

梅雨锋锋生过程的诊断分析

易 兵 乔全明 张 立

(空军气象学院)

提 要

本文分析了一次梅雨锋的锋生过程, 并利用锋生函数和温度平衡方程, 讨论了影响梅雨锋形成和维持的因子。结果表明: 感热加热是使江淮流域低层锋区消失的主要原因, 潜热加热以及水平运动造成的变形是维持梅雨锋存在的重要因素。

关键词: 梅雨锋; 锋生; 诊断分析

一、引 言

梅雨是初夏出现在长江流域和日本地区的重要天气现象。早期的梅雨研究是从季风开始的^[1], 后来从气团和锋的概念讨论梅雨锋的生成、维持和变化^[2, 3]以及梅雨与大气环流变化的联系^[4]。70年代开始, 对于梅雨暴雨产生的条件与物理过程^[5, 6]、梅雨锋的结构^[7, 9]也有过一些研究, 认为梅雨时期中低层的锋区结构是逐渐消失的, Kato研究了1979年5—6月中国大陆上梅雨锋结构的突变^[10]并指出华北平原感热加热是江淮地区低层锋区突然消失的原因, 但对于其它因子在梅雨锋形成过程中的作用以及中高层锋区的维持, 讨论不多。

本文对1981年6月22—30日一次梅雨锋的结构及其锋生过程进行诊断分析, 利用锋生函数和温度平衡方程, 讨论影响梅雨锋形成和维持的因子。

二、资料与分析方法

本文对1981年6月22—30日08时和20时地面和标准等压面上的常规气象要素, 经过客观分析, 得到20—47.5°N、90—127.5°E范围内2.5°×2.5°网格点上的要素值。

P坐标系中的锋生函数F为:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla\theta| = F_H + F_V + F_\omega, \quad (1)$$

其中

$$F_H = \frac{1}{C_p |\nabla\theta|} \left(\frac{p}{1000} \right)^{R/C_p} (\nabla\theta \cdot \nabla H), \quad (2)$$

$$F_v = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \left\{ \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\theta}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right\} \\ - \frac{1}{2|\nabla\theta|} |\nabla\theta|^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right), \quad (3)$$

$$F_\omega = -\frac{1}{|\nabla\theta|} \frac{\partial\theta}{\partial p} \left(\frac{\partial\theta}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right), \quad (4)$$

H 是非绝热加热率, 包括感热加热、大尺度凝结潜热和对流凝结潜热。
视热源和视水汽汇分别为

$$Q_1 = C_p \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{T} + \left(\frac{p}{1000} \right)^{R/C_p} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right] \quad (5)$$

$$= \bar{Q}_R + L(\bar{C} - \bar{e}) - \frac{\partial}{\partial p} (C_p \bar{\omega}' T'), \quad (6)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{q} + \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega} \bar{q} \right) \quad (7)$$

$$= L(\bar{C} - \bar{e}) + L \frac{\partial}{\partial p} (\bar{\omega}' q'), \quad (8)$$

其中 Q_R , C 和 e 分别是辐射加热率, 凝结率和蒸发率 $\bar{Q}_R$ 的值取 6 月份的气候值^[11]。

由 (6)、(8) 式, 有

$$Q_1 = Q_2 + \bar{Q}_R + g \partial F_c / \partial p. \quad (9)$$

因此, 温度平衡方程为

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}}_A = \underbrace{\frac{1}{C_p} (Q_2 + \bar{Q}_R)}_B + \underbrace{\frac{g}{C_p} \frac{\partial F_c}{\partial p}}_C - \underbrace{\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{T}}_D - \underbrace{\left(\frac{p}{1000} \right)^{R/C_p} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}}_E \quad (10)$$

其中, $\frac{g}{C_p} \frac{\partial}{\partial p} F_c$ 以余项给出, 最后, 将计算结果在不同区域内进行了平均, 我们在 $110^\circ - 120^\circ \text{E}$ 范围内取 $30^\circ - 35^\circ \text{N}$ 代表梅雨云雨区(中区)、 $37.5^\circ - 42.5^\circ \text{N}$ 代表温带系统区(北区)、 $22.5^\circ - 27.5^\circ \text{N}$ 代表西南季风控制区(南区)。

