

1998 梅雨锋的结构特征及形成与维持*

王建捷

(国家气象中心,北京 100081)

陶诗言

(中国科学院大气物理研究所,北京 100080)

提 要

应用 1998 年 6 月中旬的分析资料,对 1998 年 6 月 16~17 日暴雨时段的梅雨锋结构及梅雨锋的形成与维持进行了诊断分析,确认了暴雨发生时期梅雨锋结构的一些普遍特征,如在对流层低层表现为 θ_{se} 锋而不是温度的强烈对比,梅雨锋区是一个低层正湿度带以及风和水汽的辐合带等。同时揭示了 1998 年 6 月暴雨时期梅雨锋结构的典型特征:锋区从近地面可伸展到 600 hPa 层(一般认为梅雨锋只存在于 800 hPa 以下),近乎垂直,略向北倾;锋区 900 hPa 以下是一个大气弱对流不稳定区,向上气层变为潮湿中性直至 400 hPa,等 θ_{se} 线基本上呈垂直分布;锋区斜压性相当弱等。研究表明,出现强降水时的梅雨锋结构已经变性或者说它是介于温带锋面结构和 ITCZ 结构之间的副热带锋系结构。分析还认为,在强盛的南海季风涌和频繁的西风带扰动组配的大尺度有利背景形势下,低层空气的水平运动和地转偏差风对 1998 梅雨锋的形成和维持有明显的正贡献。

关键词:梅雨锋 结构特征 形成与维持

引 言

1998 年夏季,我国长江流域出现了继 1954 年之后又一次全流域性特大洪涝灾害,长江流域的持续性梅雨暴雨是导致洪水发生的直接原因。而持续性梅雨暴雨的出现又是与梅雨锋的形成和维持,梅雨锋的结构和强弱变化等相关联。梅雨锋与一般的锋面(如冷锋、华南静止锋等)不同,早年的研究^[1,2]就指出了这一点。陶诗言等^[3]1957 年的研究发现,梅雨锋与亚洲季风系统有着密切联系。张丙辰^[4]对长江中下游梅雨的研究和丁一汇^[5]对 1991 年淮河流域梅雨的研究进一步表明,梅雨锋在对流层低层主要表现为强烈的湿度对比而不是明显的温度对比,锋区内风的垂直切变很弱。陶诗言等^[6]对 1998 年夏季中国暴雨的最新研究指出,副热带高压、南海季风涌、中高纬冷空气和从青藏高原东移的中尺度对流系统(MCS)等 4 个因子的最佳组配,有利于长江流域出现持续性强降水。那么,在 1998 年有利的大尺度和天气尺度因子组配下的梅雨锋结构是怎样的?具有梅雨锋的哪些一般特征,又有什么典型特征?梅雨锋形成和维持的主要因素是什么?这是全面认识 1998 梅雨暴雨必须回答的问题。本文通过对观测资料的分析和诊断,对上述问题进行了初步研究,该项工作既对 1998 梅雨暴雨的进一步深入研究有益,也可为总结归纳梅雨暴雨天气的预报着眼点提供科学依据。

* 本文由国家基础性重大项目研究计划 G1998040906 资助。

2001-02-21 收到,2001-11-26 收到修改稿。

1 资料和方法

由文献[7]对1998年6~8月长江中下游地区暴雨过程的分析(按照中央气象台降雨过程的标准)可知,1998年长江中下游地区降水范围大,强度强且持续时间长的暴雨和大暴雨过程主要出现在6月中旬至7月底,其中6月12~15日,15~18日,18~22日,连续出现3次大暴雨过程;7月20~26日,28~31日出现2次大暴雨过程。本文选取了6月16~17日(对应于6月15~18日大暴雨过程)作为分析时段,所用的基本资料主要是国家气象中心全球业务模式(T106L19)6h间隔的标准等压面分析场,经过高空、地面(常规和“四大试验”加密)观测资料修正后形成的格点资料(63 km分辨率);也使用了部分NCEP的再分析资料。为突出天气尺度特征,本文在分析中,对15日18:00~17日12:00(UTC,下同)共8个时次(NCEP资料共4个时次)的基本量和诊断量作了时间平均。

