

一次江淮暴雨过程的中- β 尺度分析^{*}

寿绍文 励申申 林开平 李小平

(南京气象学院, 南京 210044)

提 要

利用稠密的地面气象要素场资料,对1991年7月6日江淮地区的一次暴雨过程进行了中- β 尺度分析。中- β 尺度雨带位置稳定、雨团路径集中以及逆引导气流的传播,是造成降水局地增幅的直接原因。而这些降水量场特征与地面流场和温湿场的中尺度特征有紧密的联系。

关键词:暴雨;中尺度气旋;地面要素场。

1 前 言

1991年7月上旬,江淮地区接连发生暴雨过程,7月6日的暴雨过程是其中的一次。这次过程的最大降水主要在皖北和苏北的沿淮河地区。降水最强时段是7月6日08时至20时(北京时,以下同)。12小时最大降水量达200mm以上。为了深入了解这次暴雨发生、发展的过程及原因,我们收集了鄂、豫、皖、苏四省288个地面测站的每小时降水量及压、温、湿、风等资料并进行了分析。其中对每小时降水量资料,采用离散点资料绘图程序绘成每小时降水量分布图。而对压、温、湿、风场资料则用高斯权重插值方案进行客观分析^[1],形成了格距为30km的网格点资料,然后进行各种物理量计算。

2 降水量场的分析

2.1 中尺度雨团、雨带的发生和发展

从每小时降水量图(图1,由于篇幅有限5日23时,6日02时的降水图从略)可见,这次降水过程最早起始于7月5日20时前后。最初只是在鄂、豫两省的交界处,以及在湖北中部相继出现一些孤立的雨团,它们的位置少动,强度不大。7月6日05时以后,雨区迅速