三、梅雨锋的演变

1981 年 6 月 22 日, 江淮地区进入梅雨期, 24—27 日, 江淮地区出现了梅雨暴雨, 7 月 3 日梅雨结束, 以后在本文中, 把入梅到江淮地区开始出现暴雨的阶段(22—23 日), 称为梅雨初期, 而把 24—27 日称作梅雨暴雨期。

19 日 20 时有冷空气分裂南下, 地面在华北—西北地区有冷锋向东南方向移动, 锋的强度的演变过程, 可以用图 1 说明, 在 500hPa 及 300hPa 上, 入梅后温度梯度增大, 对流层中高层的较强锋区一直维持到江淮地区暴雨结束, 而在 850hPa 上, 入梅后锋区

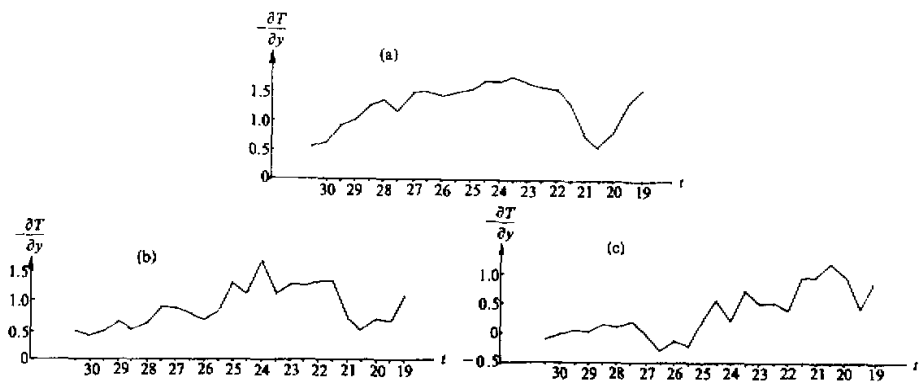


图1 1981年6月切变线附近 110°E — 120°E 纬向平均向北温度梯度的时间演变($^{\circ}/100\text{km}$)