本文除直接应用基本量(如,温度 T , 风 u, v , 位势高度 H , 比湿 q 等)资料和NCEP再分析资料中的垂直速度 ω 的诊断结果进行分析外,还计算了诊断量:假相当位温 θ_{sc} 、相对涡度、水平散度、水汽通量、水汽通量散度、温度的水平变化率、地转偏差、总变形(D_{ef})和水平运动锋生函数(F)等。其中,

$$D_{ef} = \left| \left| \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right|^2 + \left| \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right|^2 \right|^{1/2}$$

$$F = - \frac{1}{|\nabla \theta_{sc}|} \left| \left| \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} \right|^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left| \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} \right|^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} \left| \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right| \right|$$

F 的计算采用了文献[8]的计算公式,但用 θ_{sc} 替换了原公式中的 θ 。这种替换是根据广义的锋区定义,以可以描述梅雨锋区强烈的湿度对比特征的量 θ_{sc} 来代表锋区的属性,诊断其梯度随时间的变化,即梅雨锋的锋生过程。

2 梅雨锋的结构分析

2.1 梅雨锋的水平结构特征

1998年6月中旬,梅雨锋在对流层低层表现为强烈的湿度对比而不是明显的温度对比(图略),这一点与一般锋面是显然不同的。由图1a可以看到,30°N附近的长江中下游地区是东亚地区假相当位温(θ_{sc})最密集的地区,在这里存在着一条准东西向假相当位温锋(主要是由湿度对比引起),有两个 θ_{sc} 大值中心(约362 K)位于锋面南侧的江南一带,而在苏北到黄海则是 θ_{sc} 极小中心(其值仅为321 K)。说明此时北方干空气与南方湿空气正好在长江中下游交汇对峙。这种特征与以往的分析^[4,5]是吻合的,对流层低层 θ_{sc} 锋的存在是梅雨锋的普遍特征,1998年也不例外。

从250 hPa和850 hPa等风速线的分布可以看到(图略),1998年6月梅雨锋位于高空急流中心出口区右侧、低空急流轴左侧,同时也是介于高空急流轴和南亚高压脊线之间。来自西西南方向的低空气流从孟加拉湾经中南半岛北部流向我国,与另一支从南海南部向北伸展的偏南气流在江南到华南一带汇合。水汽通量的计算结果表明,1998年6

月中旬,长江中下游梅雨区的水汽输送主要来自于西西南方向(孟加拉湾),偏南方向(南海)为一个次要通道(图1b),从这两个通道输送到我国江南到华南的水汽量可达 $23 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。显然,这两个通道也是低层热量和动量的输送通道。1998年7月“二度梅”期间低层流场的分布也有类似的这样两支气流^[9]。依据涡度、散度、水汽通量散度的计算,梅雨锋区所在之处,对流层低层(850 hPa)是一个正相对涡度带(图2a),且这个正涡度带向西南延伸,与西南低空急流轴走向吻合,位于其左侧;在长江中下游地区,该正涡度带基本上对应着一个很清楚的低层辐合(高层辐散)带,但两者在南北位置上略有一点儿位相差,低层辐合(高层辐散)带偏南约150 km,与梅雨锋雨带位置更加匹配(图2b,c),并且与低层水汽辐合带也是吻合的(图2d)。上述结果显示,长江中下游梅雨区不仅有区外水汽的不断输送,更重要的是水汽在梅雨区得到了集中。

2.2 梅雨锋的垂直结构特征

2.2.1 对流稳定性

从1998年6月16~17日平均的 θ_{se} 和比湿的经向(116°E)垂直剖面图(图3)不难看出,在30°N附近,比湿和 θ_{se} 水平梯度相当明显,以比湿或 θ_{se} 水平梯度最大的区域来定义的梅雨锋区下界面和上界面分别位于31.0°N和28.7°N附近,锋区南北宽约260 km;锋区从近地面可伸展到600 hPa层(一般认为梅雨锋只存在于800 hPa以下),近乎垂直,略向北倾。梅雨锋区两侧温差很小,仅可见到微弱的温度北低南高(850 hPa以上)或北高南低(850 hPa以下)(参见图5a),近地面北高南低的温度分布是由于梅雨锋区北侧大陆地区冷气团强烈变性的缘故。1998年6月中旬低层梅雨锋区温度微弱的北低南高特点与以往的分析是一致的。图3还显示,在较厚的大气层中等 θ_{se} 线基本上呈垂直分布,梅雨锋区900 hPa以下是一个大气弱对流不稳定区,向上层变为潮湿中性直至400 hPa,这是由于对流不稳定能量释放所引起的强上升运动,造成大气上下强烈混

