

一次暴雨过程与环境流场关系的数值模拟

李毓芳

(杭州大学地理系)

提 要

本文用一个中尺度 10 层湿模式,对美国中西部一次暴雨过程进行了数值模拟。

通过分析每三小时的预报结果,对暴雨过程中非热成风的变化、高低空急流强度的演变以及它们与降水的关系作了初步探讨,并以湿地转调整观点初步解释了这些现象。最后计算了环境流场气流的三维轨迹。

分析结果表明:

1. 垂直环流强度的变化是决定降水大小的关键,而影响垂直环流变化的物理过程是雨区上空的非热成风调整过程。正是这个调整过程维持和加强了雨区上空的上升运动,从而使暴雨维持和加强。高空急流、偏北风低空急流、垂直侧向环流及降水量的变化等,都是调整过程的表现或结果。

2. 在整个暴雨过程中,调整变化未能达到热成风平衡,致使雨区及其北侧上空的正侧向环流始终存在。此外,在预报的第 12 小时后,调整的结果曾一度使垂直环流、降水和偏北风低空急流大大加强,这情况可用湿地转调整观点加以解释。

3. 质点的三维轨迹表明,在天气尺度背景下,暴雨区上空迭加了一个中尺度流场,低空是辐合上升区,高空为辐散区。这从另一角度证实了暴雨过程中垂直环流的存在,与过去许多诊断分析的推断一致。

一、引 言

近十多年来,人们对暴雨的研究做了许多工作^[1,2]。人们逐渐认识到,许多暴雨的发生发展都与中尺度系统有关。但是,对这些系统的发生发展机制,以及它们和天气尺度环境流场的相互作用,还了解甚少。

本文利用美国宾州大学 Anthes-Warner 的中尺度 10 层湿模式,对 1979 年 4 月 25 日 00 时—26 日 00 时美国中部的一次暴雨过程进行了初步的数值试验。有关模拟结果与实况比较部分,已另有讨论^[3,4],这里不再复述。本文着重分析在暴雨发生发展过程中,高低空急流、地转偏差、降水量等的演变情况,试图分析暴雨及其环境流场的相互关系。

二、模式简介

我们所用的模式是有限区 10 层细网格湿模式。具体方程组可参看文献[3]。从物理

意义上讲,模式考虑了一个简单参数化的边界层和一个简单的深积云对流参数化方案。边界层方面考虑了整层的摩擦效应。

关于对流参数化方案,与 Anthes 和 Keyser^[5] 所用方案相同,主要考虑在一个气柱中,当对流云顶超过一定高度,同时水汽的净水平辐合超过一定数量之后,就要发生深积云对流;这时假设气柱的凝结加热仅由积云对流引起,而且假设气柱总的对流加热 $\int_0^{P_c} LC^* dP$ 与净水汽辐合以及气柱的平均相对湿度成正比 (C^* 为凝结率, P_c 为地面气压)。关于对流加热在气柱中的垂直分布,则由一个一维的权重系数 $N(P)$ 来确定^[5,6]。本文所用的 $N(P)$ 分布是宾州大学 SESAME 小组 1981 年所作的试验方案之一,如图 1 所示。

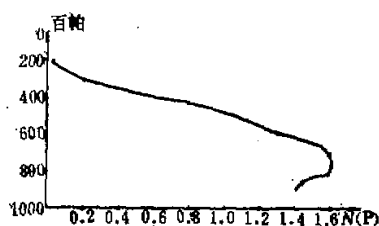


图 1 $N(P)$ 分布曲线

在考虑深积云对流加热的同时,还考虑了与它同时存在的水汽垂直湍流通量的辐散,即 $\frac{\partial \overline{\omega'q'}}{\partial P}$, 对气柱水汽变化的作用^[6],有关公式及参数与文献[4]相同。

本模拟采用 σ 坐标,水平格距为 90 公里,水平格点数为 41×41 ,时间步长 $\Delta t = 180$ 秒,垂直积分高度为地面到 100 百帕。初始风场采用整个气柱平均无辐散风场,温度用实测场。

三、模拟结果

根据上述方案,我们对 1979 年 4 月 25 日 00 时—26 日 00 时发生在美国中西部的一次暴雨过程进行了初步的模拟。从每 3 小时的预报结果,可看到降水强度的演变、环境流场的变化以及气流的轨迹。

(一) 个例概况

这次暴雨过程,是在一股冷空气随西风槽的东移发展南下,相应地冷暖锋锋生的天气尺度背景下发生的。降水过程分为两个阶段,第一阶段为强对流降水,发生于 25 日 03—15 时期间(参考文献[7]图 1a、2a)。第二阶段为冷锋降水,发生于 25 日 23 时—26 日 06 时期间,12 小时降水量超过 40 毫米。