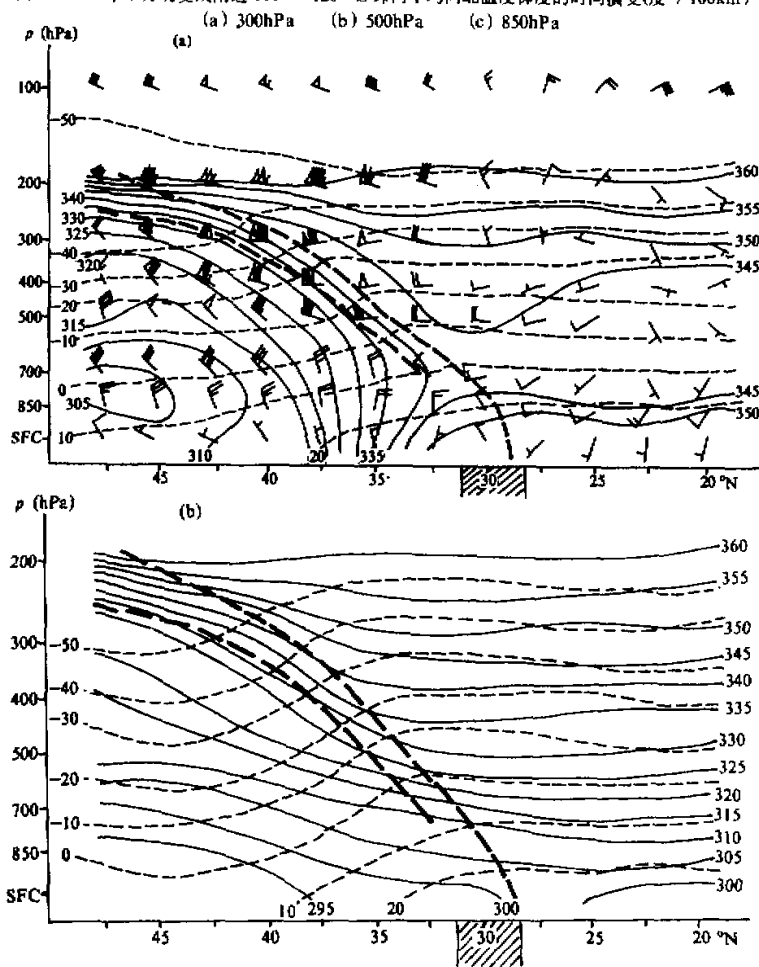


图2 1981年6月22日08时 110°E — 120°E 平均经向垂直剖面

(a) 温度(T)和假相当位温(θ_{se}) (b) 露点温度(T_d)和比湿(q) 其中, 双粗断线表示锋区, 单粗断线表示气旋式切变线, 细实线为等 θ 或等 θ_{se} 线($^{\circ}\text{C}$), 细虚线为等 T 或等 T_d 线($^{\circ}\text{C}$), 底边阴影区表示出现雷暴或降水的范围

强度减小, 进入暴雨期后其强度进一步减小, 甚至出现温度梯度反向的情况。

梅雨初期(图 2), 700—200hPa 存在一个明显的随高度向北倾斜的锋区。在锋区内, 温度梯度和位温梯度都较大, 并且等 θ 线和等 θ_{se} 线近似与锋区平行; 在 700—300hPa 锋的两侧, 风的切变和露点对比较明显。在 850hPa 和地面上, 风切变也很清楚, 但是切变线附近的温度梯度和露点温度梯度都不大, 锋在低层已不明显。

梅雨暴雨期(图 3), 梅雨云雨带北侧的 500—300hPa 仍然存在较明显的锋区。在锋区内温度梯度和露点温度梯度都很大, θ 及 θ_{se} 梯度也较大, 锋两侧的风切变也很明显; 但是等 θ 线不再与锋区平行, 等 θ_{se} 线在 300hPa 以下几乎是垂直的, 表明对流活动很强烈, 在 700hPa 以下的低层, 梅雨云雨带附近仍然有一条切变线存在, 切变线附近