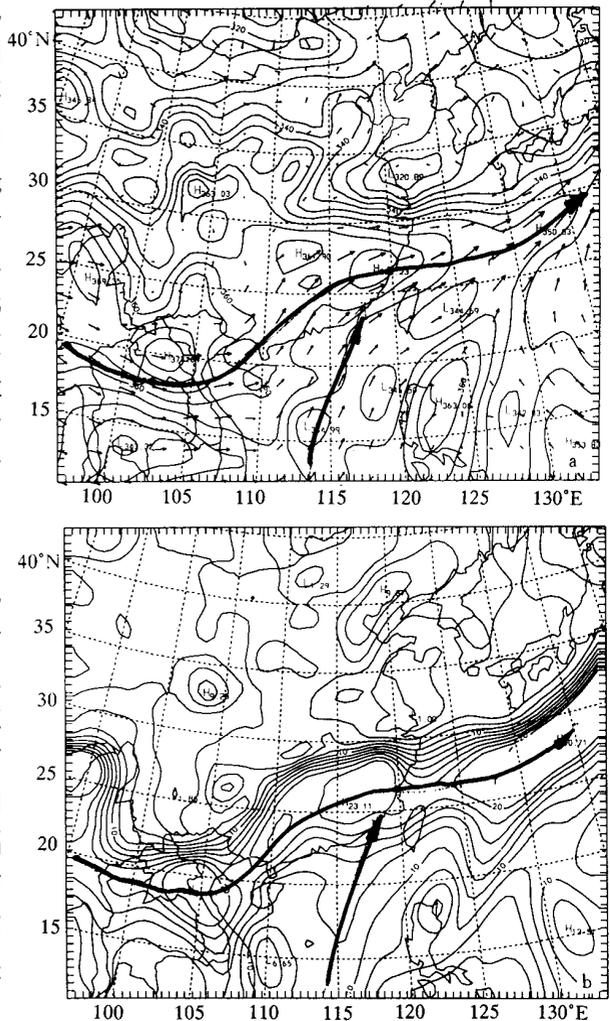


图1 1998年6月16~17日平均的850 hPa θ_{sc} (K) 和风矢量分布(a), 850 hPa水汽通量($\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$) (b) (图中带箭头的粗实线表示低空急流轴)