^{*}1993年4月12日收到,1993年8月5日收到修改稿。

• 国家自然科学基金项目及《八·五》攻关项目联合资助。

向东扩展,在安徽中部至江苏一带,突然出现一些新生雨团,并排列成带.08时以后,雨带

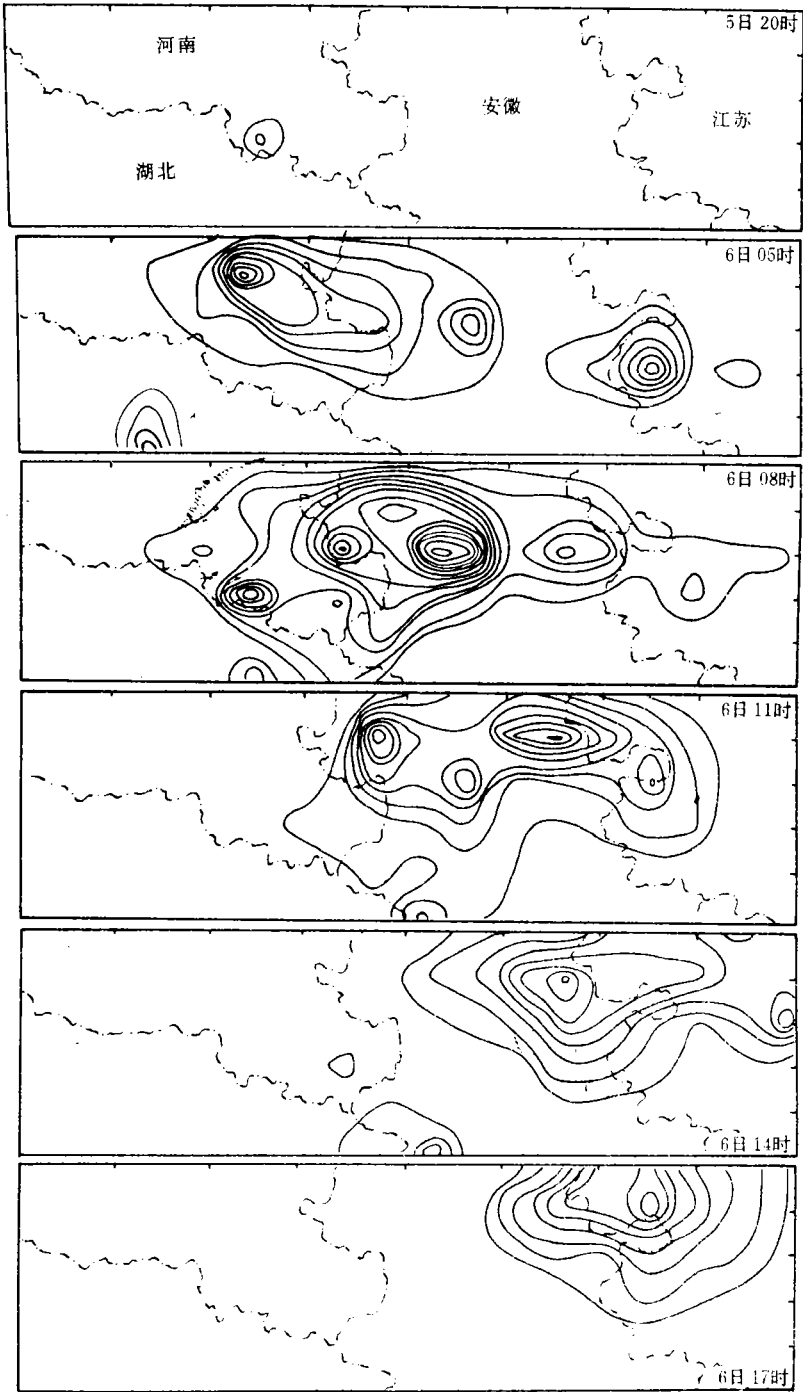


图1 1991年7月5日20时、7月6日08至17时的每小时降水量分布演变图。(实线表示1小时雨量等值线(单位:mm/h),最外圈为2.5mm/h等值线,向内以间隔2.5mm/h递增.点划线表示鄂、豫、皖、苏四省的省界线.)

呈现波状. 主要雨带大致沿淮河呈东西向分布, 同时在鄂东至皖西一带地区又形成一条近于南北向的雨带. 最强雨团位于两条雨带的交叉点上. 08 时前后, 该交叉点位于河南东南部至安徽西北部一带. 这个雨团逐渐东移, 但是在其西侧又不断有新雨团发生. 因此作为整个雨区而言, 其东边界向东扩展很快, 而西边界的移动则比较缓慢. 7 月 6 日 17 时前后, 小雨团合并成一个大雨团, 然后经江苏北部逐渐东移入海.

2.2 中尺度雨团和雨带的移动和演变

降水带上每个较强的雨团的生命期, 一般为 3—6 小时, 个别的长达 10 余小时. 但不少弱雨团仅存在 1—2 小时便消亡或与别的雨团合并. 图 2(c) 表示一些主要雨团的移动路径. 雨团的平均移向介于该地区上空 500hPa 风向和 200hPa 风向之间(图 2d). 可以认为它们的移动基本上受到对流层中高层气流的操纵. 从图 2(c) 还可看出, 在沿淮河地区(特别