如文献[7]所述,降水的环境流场有三支气流: 1)冷气流,在高空表现为西南风急流,在近地层表现为偏北风低空急流; 2)湿气流,表现为低空的偏南风急流,在对流层中层的暖干气层下向北滑行; 3)中层的暖干气流,表现为 500—700 百帕间的偏西气流,形成一个抑制低空潜在不稳定湿气流的“暖盖”^[8]。降水发生在暖盖边缘,低空湿急流的出口处(参见文献[6]中的图 3b)。

(二) 模式预报概况

1. 低空急流与降水的演变

图 2 下半部为预报的 3 小时降水中心值的直方图。由图可见,模式预报出两个雨峰,与实况一致。但第一个雨峰比实况推迟了约 6 小时,与另一次试验结果^[9]相比,这个误差起因于初值场不够精细。第二个雨峰发生的时间与实况一致,但降水量偏大,估计是由于对流参数化方案中加热的垂直分布函数 $N(P)$ 不够合理所致。

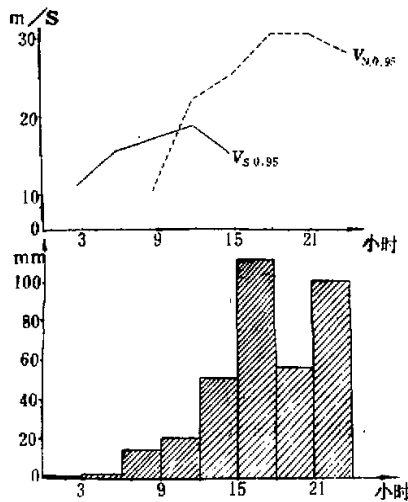


图 2 每 3 小时降水预报与 $\sigma = 0.95$ 面上偏南和偏北风低空急流中心风速 (米/秒)

$V_{S0.95}$ 为偏南风急流风速, $V_{N0.95}$ 为偏北风急流的风速。

在降水落区方面,可清楚看出降水区发生在沿中层暖干气流的边缘(图略),这与天气实况非常一致^[7]。

从 12 小时的预报图上可见(参见文献[3]的图 6b), 偏南风湿低空急流和偏北风低空急流的预报与实况很接近。

图 2 上的曲线为 $\sigma = 0.95$ (≈ 955 百帕) 面上这两支低空急流中心最大风速的演变曲线。由图可见, 偏南风低空急流(实线)的发展与减弱均比偏北风低空急流(虚线)早约 6 个小时, 它在最初 12 小时内不断加强, 由第 3 小时的 10 米/秒增至第 12 小时的 18.5 米/

秒,然后逐渐减弱消失——尽管降水量还在继续加大;可见它与后期的暴雨无甚关系。另一方面,偏北风低空急流则从预报的第6小时以后才发生发展起来,到第18小时达最大,中心风速超过30米/秒,然后逐渐减弱。

在第9—15小时期间,两支急流造成低层辐合较强,相应的降水也较大。偏北低空急流的强烈发展,与后期的降水关系较大。从下面的分析将看到,它与高空急流入口区正侧向环流的加强密切相关。

2. 雨区北的高空急流及其下的侧向环流

图3为300百帕12小时的流场预报。由图可见,在雨区(图中△处为雨区中心)北缘

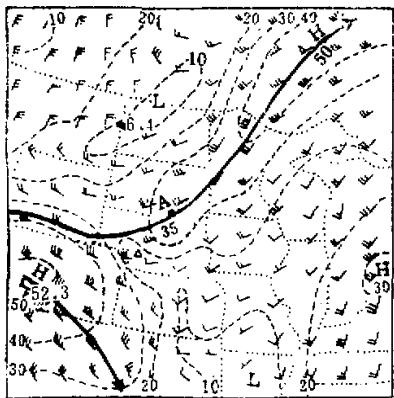


图3 1979年4月25日12时300百帕风场预报图
粗实线为急流轴,虚线为等风速线(米/秒),风矢每一旗杆为10米/秒。

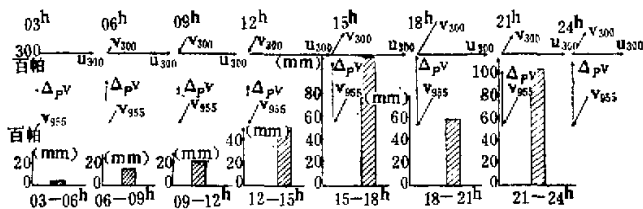


图4 雨区及其北缘上空垂直侧向环流示意图
03^h、06^h、...24^h分别为第3、6、...24小时预报结果,直方图为每3小时的降水量(毫米)预报。

上空(图中A点),有一个高空急流中心,其风速为35米/秒,它是在第9—12小时期间新生的。根据后来的干模式对比试验结果表明^[4],这个急流中心的发展加强直接与降水引起的潜热加热有关。

