, 有的能东移经过长江流域的梅雨锋区, 加强了梅雨锋上中尺度对流系统(MCS)。在第 1 段梅雨期(图 3) 和第 段梅雨期(图 4), 高原东部分别有 3 次强对流云发展东移, 经过梅雨锋产生强降水。

梅雨锋活动与来自北方的冷空气活动有关。6 ~ 7 月沿 115 E 的 TBB 剖面图(图 5) 表明中纬度不断有短波系统向南移到 30 N 以南, 而在梅雨中断时期向东南移动的短波扰动较少。从温度的变化也可看出对应 1998 年 6~ 8 月华南和长江流域梅雨强降水期, 都有强冷空气侵入到 30 N 以南(图略)。

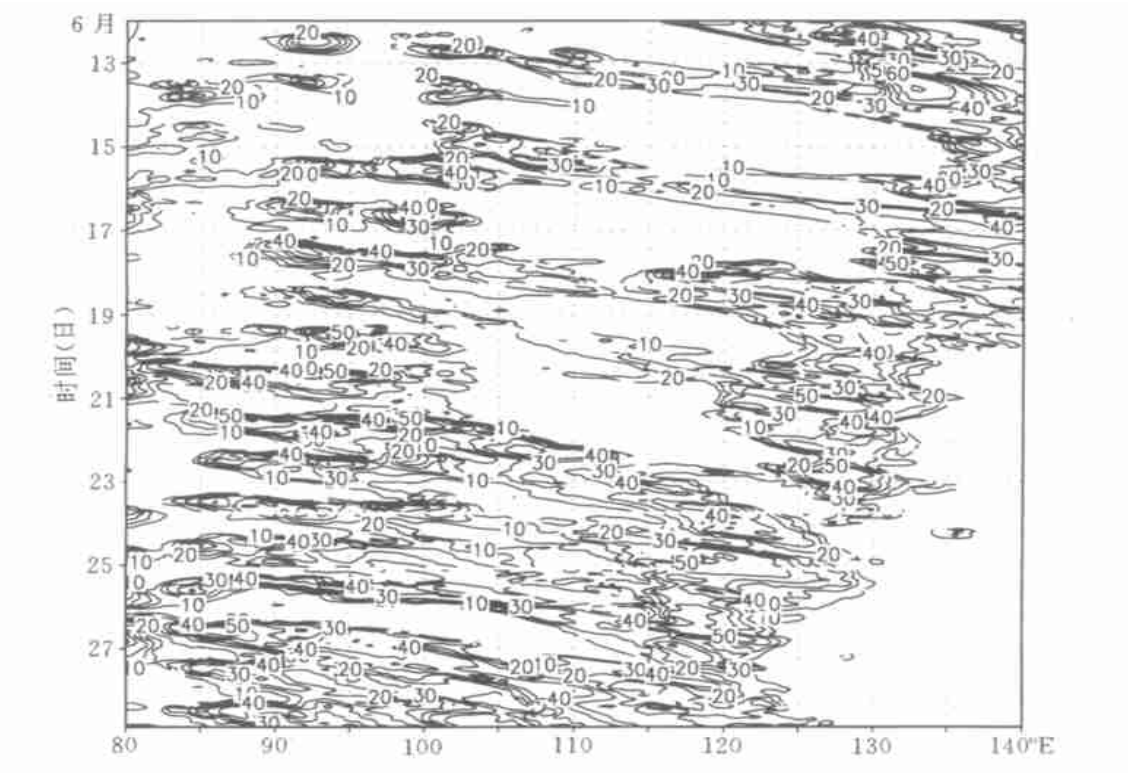


图 3 1998 年第 1 段梅雨期 TBB 沿 30 N 的时间剖面

(图中省略了负号, 单位: K)