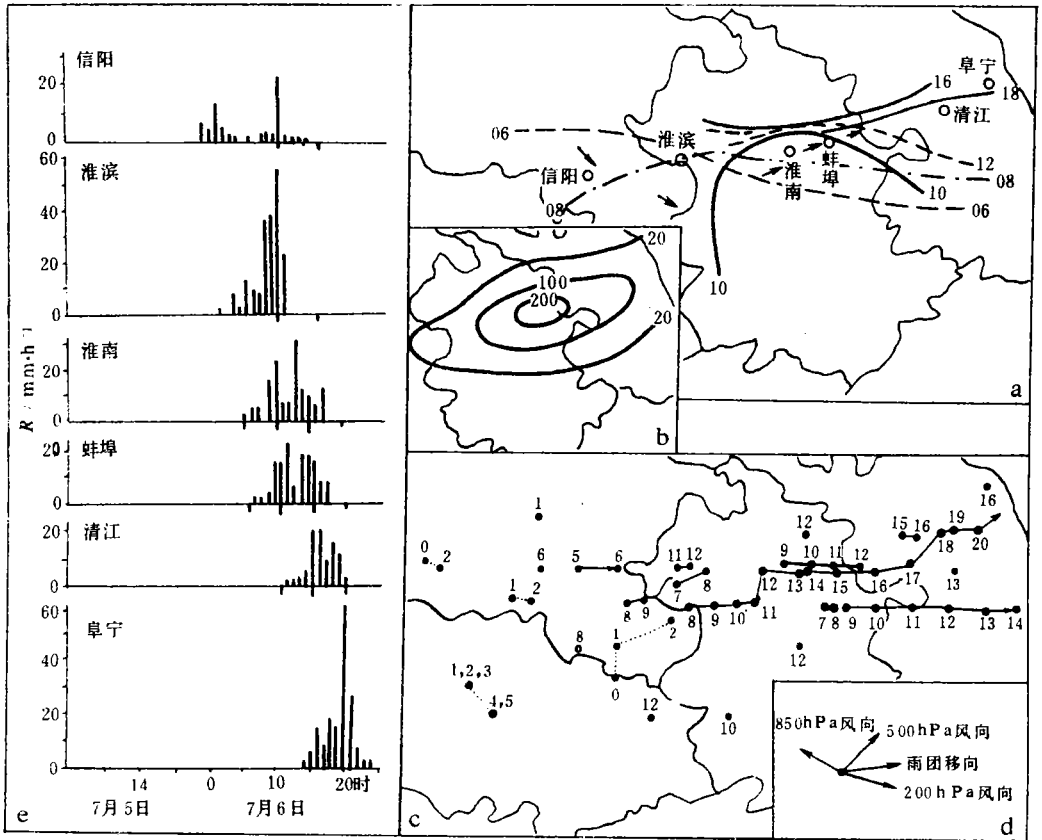


图 2 (a)1991 年 7 月 6 日 06 时至 18 时主要雨带位置演变图 (b)7 月 6 日 08 时至 20 时 12 小时降水量分布图(等雨量线单位:mm) (c)7 月 6 日主要雨团位置随时间演变图(小圆点表示雨团位置, 数字表示雨团到达该位置的时间) (d)850hPa、500hPa 及 200hPa 风向及雨团的平均移向 (e)沿主要雨团路径的各测站的每小时降水量随时间的演变图(柱线表示降水强度, 单位为 mm/h)

是蚌埠、五河一带) 雨团的移动路径非常集中. 几个强降雨团先后相继通过同一地区. 因此在沿主要雨团路径上的各测站的每小时降水量时间演变曲线图(图 2e) 上可以看到有几

个峰值. 例如淮南站在7月6日09时前后和12时前后以及蚌埠站在11时前后和14时前后分别有两个强降雨团通过本站, 因此在降水量时间演变图上也分别在相应时刻出现两个峰值. 图2(a)表示雨带的演变. 从06时至10时, 雨带西段有南压过程. 从06时至16时, 雨带东段有北移过程. 而雨带的中段则位置少变, 从08时至18时一直处于稳定状态. 图2(b)表示7月6日08时至20时的12小时降水量分布图. 由图2(b)可见, 12小时最大降水区呈东北—西南向的带状, 最大降水中心位于安徽北部的淮南市至江苏北部的清江市一带. 12小时最大降水中心的形成, 显然是由于在该地区雨带位置稳定少变以及雨团路径相对集中所造成的.