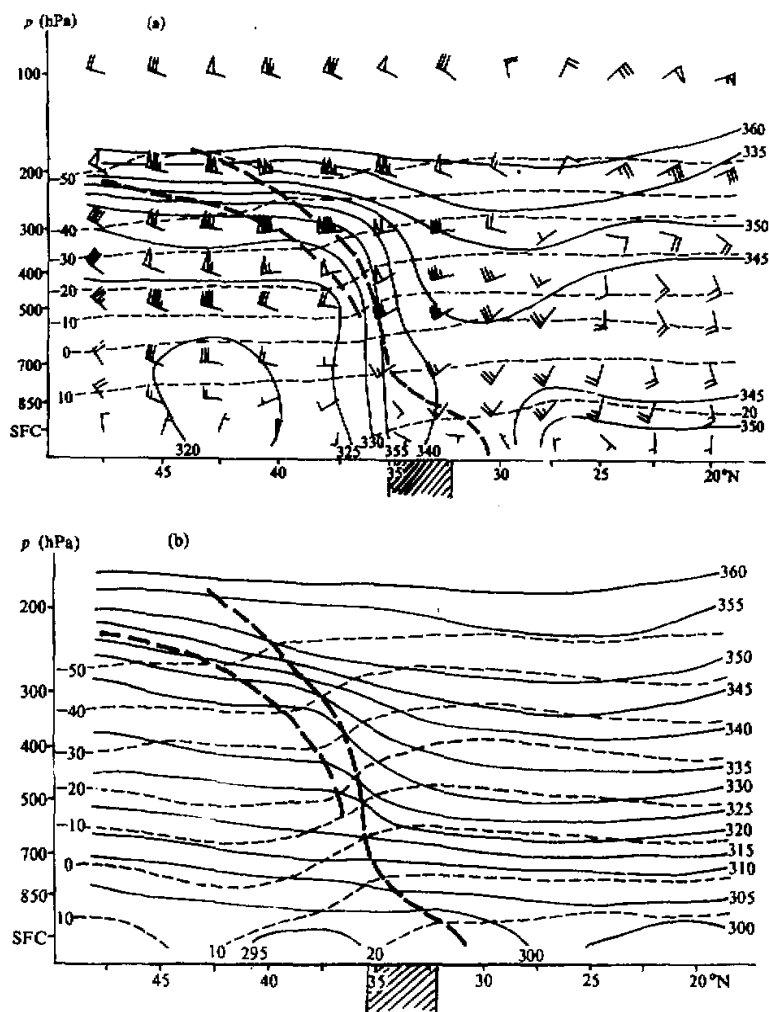


图 3 1981 年 6 月 24 日 08 时 110—120°E 平均经向垂直剖面余同图 2

的露点温度梯度和 θ_{se} 梯度较大;但是,近地面层的风切变已转为暖式切变,温度平流是暖平流,冷锋的残迹已完全消失,并且,低层切变线附近的温度梯度和位温梯度很小,有时切变线北侧的温度比南侧还高,因此,在梅雨暴雨期,对流层低层往往不存在经典意义的大尺度锋区,只存在一条风的切变线。

四、感热加热与低层锋消的关系

我们计算梅雨初期和暴雨期低层的温度平衡,用来说明低层锋的结构转变。

表1 1981年6月850hPa气温变化与平衡(单位: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$)

日期 项目 区 域	22 日					24 日				
	A	B	C	D	E	A	B	C	D	E
北 区	4.02	-0.77	-4.02	2.16	6.65	1.37	-2.65	5.62	-0.50	-1.10
中 区	-1.86	10.01	-10.81	-0.43	-0.63	0.56	-3.72	2.38	1.40	0.50
南 区	-1.46	0.56	2.40	-0.20	-4.22	0.24	-0.57	3.31	-1.20	-1.30

表1是(10)式中各项的计算结果(其中北区取在低层暖脊所在的华北地区,为 110°E — 120°E 、 40°N — 50°N)。在梅雨初期及暴雨期,华北地区低层均有较大的升温率。在梅雨初期,造成华北地区升温的主要因子是下沉运动(E项)和暖平流(D项)的作用,进一步的分析表明,华北地区的暖平流是其西边感热加热的累积结果。为了证明这一结论,我们计算了西北区(102.5°E — 107.5°E 、 40°N — 45°N)的温度平衡,且将温度平流项分为 $D_x = -u\partial T/\partial x$ 和 $D_y = -v\partial T/\partial y$ 两项(表2),可见在梅雨初期,西北地区强烈的涡旋垂直通量辐合(C项,在850hPa主要的贡献者是来自地面的感热加热),除抵消来自北方的冷平流及B项的降温作用外,剩余量加热了低层大气,使东移空气在到达华北地区时就转为来自西方的强暖平流,它足以抵消来自北方的冷平流。

表2 1981年6月850hPa气温变化与平衡(单位: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$)

日期 项目 区 域	22 日						24 日					
	A	B	C	D_x	D_y	E	A	B	C	D_x	D_y	E
北 区	4.02	-0.77	-4.02	4.31	-2.15	6.65	1.37	-2.65	5.62	0.20	-0.70	-1.10
西北区	4.01	-3.12	8.34	0.80	-1.03	-0.98	2.21	0.06	1.05	0.70	-0.35	-0.75

而在梅雨云雨区(中区),梅雨初期是强烈的涡旋通量辐散降温与水汽凝结增温相平衡后的差额使气温下降,暴雨期是涡旋通量辐合升温与下降雨滴的蒸发降温近似平衡,使气温变化很小。

在梅雨云雨带以南(南区),感热加热主要被绝热上升冷却相抵消,使气温变化较小。

在此,在梅雨初期,北区升温率最大,中区降温率最强,从而在低层可使华北地区逐渐出现近似东西向的暖脊,而使梅雨云雨带下方对应一个冷槽;在梅雨暴雨期,北区仍有较大的升温率,中区和南区的升温率很小,因此,低层温度场的这种分布特征仍然能够维持,破坏了低层大尺度锋区的存在,所以,梅雨期低层的锋消可以用感热加热来解释。