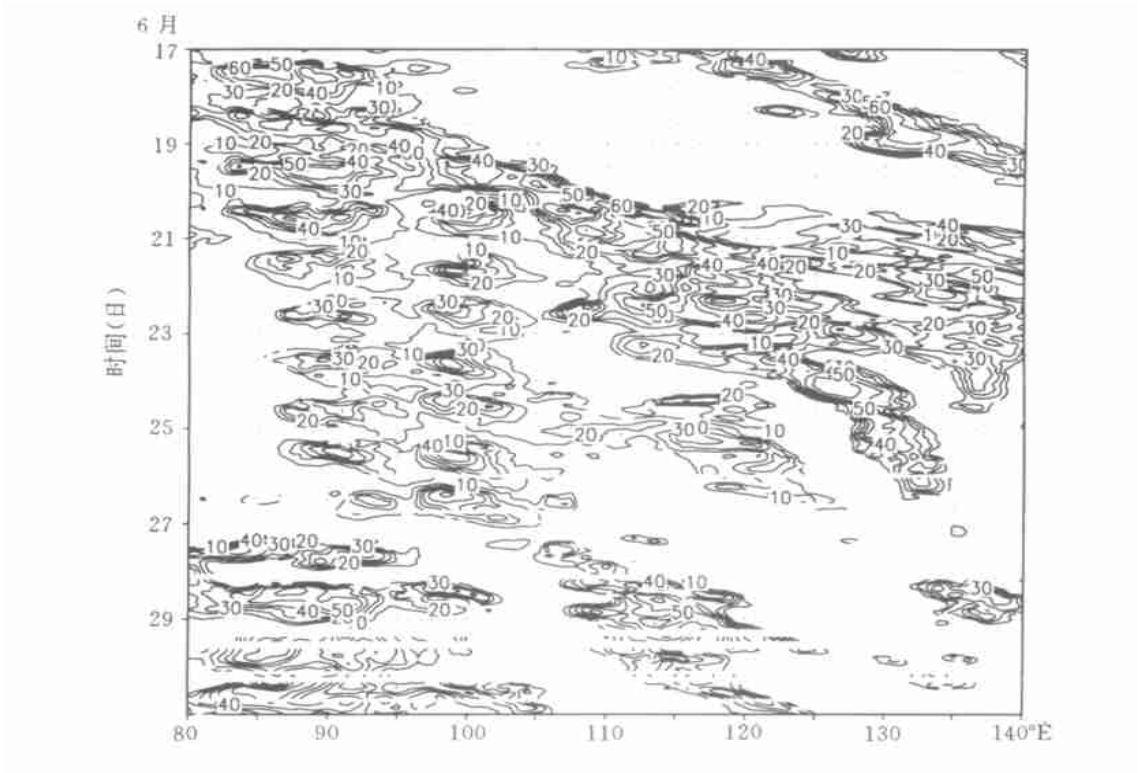


图 4　1998 年第　段梅雨期 TBB 沿 30 N 的时间剖面
(图中省略了负号, 单位: K)

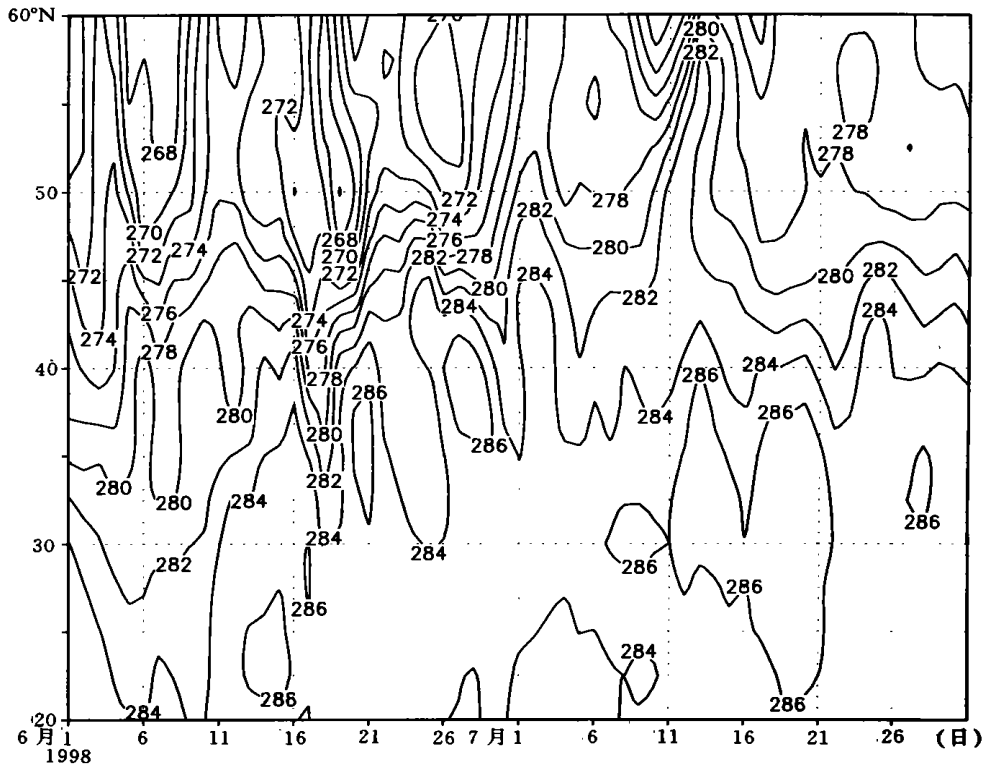


图 5　1998 年第 1 段(a)、第　段(b)梅雨期 T BB 沿 115 E 的时间剖面
(图中省略了负号, 单位: K)

1998 年两段梅雨期强降水还与来自南海的强水汽输送有关。图 6 是 100~ 1 0 E 范围平均的整层水汽输送及 TBB(图中阴影) 的时间-纬度剖面图。值得注意的是, 对应两次强降水期, 都有大量水汽从南海输送到暴雨区。5 月中旬从赤道开始有水汽向北输送, 使得 5 月 1 日左右南海夏季风爆发, 对流活动增强。然后 6 月上旬华南出现强降水, 继而长江流域出现第 1 段梅雨, 到 7 月上旬水汽输送到 35 N, 对应梅雨锋在淮河、黄河之间徘徊。6 月中旬以后从南海又有一次大量水汽向北输送, 对应的强对