2.3 雨团的传播及雨团强度的增幅

图3表示从111°E至120.5°E各主要雨团位置随时间的演变图. 每个小圆点表示不

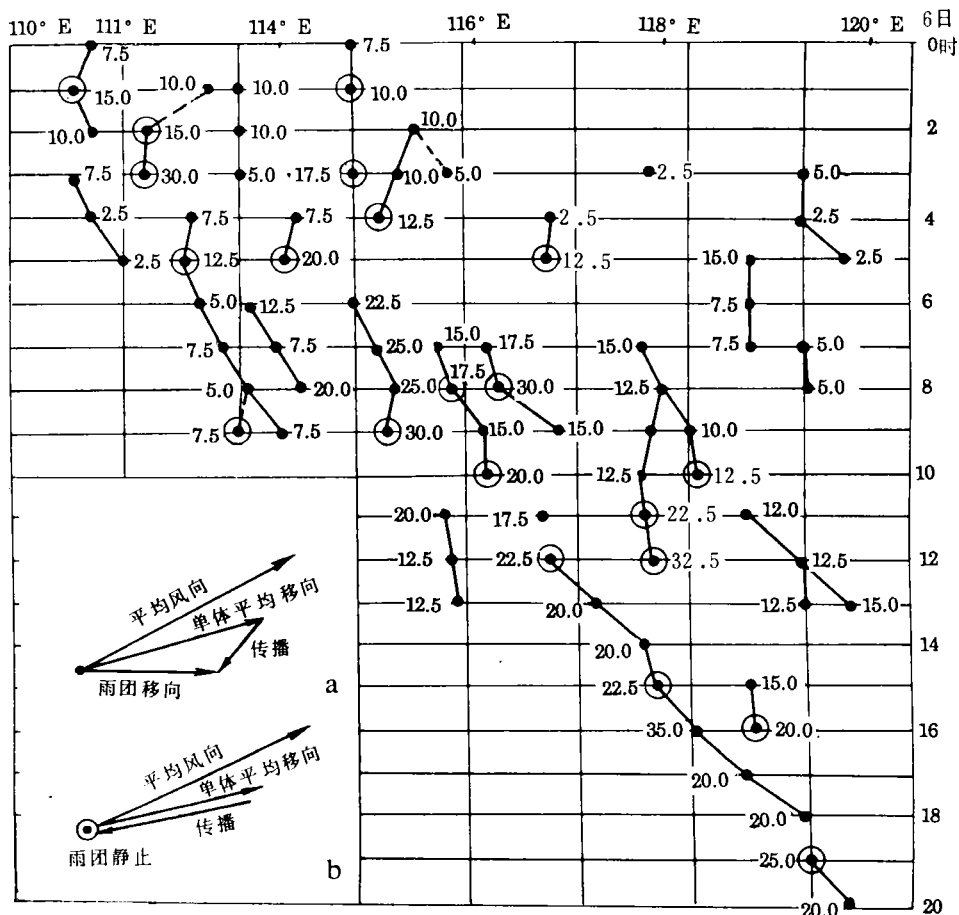


图3 1991年7月6日01时至20时从111°E至120.5°E的各主要雨团位置随时间的演变图(小圆点表示雨团所在经度, 旁注数字表示降水强度(mm/h). 双圆点表示因准静止或西移而造成降水强度增幅的雨团. 左下角小图表示引导气流速度及传播速度与雨团移动速度关系的示意图)

同时间雨团所在的经度.小圆点旁的数字表示降水强度(mm/h).雨团的移动大致有三种情况:第一种情况是随时间向东位移;第二种情况是位置不变,即雨团基本静止;第三种情况是朝西位移.同时,雨团不仅有位移,还有由新陈代谢所引起的传播过程.传播可以发生在雨团的东侧,也可发生在西侧.一般来说,雨团的运动是由引导气流速度与传播速度的矢量和所决定的(如图3左下角小图a所示)^[2].当传播速度与引导气流相反时,雨团便可能产生静止或逆引导气流移动(如图3左下角小图b所示).雨团的静止或西移与降水增幅有密切的联系.在本例中90%左右的雨团降水强度增幅都发生在当其静止或西移的情况下.因此降水的局地增幅也与雨团的这种传播特性有关.