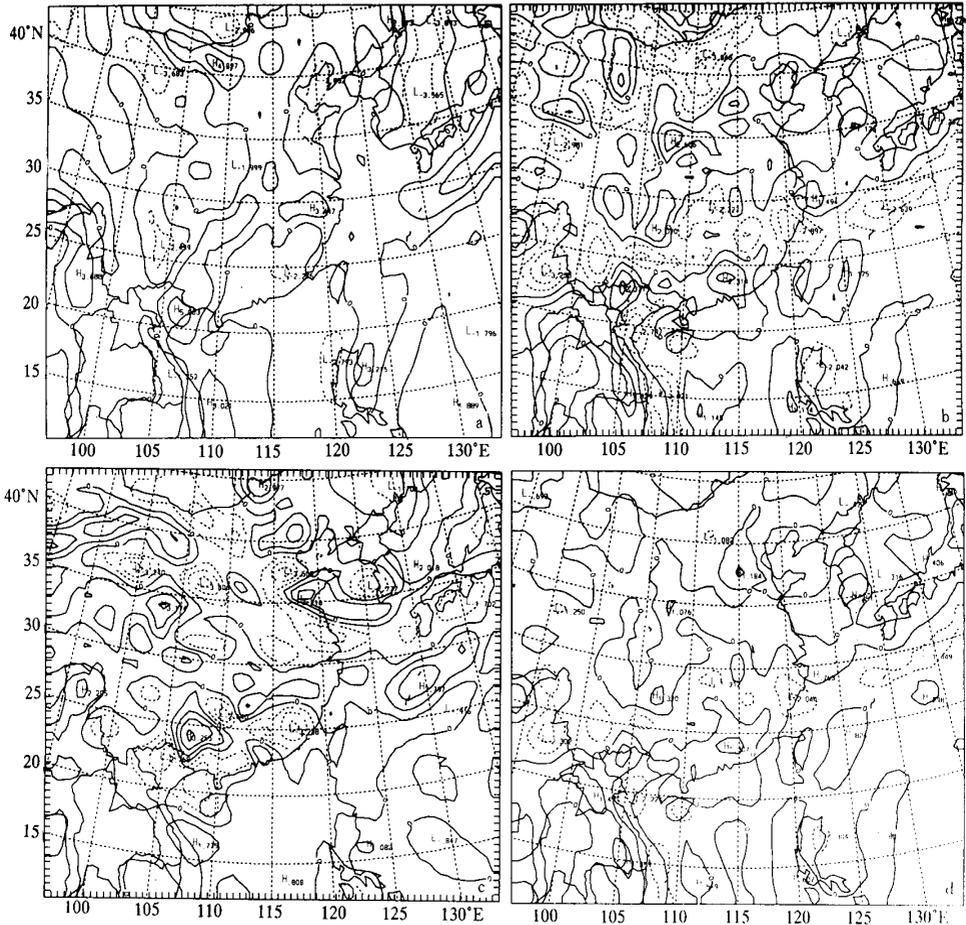


图 2 1998 年 6 月 16~17 日平均的 850 hPa 相对涡度(10^{-5}s^{-1})(a), 850 hPa 散度(b), 250 hPa 散度(10^{-5}s^{-1})(c)和 850 hPa 水汽通量散度($\text{kg} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)(d)分布

合的结果。图中比湿的垂直分布清楚地表明,梅雨锋南北两侧的空气存在明显的湿度差别,锋区北侧空气较干,而锋区南侧是深厚的湿舌。在梅雨锋北侧的大陆气团中,同样低空层结是对流不稳定的,其上空 500~600 hPa 为 θ_{sc} 低值区域。与梅雨锋相对,在梅雨锋暴雨区南面的热带气团中,低空 θ_{sc} 甚高,在其上空(700~500 hPa)为 θ_{sc} 最低值(因这里空气非常干燥),这个区域低层虽然是对流不稳定的,但由于上空是下沉气流(参见图 5),故对流不能够发展。还注意到,24°N 附近,750~500 hPa 层内也存在较清楚的空气干湿对比(北湿南干,或者说 θ_{sc} 水平梯度),这是沿副高北缘伸至长江中下游的空气湿舌,在暴雨区因对流而向垂直方向扩展所致(图 3)。

2.2.2 涡度、散度场垂直分布

沿 116°E 作涡度经向垂直剖面图(图 4a),由图可以看到,1998 年 6 月中旬,整个梅雨锋区(600 hPa 以下)均为正涡度区,其上为负涡度区;正涡度中心位于 800~850 hPa 之间,其值可达 $5.6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$,负涡度中心出现于 200 hPa,大小与正涡度中心值相当。正

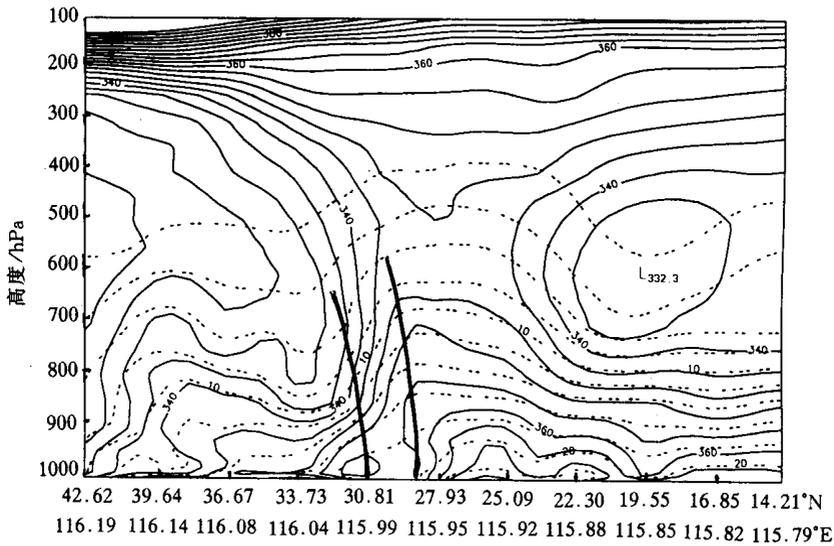


图3 1998年6月16~17日平均的 θ_{sc} (K)和比湿($g \cdot kg^{-1}$)沿约 $116^{\circ}E$ 的经向垂直分布
(图中的粗实线为梅雨锋区上、下界)