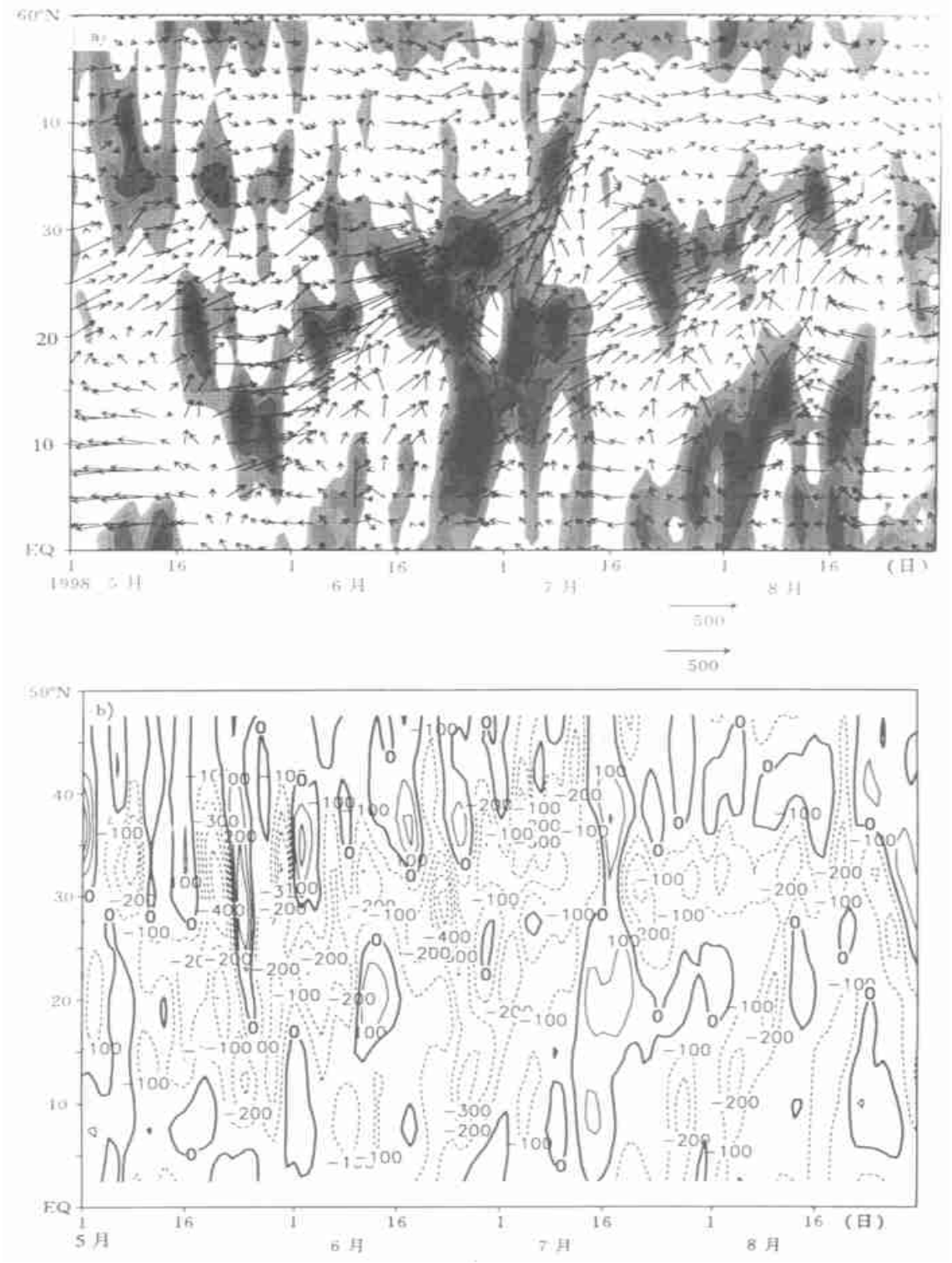


图 6 1998 年 5~ 8 月 100~ 1 0 E 范围平均的 TBB(图 a 中阴影, 单位: K) 和整层大气水汽输送 (单位: kg/ (m s) (a) , 水汽输送散度(mm/ 月) (b))

流活动区也不断向北伸展, 7 月下旬到达长江流域, 这两次水汽输送是对应夏季风时期的两次30~ 50 d 低频振荡(MJO) 。1991 年 6~ 7 月长江中、下游曾出现两次梅雨期暴雨, 造成安徽、江苏两省严重洪涝, 在这两次强降水期间, 同样有两次来自南海的水汽输送的低频振荡(图略) 。因此, 值得对其它年份梅雨期强降水也作类似的分析。

3　高原天气系统对长江中游梅雨锋上强暴雨过程的作用

1998 年 7 月下旬长江中游出现第　次梅雨期强降水。图7 是 1998 年 7 月1 日~ 8 月16 日湖南、湖北以及江西 3 省 16 个台站(岳阳、桑植、常德、芷江、长沙、武汉、黄石、英山、南昌、修水、景德镇、庐山、贵溪、上饶、南城、宜春) 平均逐日降水量的时间分布图。在 7月　0~ 31 日这段时间内出现持续性的降水, 其中在 7 月　1~　4 日是一段集中降水时段, 7 月　6~ 30 日是另一强降水时段。图 8、图 9 分别是武汉和黄石 7 月　1,　日逐小时降水量。武汉在 7 月　1 日 07 时(北京时下同) 1 h 降水量达 88. 4 mm,　1~　3 日 3 d 降水量为 458 mm, 为百年来所罕见的。黄石的强降水主要在　　日早上, 其中 09 时 1 h 降水量达 76. 4 mm。

7 月　0 日前后, 乌拉尔的阻塞形式出现一次重建过程。在这个过程中, 原先位于阻高东南侧的冷空气堆向东南方向爆发, 冷空气经过高原东北部侵入到四川盆地和长江中游。图 10 是 7 月　0~　4 日 500 hPa 平均环流形势以及 TBB 小于　60 K 的区域(图中阴影, 表示对流云带) 分布。在这期间梅雨锋云带从青藏高原东部经四川伸展到东海上, 高原东部是平均槽线的位置。

地面天气图上(图略) , 7月17日08时来自青

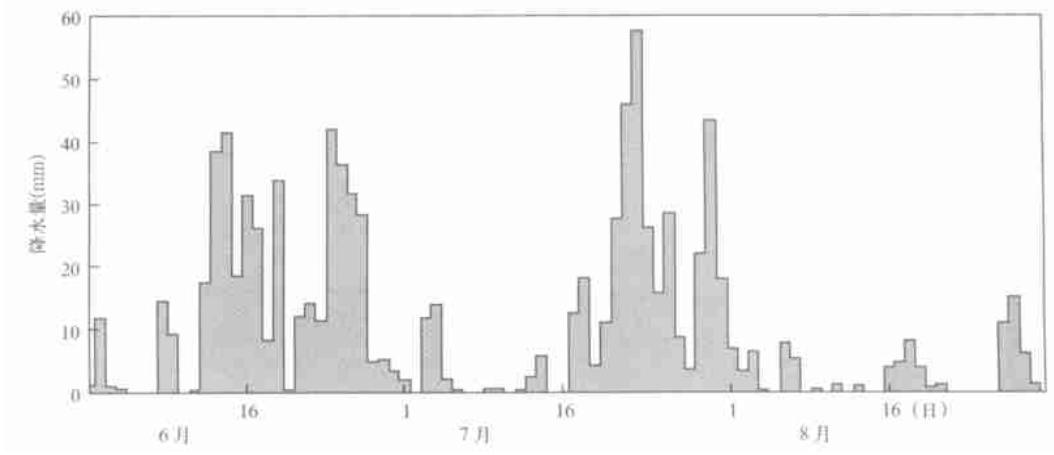


图 7　1998 年 6~ 8 月江西、湖南、湖北 3 省 16 个站平均逐日降水量(单位: mm)