五、影响梅雨锋锋生的因素

影响锋生的因子，有各种非绝热过程、水平运动引起的变形和辐合（辐散）、垂直运动的水平分布，定量计算这些因子引起的锋生函数，可以了解它们对梅雨锋的形成和维持有何作用，表 3 是梅雨期的平均锋生情况。

在梅雨初期，北区的 850—700hPa 对流层低层是弱锋消，500—200hPa 中高层有较强的锋生，并且是水平运动项、非绝热项和扭转项共同起作用；而在中区、850—700hPa 的对流层低层有较强的锋消，起主要作用的是非绝热项，因此，在梅雨初期，500hPa 以上的对流层中高层有较强锋生，有利于锋区继续维持和加强，850—700hPa 的对流层低层因有锋消，促使锋进一步减弱，直至完全消失。

表 3 梅雨初期和梅雨暴雨期的平均锋生函数（单位： $^{\circ}\text{C}/100\text{km}\cdot\text{d}$ ）

阶段 P (hPa)	梅雨初期								梅雨暴雨期							
	F		F_H		F_V		F_{ω}		F		F_H		F_V		F_{ω}	
	北区	中区	北区	中区	北区	中区	北区	中区	北区	中区	北区	中区	北区	中区	北区	中区
200	1.06	0.39	0.05	0.03	0.32	0.02	0.69	0.34	-0.49	0.17	0.03	0.07	0.15	-0.11	-0.67	0.21
300	0.48	-0.32	0.55	-0.86	1.69	-0.15	-1.76	0.69	0.76	1.36	0.67	1.81	0.72	0.17	-0.63	-0.62
400	1.37	0.06	0.77	-1.05	1.94	-0.02	-1.34	1.13	0.78	0.47	0.52	0.70	0.36	0.38	-0.10	-0.61
500	0.93	-0.09	0.74	-0.37	1.38	0.12	-1.19	0.16	0.48	0.01	0.28	-0.49	0.22	0.43	-0.02	0.07
700	-0.25	-0.34	0.24	-0.39	0.03	0.12	-0.52	-0.07	0.17	0.12	0.06	-0.26	0.14	0.01	-0.03	0.37
850	-0.07	-0.25	0.19	-0.33	0.07	0.05	0.05	0.03	0.16	-0.11	-0.06	-0.14	0.18	0.04	0.04	-0.01

在梅雨暴雨期，300hPa 以下都是锋生，且中层锋生较强，主要作用项是水平运动项和非绝热项；而在中区，400hPa 以上的对流层中高层为锋生，500hPa 以下的锋生强度很弱，主要作用项是非绝热项和扭转项，因此，在江淮流域梅雨暴雨期，梅雨云雨带北边的对流层中高层锋区，因有锋生而能够继续维持，而在云雨带上空的对流层低层，锋的结构不清楚，锋生强度又很小，使梅雨锋的这种特殊结构在暴雨期内继续维持。

表 3 表明：无论是在梅雨初期还是在暴雨期，非绝热加热对于 500—300hPa 的对流层中高层锋区有较强的锋生作用，而对于 850—700hPa 的对流层低层锋区或切变线有较强的锋消作用，因为感热的作用常常只限于对流层低层，因此这里的 F_H 主要反映了潜热加热的锋生作用，并且，在梅雨初期，大尺度凝结潜热的作用 (F_L) 较大；而在暴雨期，则是对流凝结潜热的作用 (F_c) 较强（表 4），这是江淮地区在梅雨初期主要表现为稳定性的云和降水，而在梅雨暴雨期则主要表现为对流性的云和降水的结果。