涡度随高度的微弱北倾与梅雨锋区随高度的北倾相一致,且与其北部高空急流涡度场的明显北倾形成对照。这一点与华东中尺度天气试验合成分析显示的梅雨锋涡度随高度明显北倾的结果不大相同^[4],但与1991年江淮大暴雨的分析结果比较接近^[5]。

同一垂直剖面上(图4b)的散度分布显示,梅雨锋区位于低层辐合、高层辐散区,虽然辐合(辐散)中心与正(负)涡度中心所处高度基本相同,但位置偏南约150 km(参见图4a),也就是说两者存在一定的南北位相差。在 $20^{\circ} \sim 45^{\circ}N$ 的对流层上部(400~200 hPa),可以见到正负相间、呈波状分布的散度中心;然而,唯有梅雨锋区和梅雨区所在区域,低层才有明显的辐合,并对应着高层辐散。事实上,梅雨锋区位于辐合区(600 hPa以下)的边缘,辐合在梅雨暴雨区(即梅雨锋区南侧,紧挨着锋区上界面的地方)最强,辐合中心位于850 hPa附近,600 hPa以上空气是辐散的,最强辐散在200 hPa;梅雨锋区内的辐合强度是从锋区上界向下界方向逐渐减弱的。由此可见,只有梅雨锋区和梅雨区,特别是梅雨暴雨区所在地,是大尺度环境下有利于对流发展的低层强辐合而高层辐散的动力配置结构(图4b)。再看水汽通量散度的垂直分布(图4c),在相当大的范围里(南北跨度约30个纬度),除黄河流域极浅薄的近地面层可见到较弱的水汽辐合外,也只是在梅雨锋区和梅雨区,尤其是梅雨暴雨区所在地,低层(700 hPa以下)才有强烈的水汽辐合。也就是说,只是在梅雨锋区和梅雨区大量水汽可以得到有效集中。

2.2.3 风场垂直分布

由东西风和比湿的经向($116^{\circ}E$)垂直分布不难看出,1998年6月中旬梅雨锋区的确实是在高、低空偏西急流之间,高空强西风(分量)达 $58 m \cdot s^{-1}$,中心位于200 hPa,低空西风(分量)在850 hPa和700 hPa各有一个中心,其强度为 $12 m \cdot s^{-1}$ 。强上升运动($-12 \times 10^{-4} hPa \cdot s^{-1}$)出现在低空西风急流轴左侧梅雨锋暴雨区上空500 hPa附近,梅雨锋区内

亦为上升运动,但强度从锋区上界向下界方向减弱,梅雨锋北侧 450 hPa 以下为一致的弱下沉运动,同时低空西风急流轴南侧的副高所在地整个对流层中高层深厚层里的空气亦为一致的下沉运动,最大下沉($6 \times 10^{-4} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)出现在高层 250 hPa,在 600 hPa 附近还有一个次下沉中心(图 5a)。同一垂直剖面上的南北风分布显示(图 5b),在对流层中低层,梅雨锋区两侧南北风对吹,北侧的北风出现在较窄的范围内且对应弱下沉运动;在对流层上层南北跨度相当大的范围内($14^\circ \sim 45^\circ \text{N}$)存在着一致的偏北风,偏北风分量在高空急流处可达 $23 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,而 850 hPa 低空急流处的偏南风分量约为 $8 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,达到了偏西分量的 $2/3$,说明低空急流确实是一支西南急流。

结合图 5a, b 中水平和垂直运动的分布,不难看出,与梅雨锋相联系,存在一支横越低空急流的经向垂直环流,梅雨锋区处于该垂直环流的上升支,上升气流从低层梅雨雨带所在地倾斜上升(在偏南风作用下略向北倾)至 500 hPa 以后逐渐南倾上升,直到高空 200 hPa 附近完全转向南吹,在 18°N 附近(也即高空东风急流附近)下沉,至低层后再折向北穿越低空西南急流,从而构成了一个北面上升南面下沉的垂直反环流。这支经向垂直反环流的上升运动与高空急流锋环流的上升运动是融合的,且最强上升运动所在高度(500 hPa)低于垂直反环流最大下沉所在高度(250 hPa),这与 1991 年江淮大暴雨的情况有所不同(参见文献[5]中的图 4.7,与梅雨锋相联系的经向垂直反环流的上升运动与高空急流锋环流的上升运动有所分离,两者相距约 300 km;上升运动和下沉运动极值中心分别在 400 hPa 和 700 hPa)。