3 地面风场的中尺度特征

图4表示7月6日01时和09时的地面风场(a)、地面涡度场(b)和散度场(c).由图4(a)可见,7月6日01时,在安徽、江苏一带均为偏东风和东南风,而在其以西的地区则均为偏北风和西北风.在这种较大范围的气流分布下,由于地形的影响,造成了一些中尺度风场特征.首先,由于皖南山地和大别山、桐柏山等地形的阻挡作用,在这些地区形成了弱风区,并在强、弱风区之间形成了一条正涡度带.与此同时,在江汉平原上,因地形平坦,仍保持强的偏东风.夜间来自东部山地的山风对江汉平原上的东风也可能有加强作用.另一方面,在江汉平原西部,由于西北风越过鄂西山地后增强,加上来自西部的山风对西风的加强作用,在湖北中部便形成了一条东、西风之间的中尺度辐合线.在地面涡度场和散度场上分别有一个正涡度中心和辐合中心与之配合.05时左右辐合线演变成一个辐合点,并逐渐向东北方向推移.同时安徽西部的正涡度中心及辐合中心逐渐向西北方向推移.08时左右,两个正涡度中心合并,一个中尺度气旋开始形成.然后中尺度气旋逐渐加强,并向东北方向移动(图见下页).

4 中尺度气旋与降水的关系

4.1 中尺度气旋中降水的分布

根据上述降水量场和中尺度风场的分析,可以看出在这次降水过程中,最初发生在湖北中部和鄂、豫、皖交界处附近的降水主要是与地面中尺度辐合线、切变线和正涡度带及辐合区相联系的.而当中尺度气旋形成后,降水则主要是和中尺度气旋相联系的.在中尺度气旋中,与一般中纬度低压一样,降水主要发生在气旋的暖式切变、冷式切变和波顶附近^[3].在气旋的冷区和暖区中有时也有少量雨团发生.

作为一个例子,让我们来看7月6日10时的情况.图5给出了该时刻的地面降水量场、风场、涡度场、散度场以及涡度和散度的1小时变量场.从这些图中可以看出,主要雨带发生在中尺度气旋东部的暖式切变上,最强降水发生在中尺度气旋波顶的东北侧附近.同时,在中尺度气旋的冷式切变上及冷区中,以及在暖区中也都有降水发生.降水在中尺度气旋中的上述分布特征可以用图6所示的概念模型表示(图6见下节).