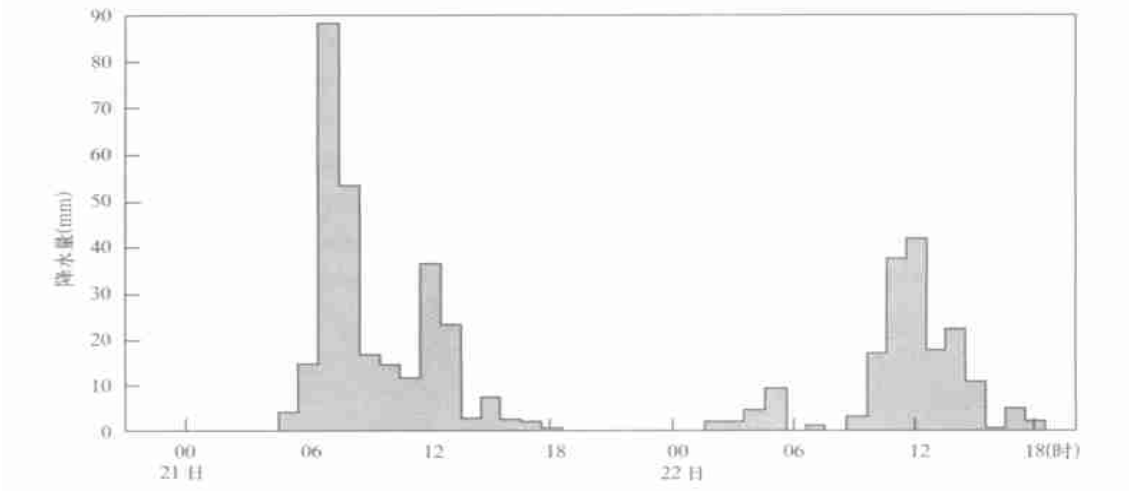


图 8　1998 年 7 月　1~　　日(北京时) 武汉逐小时降水量(单位: mm)

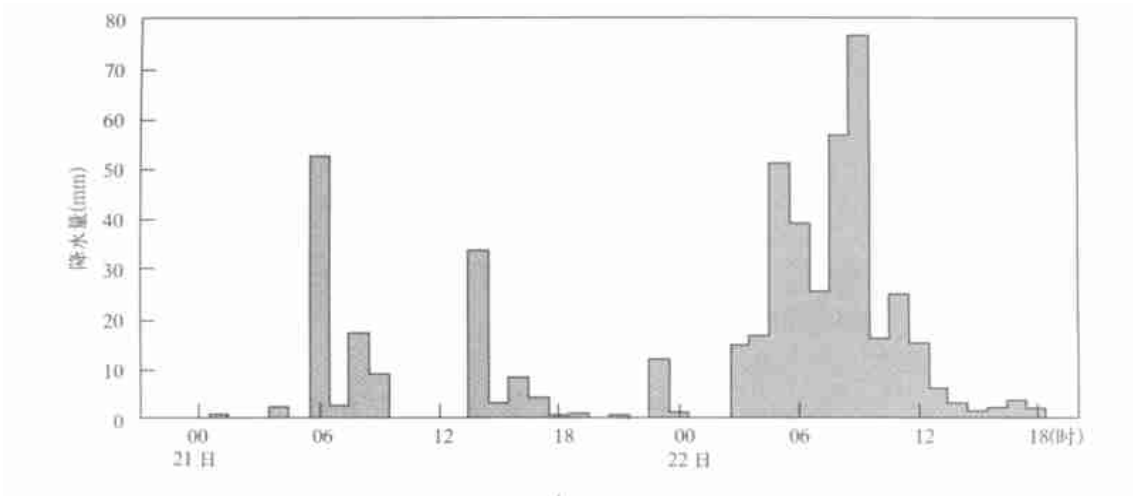


图 9 1998 年 7 月 1~ 日(北京时) 黄石逐小时降水量

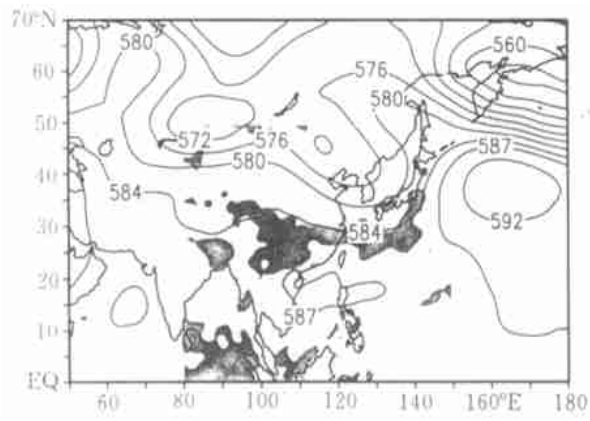


图 10 1998 年 7 月 0~ 4 日平均 500 hPa 高度
(单位: 10 gpm) 和 TBB(图中阴影, 单位: K)