在梅雨初期和梅雨暴雨期，水平运动对中高层锋有较强的锋生作用，而对低层锋或切变线有弱的锋生作用，这与梅雨期的水平环流的分布特征密切相关，在梅雨期，对流层的锋区以及暴雨期的低层切变线总是与气旋性切变线和辐合相一致，而这种切变都伴随着伸展轴为准东西方向的变形场，其伸展轴与水平面上的锋或切变线夹角很小，因而这种变形场和散度场对锋有锋生作用，进一步的分析表明，变形场的锋生作用比散度场更大一些。

在梅雨初期，700—300hPa 锋区的下方为强冷下沉气流，锋上为向北斜升的暖气流，锋区附近存在明显的热力直接环流^[12]，这种垂直运动的水平分布使中高层锋区锋消，

表 4 凝结潜热加热造成的锋生函数 (单位: $^{\circ}\text{C}/100\text{ km} \cdot \text{d}$)

阶段 p (hPa)	梅雨初期						梅雨暴雨期					
	F_H		F_L		F_C		F_H		F_L		F_C	
	北区	中区	北区	中区	北区	中区	北区	中区	北区	中区	北区	中区
200	0.05	0.03	0.05	0.03	0	0	0.03	0.07	0.03	0.07	0	0
300	0.55	-0.86	0.24	-0.30	0.31	-0.56	0.67	1.81	0.21	0.67	0.46	1.14
400	0.77	-1.05	0.44	-0.45	0.33	-0.60	0.52	0.70	0.23	0.40	0.29	0.30
500	0.74	-0.37	0.15	0.09	0.59	-0.46	0.28	-0.49	-0.04	0.03	0.32	-0.52
700	0.24	-0.39	0.14	-0.21	0.10	-0.18	0.06	-0.26	0.02	-0.06	0.04	-0.20
850	-0.19	-0.33	0.03	-0.02	-0.26	-0.42	-0.06	-0.14	-0.11	0.02	0.04	-0.21

而对低层锋的影响很小,而在梅雨暴雨期,500—300hPa中高层锋区后方为弱冷下沉气流,前方有自低层几乎垂直上升的强上升气流,这支上升气流与云雨带南边的低层西南气流和高层东北气流组成一个强大的季风环流圈^[12]。这种垂直环流对中高层锋区有锋消作用,而对低层锋或切变线有弱的锋生作用。

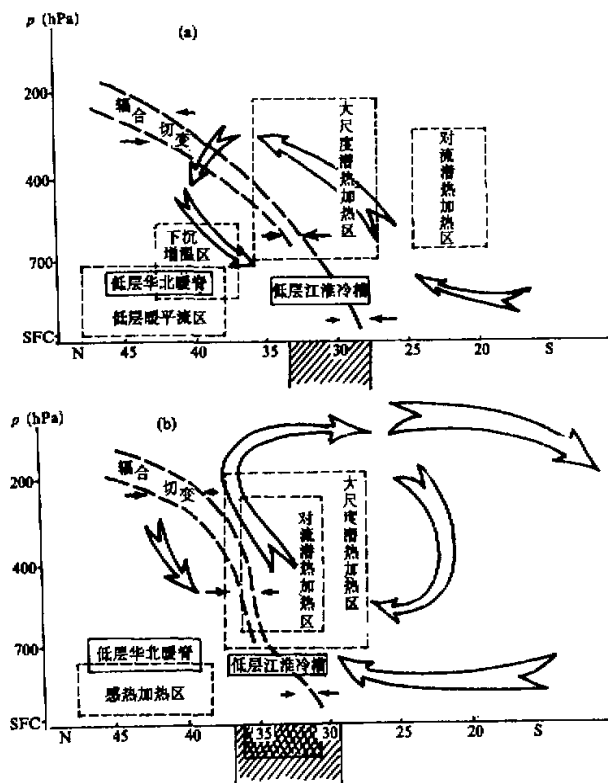


图 4 梅雨锋形成和维持的天气学模式

(a) 梅雨初期 (b) 梅雨暴雨期 其中双粗断线表示锋区,单粗断线表示气旋性切变线,细实线表示锋区附近风的南北分量,粗实线表示经向垂直环流,虚矩形区表示各种加热及其范围,实矩形区表明了低层温度槽脊的范围,底边阴影区表示降水的性质和范围(斜影区为稳定性降水,重影区为对流性降水)。