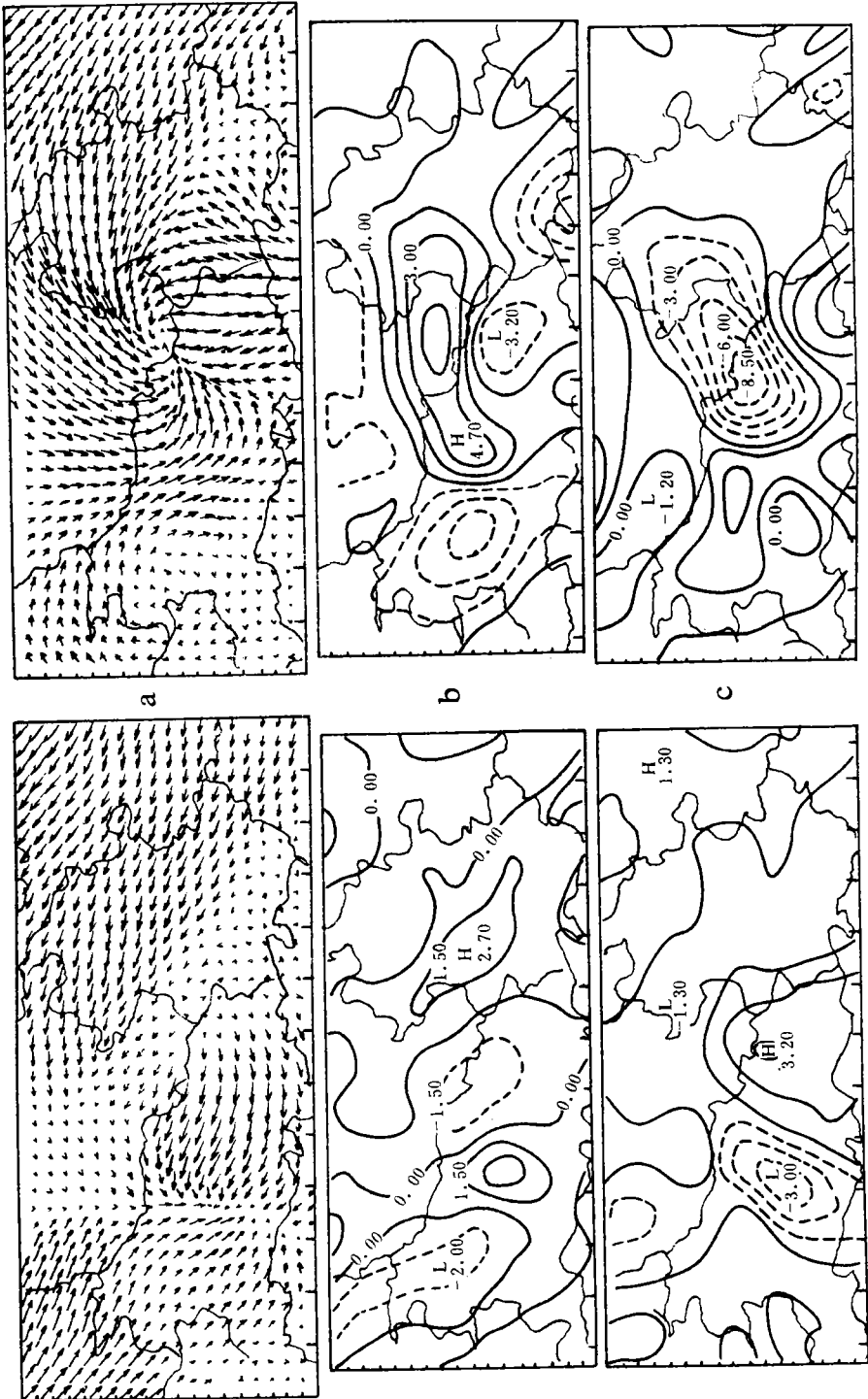


图4 1991年7月6日01时(左)和09时(右)的(a)地面风场(b)地面涡度场($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)
(c)地面散度场($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