藏高原的第 1 股冷空气前锋已推进到长江中游, 同时在河套的西北方另有一条冷锋在南下。7月 18 日 08 时第 1 条冷锋上的低压扰动已东移到黄海, 第 条冷锋移过河套, 到达高原东北部。7 月 19 日 08 时第 条冷锋出现断裂, 冷锋东部已向南移过华北, 冷锋西部进入四川。7 月 0 日 08 时 850 hPa 东部冷锋的南端扫过长江下游, 并发展出一片云系, 西部冷锋在四川盆地发展成一个西南涡。在西南涡的发展过程中, 17, 18 日 500 hPa 位于高原西北的槽也东移到四川上空这时在低涡东侧发展出一大片降水云系(图略) 。当第 1 条冷锋通过长江时, 长江中、下游出现梅雨锋雨区。17~ 18 日随着冷锋从河套西北移到河套以南时, 青海东部出现一片雨区(图略) 。7月 19 日(图 11a) 当第 条冷锋开始进入四川, 青海和四川出现雨区。7月 0日, 随时着西南涡建立, 四川南部和贵州北部出现雨区, 同时冷锋东部扫过长江中、下游时, 江西、湖北出现雨区(图 11b) 。这两片雨区中间是断裂的。7 月 1 日(图 11c) 雨区的分布大体与 7 月 0 日相同。7 月 日(图 11d) 是这次降水最强的时段, 武汉以东和以西仍维持两片强降水区。 3, 4 日雨区逐渐向东南方向撤退(图略) 。

沿 30 N 的 TBB(图 4) 也表明 7 月 18 日高原东北有对流云系发展, 随后对流云系东移, 0~ 4 日长江三流域不断有 MCS 形成, 造成这一段时间长江中游的强降水。图 1 是对应武汉 7 月 1 日 07 时和黄石 7 月 日 09 时的 TBB, 当中纬度西风槽经过梅雨锋时, 西风槽云系和梅雨锋云系成 人 字形相连, 在长江上、中游有 个独立的强 MCS, 对应武汉以东和以西的 个强降水中心。7 月 1 日 07 时东边的 MCS 位于武汉, 造成武汉的强降水 1 h 降水量达 88.4 mm; 7 月 日 09 时东边的 MCS 移到黄石, 造成黄石的强降水 1 h 降水量达 76.4 mm。

这次高原东北部冷锋南下过程从每天的等熵面位势涡度图上(图 13) 也能分析出来。在对流层中层 340 K 等熵面上, 7 月 19 日高原东侧 100 E 附近出现高值位势涡度(图 13a) , 对应高原东部的短波扰动, 0 日高值位势涡度扰动加强东移(图 13b) , 1, 日高 PV 扰动东移到长江中下游梅雨锋一带(图 13c, d) , 加强了梅雨锋, 并造成强降水。7 月 1 日 08 时沿武汉(115 E) 的经向垂直环流剖面图(图略) 显示, 存在一明显的热力正环流, 最强的垂直运动在 30 N 附近(武汉附近) 。Ma 等[5] 认为对流层低层的水平汇合的动力作用, 产生了热力正环流。热力正环流的上升运动产生丰富的降水。