六、结 语

本文分析了 1981 年 6 月 22—30 日梅雨锋的演变过程, 并利用锋生函数和温度平衡方程的诊断, 讨论了影响梅雨锋形成和维持的因子的作用。

在长江流域中下游入梅前, 对流层存在明显的大尺度锋区; 入梅后, 对流层中高层仍然存在大尺度锋区, 但低层的大尺度锋区很快减弱、消失。

综合上述分析, 可概括出梅雨锋的形成和维持的天气学模式(图 4)。

在梅雨初期(图 4a), 西北地区的强感热加热以及华北地区暖平流和下沉增温, 有利于低层在华北地区形成暖脊, 在江淮地区形成冷槽, 促使低层锋区减弱和消失, 潜热加热对维持中高层锋区起主要作用, 水平运动造成的变形场和辐合场也有利于中高层锋区的维持, 经向垂直环流是一个围绕锋区的热力直接环流, 它对中高层锋区起破坏作用。

在梅雨暴雨期(图 4b), 感热加热的分布仍然有利于华北暖脊和江淮冷槽的维持, 维持中高层锋区的主要因素仍然是潜热加热, 但对流潜热在潜热加热中的比例已转为最大, 其主要加热区已北移到江淮流域, 水平运动仍然有利于中高层锋区的维持, 经向垂直环流主要表现为一个强大的季风环流圈, 它不利于中高层锋区的维持。

因此, 对形成和维持梅雨锋上层有锋、下层无锋的特殊结构起主要作用的因子是感热加热和潜热加热。

致谢: 承蒙陶诗言先生提出许多有益建议和修改意见, 特表谢意。

参 考 文 献

- [1] 竺可桢, 1933, 东南季风与中国之雨量, 中国地理学报, 创刊号。
- [2] 么枕生, 1939, 中国中部的静止锋及其在两湖盆地发展的波动, 气象研究所集刊, 13, No.1.
- [3] 张丙辰, 1949, 中国气团之交绥与中国天气, 气象学报, 20, 27—39.
- [4] 陶诗言等, 1958, 东亚的梅雨与亚洲上空环流变化的关系, 气象学报, 29, 119—134.
- [5] 孙淑清, 祖国庆, 1980, 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用, 大气科学, 4, 327—337.
- [6] 章名立、李维亮, 1979, 梅雨锋上暴雨的形成条件, 中国科学院大气物理研究所集刊, 7, 科学出版社, 97—103.
- [7] Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971, Characteristic features of "Baiu front" associated with heavy rainfall, *J. Met. Soc. Japan*, 49, 267—281.
- [8] 邱炳焕, 丁一汇, 1979, 1973 年我国梅雨时期的环流结构, 中国科学院大气物理研究所集刊, 7, 科学出版社, 23—32.
- [9] 杨金锡, 1982, 江淮梅雨切变线结构分析, 安徽气象, No.1, 3—11.
- [10] Kato, K., 1985, On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China Continent in late May of 1979, *J. Met. Soc. Japan*, 63, 20—35.
- [11] Katayama, A., 1967, On the radiation budget of the troposphere over the Northern Hemisphere (III). Zonal cross-section and energy consideration, *J. Met. Soc. Japan*, 45, 26—39.
- [12] 张 立、乔全明、易 兵, 1987, 1981 年入梅前后东亚大尺度环流的演变, 空军气象学院学报, 第 2 期, 56—66.

DIAGNOSIS OF FRONTOGENESIS OF MEIYU FRONT

Yi Bing, Qiao Quanming and Zhang Li

(*Air Force Institute of Meteorology*)

Abstract

In this paper, the equations of temperature balance and frontogenesis function are used to analyze the frontogenesis of Meiyu front and the factors of affecting the formation or the maintenance of Meiyu front. It is found that the sensible heating is the main factor for the frontolysis of the front in the lower troposphere, and the latent heating as well as the deformation by horizontal motion is the important factor for the maintenance of the Meiyu front.

Key words: Meiyu front; Frontogenesis; Diagnosis.