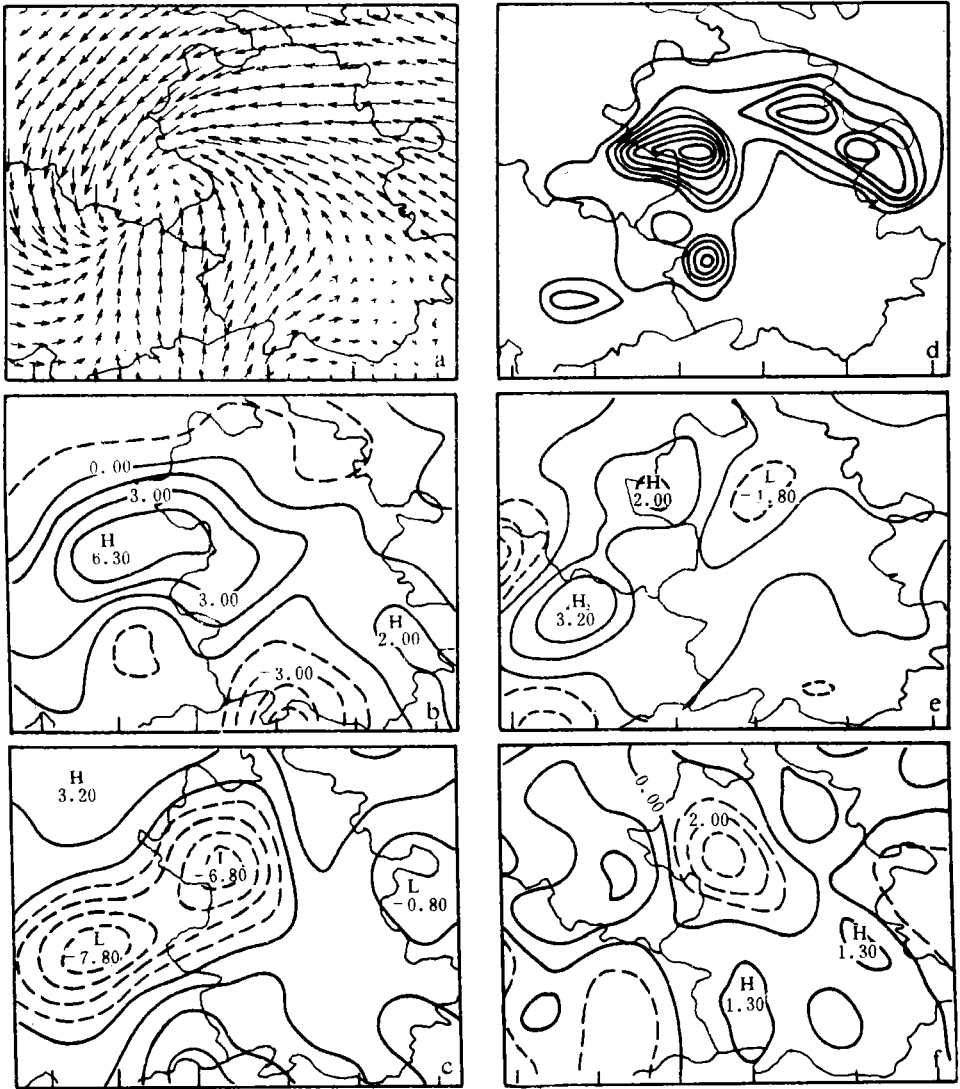


图5 1991年7月6日10时的地面要素和物理量场(a)风场 (b)涡度场($\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$)
(c)散度场($\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$) (d)1小时降水量场(mm/h)(说明同图1)
(e)1小时涡度增量场($\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$) (f)1小时散度增量场($\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$)

4.2 中尺度气旋的结构、移动对降水量局地增幅的影响

上述降水量场的诸多特点造成了降水量的局地增幅,而这些特点的形成与中尺度气旋的结构和移动特征有紧密的联系。

最强降水发生在气旋波顶附近是由于在这一部位上有最强的气流辐合和水汽通量辐合。在7月6日10时,辐合中心还和1小时辐合增量中心以及1小时涡度增强中心相配合,说明地面中尺度气旋还在进一步增强,气旋中心附近的辐合和水汽通量辐合也在进一步增强,这是有利于对流强烈发展的。所以在这一部位上,降水强度有时高达60mm/h,同时,其它部位的降水强度要小得多,一般只有10--20mm/h或更小。但是在气旋波顶附近

的强降水的降水强度似乎是周期性振荡的,即每隔 2—3 小时有一次明显增强.例如在 09 时、12 时、16 时、以及 20 时,分别有一次降水增强过程.与此相对应,在这些时刻或前一刻,都有一次水汽通量辐合量的增强过程.说明气流辐合和水汽通量辐合与降水强度变化有紧密联系.