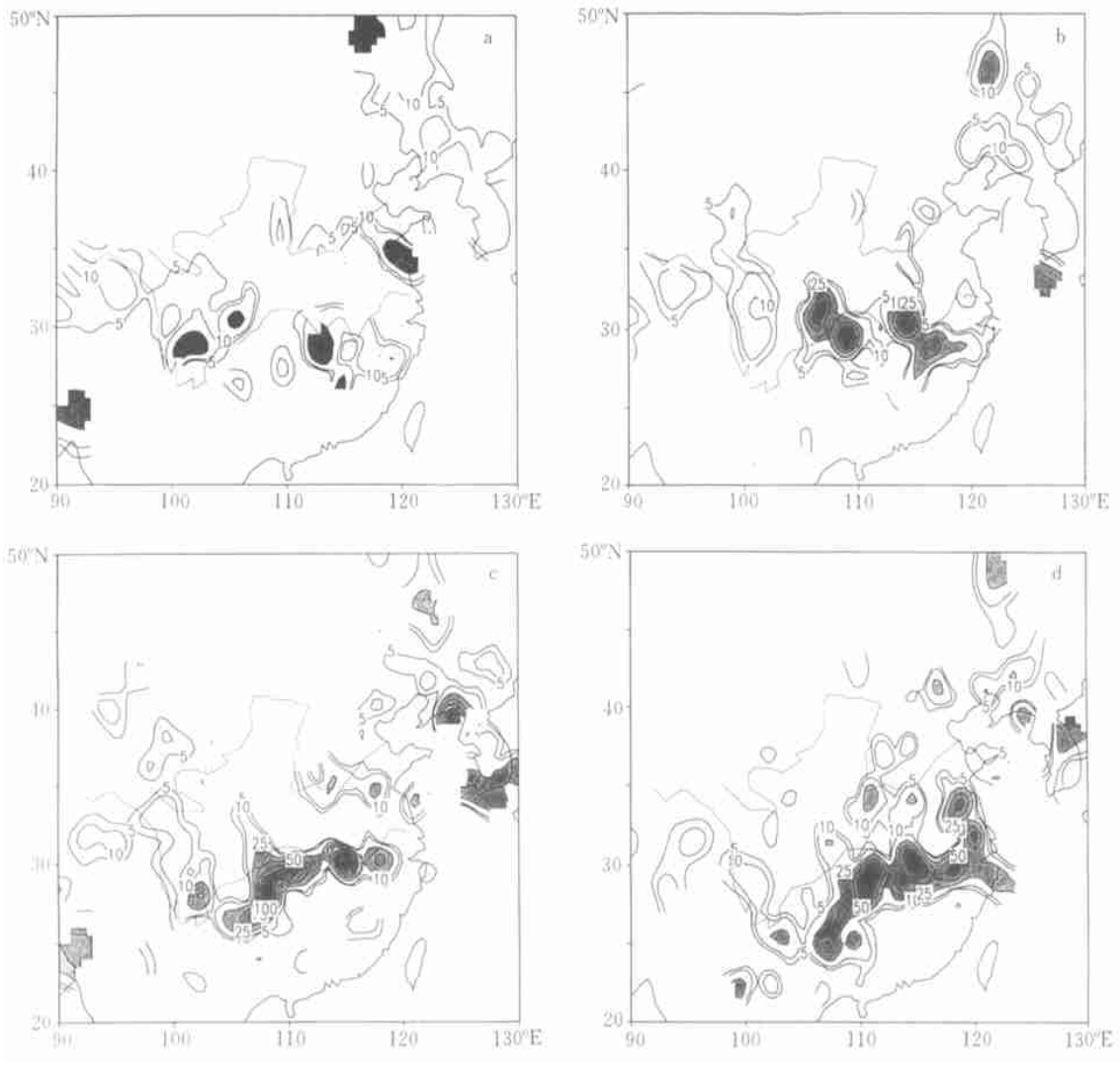


图 11　1998 年 7 月 19~　　日降水量
(a. 19 日, b.　0 日, c.　1 日, d.　　日; 单位: mm)