从图 5 还可以看到这样一个事实,与周围其它地区相比,梅雨锋区内无论东西风还是南北风,其垂直变化都是很弱的,而水平变化却是相对明显的,这暗示梅雨锋区的斜压性可能是较弱的。为此,我们分别计算了等压面上的温度沿 x 和沿 y 方向的水平变化率以及 $\partial(v/u)/\partial p$,用以定量分析梅雨锋区的斜压性。计算结果表明,整个梅雨锋区内温度的水平变化非常小,在 x 方向的变率介于每 100 km - 0.1 ~ - 0.6 $^\circ\text{C}$,在 y 方向的变率比 x 方向的变率稍明显一些,但也只有每 100 km - 1.0 ~ 1.0 $^\circ\text{C}$,同时 $\partial(v/u)/\partial p$ 介于 - 0.2 ~ 0.2 之间,可认为是接近于 0,也就等于说等压面上水平风风向的垂直变化亦很小(图略)。定量分析肯定了 1998 年 6 月梅雨锋区斜压性相当弱(或者说具有相当正压性)的特点。分析表明,明显的风水平切变同时弱的风垂直切变是梅雨锋区别于一般锋面的比较显著的结构特点之一,弱斜压性可能也是暴雨时期梅雨锋区的一个典型特征。

3 梅雨锋的产生和维持

1998 年夏季,长江流域梅雨锋在对流层低层主要表现为明显的湿度对比,它实际上也是两种气团交锋的界面。文献[6]中的大尺度分析表明,1998 年夏季的两度梅雨期间,在中高纬对流层中层都是“双阳”形势,鄂霍次克海阳高西南侧的西北气流中有多次冷空气东南移侵入长江中下游,与此同时副高西侧的暖湿气流也向长江中下游输送。在这样的大尺度背景下,1998 年 6 月中旬对流层低层 30°N 附近(梅雨锋形成之地)存在一个明显的带状风场变形区,变形场伸展轴为东西向,与等 θ_{se} 线几乎平行,它们之间的交角远小于 45° (见图 6a 并结合图 1a)。此时,低层由北方(大约 500 ~ 600 km 处)流入梅雨锋区的气