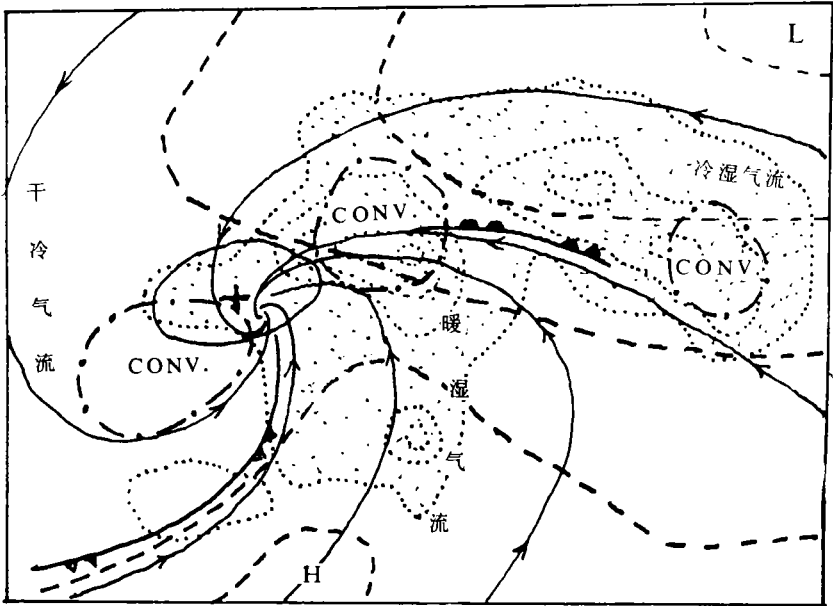


图 6 中尺度气旋中降水分布的概念模型(箭头线为流线,阴影区为降水区,conv.表示辐合中心,+表示正涡度中心,虚线为等 θ_e 线,H,L分别表示 θ_e 的高值和低值区)

其次,在气旋中心的西南侧存在一个辐合中心,有利于产生涡度正变量,从而有利于气旋中心向西南方向移动.事实上,在 10 时至 11 时,气旋中心确实产生西退.虽然多数情况下气旋主要受高空气流的引导而向东移动,但是上述逆引导气流方向的运动,使气旋东移速度减缓.这种作用有利于对流系统产生逆引导气流方向的传播.

第三,从 7 月 6 日 08 时至 16 时左右,在安徽北部沿淮河一带,等 θ_e 线的密度显著增大,即有显著的锋生(图略).这个锋生带与气旋的暖式切变线相配合,其位置十分稳定.主要降水带与锋生带相对应,所以雨带的位置也十分稳定.

中尺度气旋中心的路径与主要雨团的路径十分一致,并且与暖式切变线的走向也大致相同.暖式切变线的位置在南北方向变化很小,因此雨带便集中在一个狭窄地带之内,主要雨团的路径也集中在同一个狭窄的地带之内.从而造成降水量的局地增幅.

5 结 论

通过上述对地面要素场的详细分析表明,中尺度雨带的位置稳定,雨团路径集中,以及雨团的逆引导气流传播并导致静止对流是造成降水量局地增幅的直接原因.降水区和降水带的形成与中尺度辐合线、切变线以及中尺度气旋有十分密切的关系.降水可出现在中尺度气旋的不同部位上,在气旋波顶附近的降水有较强的对流性,其强度受到水汽通量

辐合强度的影响. 由于锋生带的稳定、气旋中心及暖式切变的移动都集中在一个狭窄地带内, 从而导致降水带的稳定、雨团路径集中等特征.

参 考 文 献

- 1 寿绍文. 中尺度天气动力学. 北京: 气象出版社, 1993. 235—239.
- 2 寿绍文, 杜秉玉, 肖稳安等. 中尺度对流系统及其预报. 北京: 气象出版社, 1993. 99—104.
- 3 Browning K. A. et al. The structure of rainbands within a mid-latitude depression. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 1973, **99**: 215—231.

A MESO- β SCALE ANALYSIS OF A HEAVY RAIN PROCESS IN CHANGJIANG-HUAIHE RIVER BASIN

Shou Shaowen Li Shenshen Lin Kaiping Li Xiaoping

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract

A meso- β scale analysis of the torrential rain process in Changjing-Huaihe River basin on July 6, 1991 has been made by using the dense surface data. The results show that the concentrated paths of meso- β scale rain mass, the steady meso-scale rain band and the distribution of antisteering flow are responsible for the local enhancement of rainfall and the formation of the 12 hour rainfall center. The precipitation is closely related to the surface meso-scale convergence line, meso-scale cyclone and frontogenesis. A concept model is presented to show the precipitation distribution and formation in the meso-scale cyclone.

Key words: Heavy rain; Meso-scale cyclone; Surface weather element field.