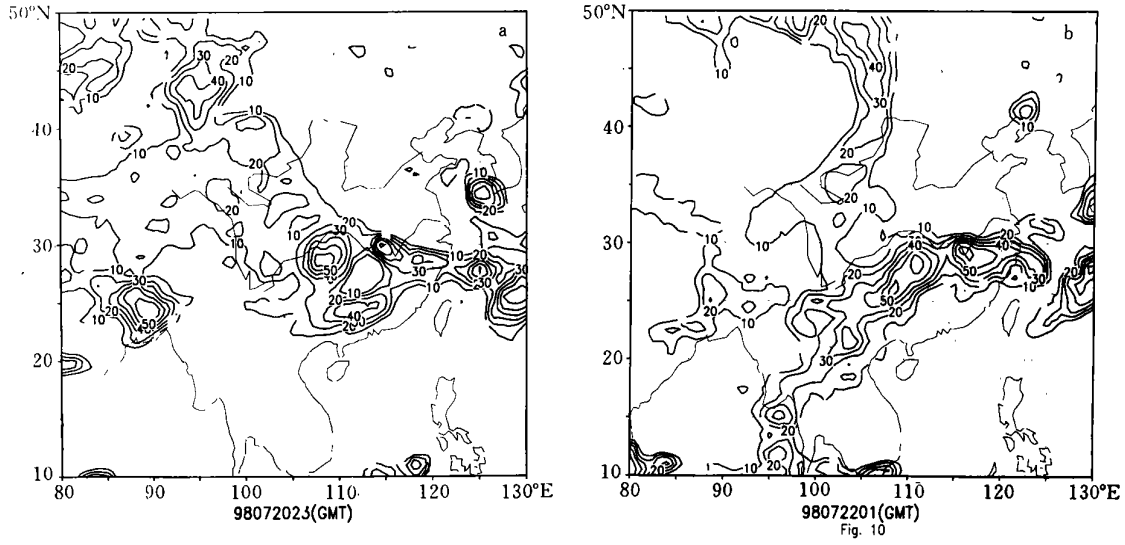


图 1　　1998 年 7 月　1 日 07 时武汉(a) 和 7 月　　日 09 时黄石(b) 的 TBB(单位: K) 分布

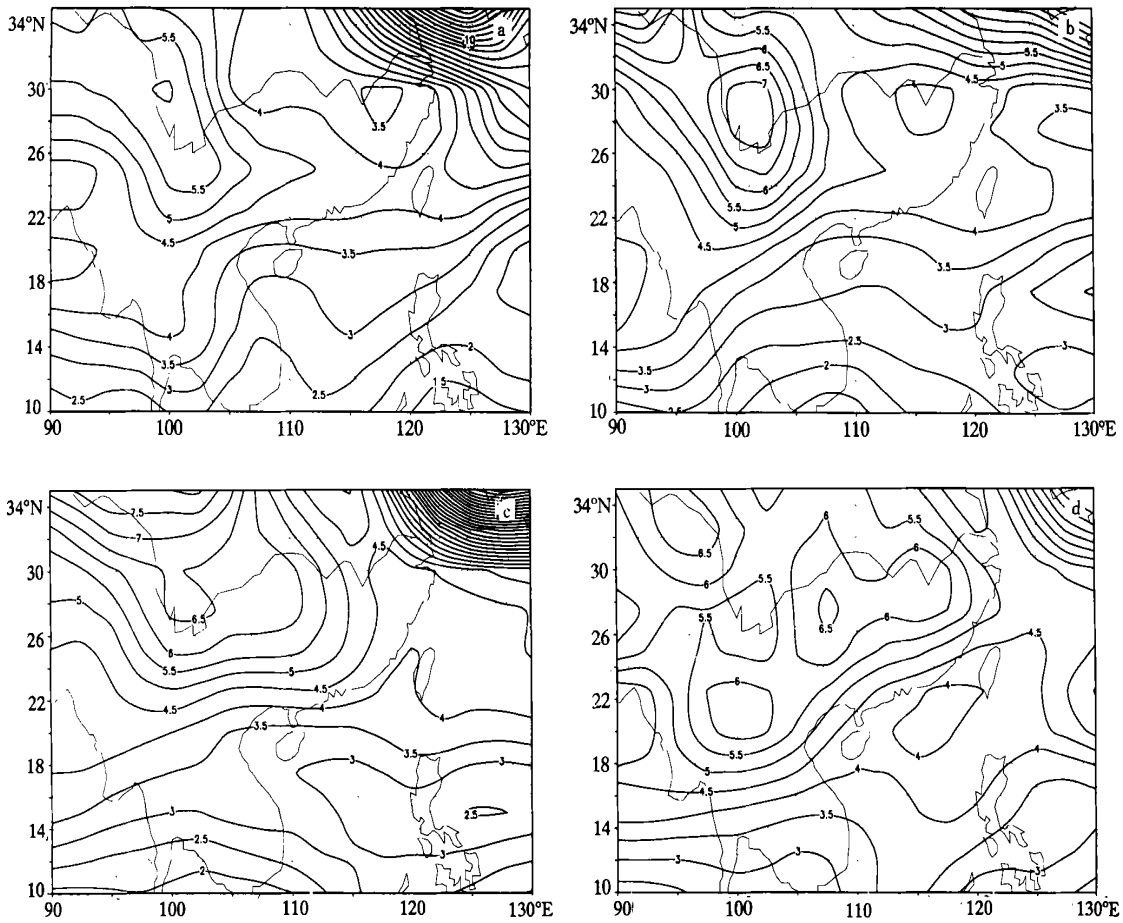


图 13 1998 年 7 月 19 日(a)、0 日(b)、1 日(c)、 日(d) 340 K 等熵面位涡
(单位: 10^{-7} m s^{-1} K kg^{-1})

4 第 段梅雨期暴雨与 1998 年 7, 8 月长江中游洪涝的关系

在 1998 年 6 月第 1 段梅雨期, 江西和湖南出现了持续性暴雨, 湘江和赣江的一些支流出现了洪涝, 洞庭湖、鄱阳湖水系的水位均超过警戒水位。图 14 是宜昌、监利、城陵矶、汉口、九江 1998 年 6~ 8 月的水位。在 6 月 1 ~ 8 日的第 1 段梅期, 水位逐日增长, 6 月下旬超过警戒水位(图中点线), 并于 7 月初达到或接近历史最高水位(图中长虚线)。此时, 长江中游广大地区土壤水分已经饱和。7 月下旬长江中游出现了第 次持续性强暴雨, 降水来势猛、强度大、范围广。大量降水落到地面后, 土壤已不能吸收, 只能作为径流流入湘江和赣江, 并进入洞庭湖和鄱阳湖, 最后流入长江。这时正是来自长江上游的第 3 次洪峰通过宜昌(图 14a), 来自洞庭湖水系的洪水以及来自鄱阳湖水系的洪水先后与长江上游来的洪水遭遇, 使得长江中游宜昌、监利、城灵矶、汉口、九江的水位在 7 月 1~ 3 日又迅速上涨, 超出或接近历史最高水位。8 月以后长江梅雨期降水虽然结束, 但从上游先后有第 4~ 8 次洪峰下泄到长江, 高水位一直持续到 8 月下旬。8 月 3 日湖北嘉鱼出现溃堤, 8 月 7 日九江出现溃堤。长江中游出现了 1954 年以来的第 次大洪水, 导致长江中游出现多次险情。

一般说来, 梅雨期最后一场暴雨以后最容易出现洪涝。这是因为梅雨期前面几场暴雨已经使土壤水份饱和, 沿长江的各条支流及洞庭湖、鄱阳湖、太湖的水位均已很高, 这时最后一场暴雨的大量雨水只能作为径流进入河流或湖泊, 如果再与长江洪峰相遭遇, 便出现洪涝。1954 年梅雨期降水从 6 月上旬持续到 7 月底, 8 月长江中、下游虽然已没有暴雨, 但长江在 8 月却出现严重洪涝。1991 年 6~ 7 月长江中、下游的洪水也是如此的。长江流域预报