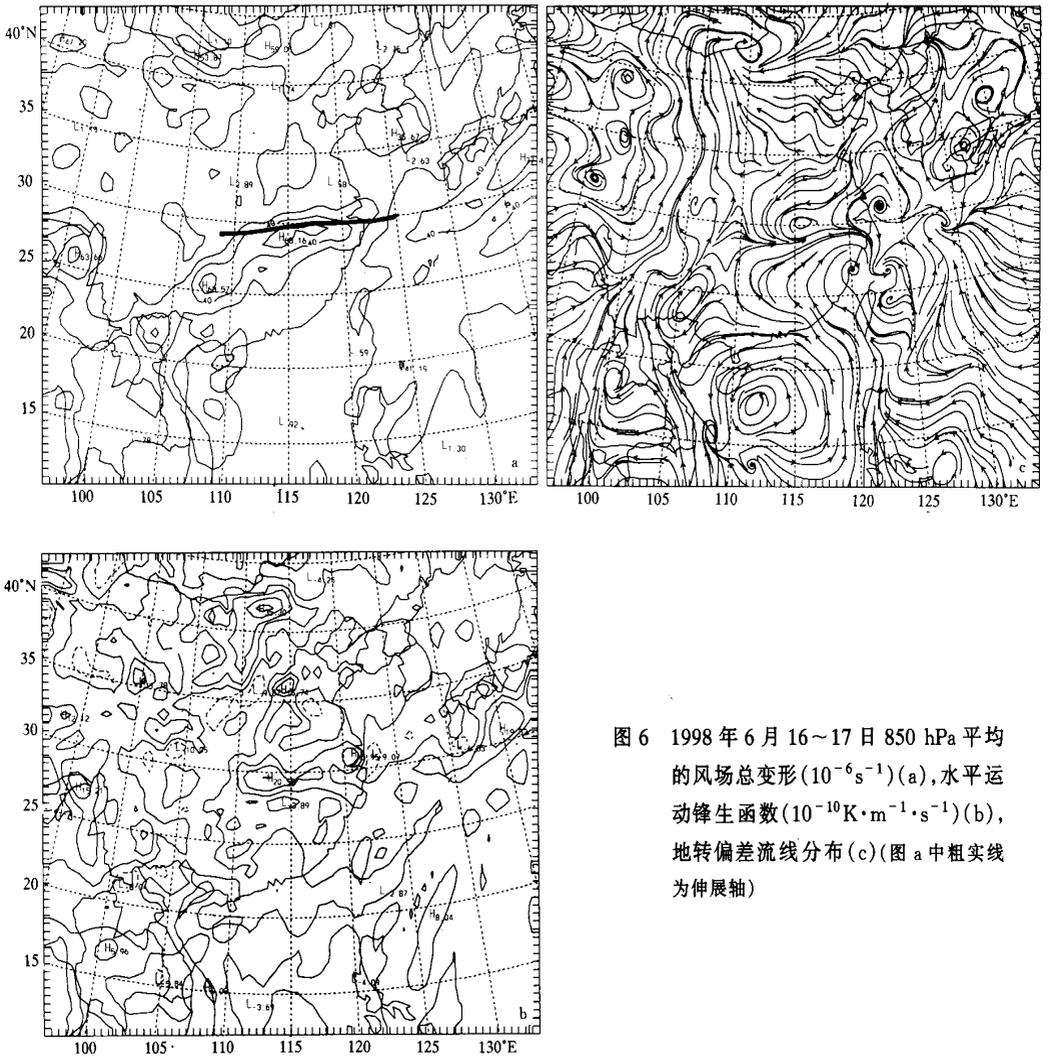


图6 1998年6月16~17日850 hPa平均的风场总变形(10^{-6}s^{-1})(a),水平运动锋生函数($10^{-10}\text{K}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)(b),地转偏差流线分布(c)(图a中粗实线为伸展轴)

流是来自于对流层中层(由北方槽携带的)比较干冷的空气,干冷空气由于下沉增温和南移过程中的变性,使它与季风涌带来的气流之间的温度差异变得非常小而主要是湿度差别(参见图5)。这样一来,在变形风场的作用下,30°N附近空气的湿度梯度显著加强,或者说等 θ_{sc} 线明显变密,从而形成了梅雨锋。

1998年夏季长江流域的洪涝主要是由持续性梅雨暴雨引发的,也就是说1998年长江流域梅雨锋具有明显的持续性特征。什么因素使1998年夏季梅雨锋维持呢?分析认为,文献[6]指出的强盛南海季风涌和频繁西风带扰动的组配是梅雨锋能够维持的大尺度关键因素(参见文献[6]中的图3.8.1)。因为这种背景形势可使不同属性的南北方空气持续相遇在长江中下游一带。从运动学的角度来分析,这种形势下低层空气的水平运动对梅雨锋生是有正贡献的。图6b给出的是850 hPa层水平运动锋生函数(F)的计算结果,可以看到,梅雨锋区完全处于水平运动锋生区内($F > 0$),并且一个带状分布的 F 大

值区恰恰位于长江中下游地区,说明长江中下游地区低层的等 θ_{se} 线在水平流场作用下有变密趋势,或者说 θ_{se} 水平梯度在这一地区趋于加大。也即表明低层空气的水平运动对梅雨锋锋生有明显的正贡献或者说对梅雨锋有维持和加强作用。

在强盛的南海季风涌和频繁的西风带扰动组配的大尺度环流背景下,1998 年梅雨锋区持续性降水所释放的凝结潜热也可能对梅雨锋的加强和维持是有正反馈作用的。一些研究发现,凝结加热可在降水区附近激发附加的垂直环流,加强低层辐合、高层辐散,使风场出现明显的非地转特征。从 1998 年 6 月 16~17 日平均的低层地转偏差计算结果来看(图 6c),梅雨锋附近存在一条明显的地转偏差风辐合线,低空急流所在地为地转偏差南风,其北侧是地转偏差北风,两者在 30°N 附近汇合。这种非地转气流分布(可产生变形作用)显然是有利于梅雨锋锋生或锋面维持的,同时地转偏差南风还对低空西南急流有加强作用,这对梅雨锋的维持也是有正贡献的。

4 小 结

本文应用 1998 年 6 月中旬的观测资料,对 1998 梅雨锋的结构及梅雨锋的形成与维持进行了诊断与分析,得到以下几点初步结论:

(1) 1998 暴雨时期梅雨锋的结构具有梅雨锋结构的一些普遍特征:在对流层低层表现为 θ_{se} 锋而不是温度的强烈对比;梅雨锋区是一个低层正涡度带以及风和水汽的辐合带;梅雨锋区内存在明显的风水平切变及弱的风垂直切变等。

(2) 1998 暴雨时期梅雨锋的结构还有其典型特征:锋区从近地面可伸展到 600 hPa 层(一般认为梅雨锋只存在于 800 hPa 以下),近乎垂直,略向北倾;锋区 900 hPa 以下是一个大气弱对流不稳定区,向上气层变为潮湿中性直至 400 hPa,在较厚气层内等 θ_{se} 线基本上呈垂直分布;锋区斜压性相当弱等。这表明,出现强降水时的梅雨锋结构已经变性或者说它是介于温带锋面结构和 ITCZ 结构之间的副热带锋系结构。

(3) 1998 梅雨锋区位于低层辐合(正涡度)、高层辐散(负涡度)区,辐合(辐散)中心与正(负)涡度中心所处高度基本相同,但位置偏南,两者存在约 150 km 的位相差。在 $20^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 的对流层上部(400~200 hPa),散度中心呈正负相间的波状分布特征,但唯有梅雨锋区和梅雨区,特别是梅雨暴雨区所在地,低层才有明显的辐合与高层辐散相对应,可构成有利于对流发展的低层辐合而高层辐散的动力配置结构。

(4) 与 1998 梅雨锋相联系的经向垂直反环流的上升运动与高空急流锋环流的上升运动是融合的,最强上升运动所在高度(500 hPa)低于垂直反环流最大下沉所在高度(250 hPa),这与 1991 年江淮大暴雨的情况有所不同。1991 年梅雨锋经向垂直反环流的上升运动与高空急流锋环流的上升运动有所分离,且垂直反环流的上升运动极值中心高于下沉运动极值中心所在高度。

(5) 在强盛的南海季风涌和频繁的西风带扰动组配的大尺度有利背景形势下,低层空气的水平运动对 1998 梅雨锋锋生有明显的正贡献或者说对梅雨锋有维持和加强作用;地转偏差风(可能是由梅雨锋区持续性降水释放的凝结潜热所激发)也对梅雨锋的加强和维持有明显的正贡献。

致谢:本文彩图制图得到庄世宇博士的帮助,特此致谢。

参考文献

- 1 顾震潮.论锋面在副热带里的性质和中华华南锋面问题.气象学报,1953,24.
- 2 谢义炳.中国夏半年几种降水系统的分析研究.北京:中央气象局论文集(一),1956.
- 3 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.
- 4 张丙辰.长江中下游梅雨锋暴雨研究.北京:气象出版社,1990.
- 5 丁一汇.1991年江淮流域持续性特大暴雨研究.北京:气象出版社,1993.
- 6 陶诗言,倪允琪,赵思雄,等.1998年夏季中国暴雨的成因.机理和预报研究.第1版.北京:气象出版社,2001.
- 7 国家气象中心,国家卫星气象中心.1998中国大洪水与天气预测.北京:气象出版社,1999.
- 8 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理与方法.第1版.北京:气象出版社,2000.

STRUCTURE AND FORMATION OF MEI-YU FRONT IN 1998

Wang Jianjie

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

Tao Shiyan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract

The structures, formation and maintenance of the Mei-Yu front over the torrential rain period of the middle June 1998 were diagnosed with analysis data. Some general structural characteristics of Mei-Yu fronts are confirmed, such as the strong contrast of θ_{se} rather than temperature, the positive velocity, the wind and moisture convergence over the lower troposphere within the Mei-Yu front zone, etc. Especially, it is revealed that during the torrential rain period, the Mei-Yu front may extend vertically to 600 hPa from the near surface, which is higher than the general thinking of 800 hPa, and the front nearly doesn't tilt with height; the stability conditions of the front zone turn into the moist neutral above 900 hPa from the weak convective unstable under 900 hPa; the baroclinicity is very weak within the Mei-Yu front zone. It is pointed out that the nature of the Mei-Yu front's structures has changed into the subtropical style, something between extratropical fronts and ITCZ during the torrential rain period. The diagnoses also show that horizontal air motions and geostrophic departures over the lower troposphere have obvious positive contributions to the formation and maintenance of the Mei-Yu front in 1998.

Key words: Mei-Yu front Structures Formation and maintenance