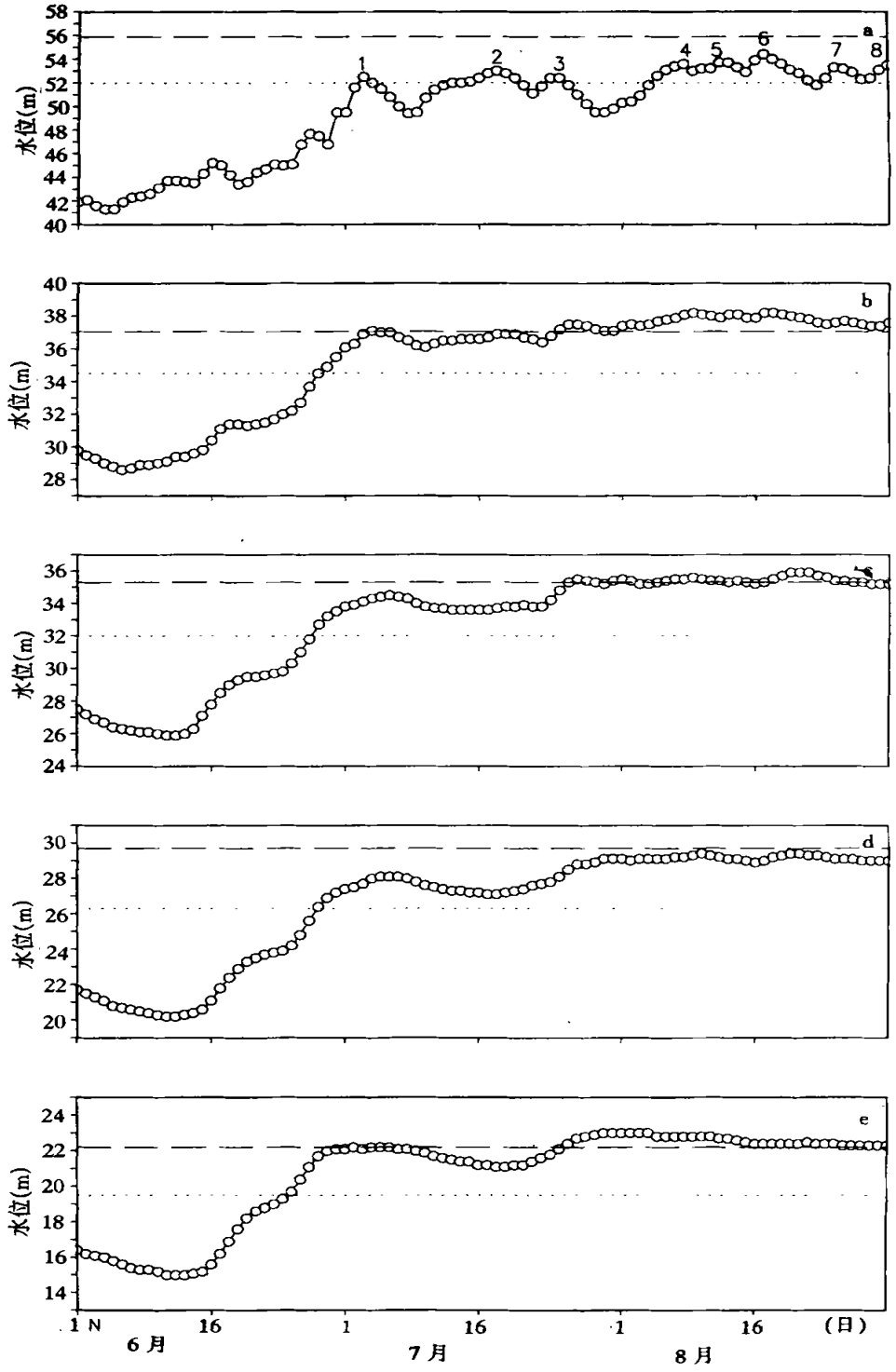


图 14　1998 年 6~ 8 月宜昌(a)、监利(c)、城灵矶(e)、汉口(b)、九江(d) 水位(单位: m)

员往往称最后一场暴雨为 致洪暴雨 , 这是有一定道理的。因此, 应该警惕梅雨期最后一场暴雨引起洪涝的危险。

5　结　论

文中通过对 1998 年夏季中国长江流域洪涝灾

害及 1998 年 7 月 0~ 3 日长江中游持续性特大暴雨的天气学分析,研究了高原系统对中国东部洪涝及梅雨锋上强中尺度对流系统的影响。主要结论如下:

(1) 在 1998 年夏季长江流域的两段梅雨期间,高原东北部多短波槽东移经过梅雨锋,并引起梅雨锋上暴雨。1998 年夏季长江流域的 8 次洪峰均与高原东侧短波槽东移有关。

( ) 两段梅雨期间,有两次大量水汽从南海向北输送到长江流域。这两次水汽输送对应夏季风时期的两次 30~ 50 d 低频振荡(MJO)。梅雨期强降水与来自北方的冷空气活动和来自南海的水汽输送有关。

(3) 1998 年 7 月 0~ 4 日中国长江中游的持续性特大暴雨与高原东北部冷锋东移有关。高原东北部冷锋东移过程中断裂,西段进入四川,发展成西南涡;东段冷锋的南端扫过长江中、下游,加强梅雨锋区。短波槽的动力抬升、低空急流向梅雨锋区输送大量的水汽和暖平流,形成有利于中尺度对流系统(MCS)发展的天气尺度背景。充沛的降水产生在梅雨锋热力正环流的上升支。

(4) 梅雨期前面几场暴雨已使得土壤水份饱和,沿江各支流及湖泊水位很高,梅雨期的最后一场暴雨的大量雨水往往作为径流流入江河或湖泊,与长江洪峰遭遇后易出现洪涝。

参考文献

1 Tao S Y, Ding Y H. Observational evidence of the influence of the Qinghai- Xizhang (Tibet) plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China. Wea Forecasting, 1981, : 89~ 11
陶诗言等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 5pp

3 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 1~ 79

4 Reiter E R, Ding Y H. The role of the Qinghai- Xizhang plateau in feedback mechanisms affecting the planetary circulation. 大气科学, 1980, 5 (4): 301~ 309

5 Ma K Y, Bosart Lance F. A Synoptic overview of a heavy rain event in southern China. Wea Forecasting, 1987, : 89~ 11

6 盛华, 陶诗言. 青藏高原和落基山对气旋的动力影响. 气象学报, 1988, 46(1): 130~ 141

7 盛华, 陶诗言. 青藏高原与落基山背风气旋的对比分析. 大气科学, 1988, 1 (4): 337~ 345

8 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件. 气候与环境研究, 1998, 3: 90~ 99

THE INFLUENCES OF TIBETAN PLATEAU ON WEATHER ANOMALIES OVER CHANGJIANG RIVER IN 1998

Zhang Shunli Tao Shiyan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 1000 9)

Abstract

The influences of the Tibetan Plateau on weather anomalies over the Changjiang River in 1998 are studied by analyzing the NCEP reanalysis data . There are many short wave troughs over the baroclinic zone , northeast part of Tibetan Plateau, associated with its thermal effects. The short wave troughs pass through the Meiyu frontal zones and reinforce them, finally cause the heavy rainfall. The 8 flood peaks in middle reaches of the Changjiang River are caused by short wave troughs moving eastward. The relation between the heavy rainfall during the second period of Meiyu rainfall and the severe flood is also discussed. Several heavy rainfalls prior to the last one saturated soil moisture, So the severe floods are easily followed the last heavy rainfall which offered a chance for confluence of high-stage waters from the upper reaches of the Changjiang River and from the Dongting and Boyang Lakes.

Key word: Tibetan Plateau, Changjiang River, Weather anomalies.