图4为模式预报的雨区及其北缘上空每3小时的垂直侧向环流,以及相应的高空急流强度和3小时降水量。高空急流强度用固定点A上300百帕的 u 分速 u_{300} 表示,线段长与风速大小成正比, x 方向取初始场上高空急流轴的方向。侧向环流的上、下分支和强度分别用A点的300百帕和955百帕上的 v 分速 v_{300} 、 v_{955} 以及它们之差 $\Delta_P v = v_{300} - v_{955}$ (代表 $-\frac{\partial v}{\partial P}$)表示,因为 $\Delta_P v \propto -\frac{\partial v}{\partial P}$,而 $-\frac{\partial v}{\partial P}$ 代表 x 方向的涡度分量,即表征侧向环流强度的量。

由图中 u_{300} 的演变可见,雨区北侧上空300百帕高空急流,在预报的第12小时之前一直不断加强,到第12小时达最大,然后随着急流中心向东北移动而逐渐减弱。

比较图4中的 $\Delta_P v$ 和降水直方图可见,在预报的最初12小时, $\Delta_P v$ 较小,即正环流强度不大,相应期间的3小时降水量均在20毫米以下;到第15小时, $\Delta_P v$ 增为第12小时的七倍(数字见表1),相应的12—15小时的降水也比前增大了近两倍,达50毫米以上;当预报的第15—18小时 $\Delta_P v$ 达最强时,这期间的降水也达最大,超过100毫米;到第21小时, $\Delta_P v$ 减弱,说明雨区的上升速度减小,相应18—21小时降水量也减至60毫米左右;到了第24小时, $\Delta_P v$ 再度增强,相应的降水又增至100毫米左右。

综上所述,在预报的最初15小时里,偏南低空湿急流的加强以及南、北两支低空急流的辐合对降水有一定作用;而偏北风低空急流可看成是雨区上空正侧向环流的低层分支(以 v_{955} 代表),随着正侧向环流的加强而加强;特别值得注意的是,在整个降水过程中,降水强度的变化与相应的侧向垂直环流强度的变化是一一对应的,这说明垂直环流的强度是决定降水强度的关键,因此必须找出影响垂直环流变化的物理过程。

(三) 地转调整过程的分析

现在让我们考察一下雨区上空垂直环流的演变是如何造成的,它与地转调整过程有什么联系。

根据热成风平衡调整理论^[4],可把基本方程分解为平流变化和调整变化两部分,当取沿急流轴方向为 x 轴时,可得到 y 方向的运动方程:

$$\left. \frac{\partial v}{\partial t} \right|_{\text{平流}} = -v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial P} \quad (1)$$

$$\left. \frac{\partial v}{\partial t} \right|_{\text{调整}} = -f(u - u_g) \quad (2)$$

$$\left. \frac{\partial v}{\partial t} \right|_{\text{总}} = \left. \frac{\partial v}{\partial t} \right|_{\text{平流}} + \left. \frac{\partial v}{\partial t} \right|_{\text{调整}} \quad (3)$$

将(1)–(3)式分别对 P 微商,可得:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{\text{平流}} = -\frac{\partial}{\partial P} \left(-v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial P} \right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{\text{调整}} = -f \left[\left(-\frac{\partial u}{\partial P} \right) - \left(-\frac{\partial u_g}{\partial P} \right) \right] = -fu'_r \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_a = \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{\text{平流}} + \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{\text{调整}} \quad (6)$$

其中 $u'_r = -\frac{\partial u}{\partial P} - \left(-\frac{\partial u_g}{\partial P} \right)$ 为急流轴上的非热成风分量。

根据模式每 3 小时的预报结果, 计算了 300 百帕和 955 百帕的 v 分速之差 $\Delta_P v$, 它代表 300 百帕高空急流以下的侧向垂直环流的强度。再根据每 3 小时的 $\Delta_P v$ 计算出 $\Delta_P v$ 的变化, 它代表由平流和调整共同引起的侧向环流强度变化的倾向, 即(6)式中的

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_a$$

此外计算了 300 百帕和 955 百帕的 u 分速之差 $\Delta_P u$ 和 u_g 分速之差 $\Delta_P u_g$, 它们分别代表高空急流以下的流场热成风 $-\frac{\partial u}{\partial P}$ 和地转热成风 $-\frac{\partial u_g}{\partial P}$; 根据(5)式可计算出由调整过程

引起的侧向环流强度的变化倾向 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{\text{调整}}$, 然后根据(6)式便可分析侧向环流演

变的因子。上述各量的计算结果如表 1 所示。

必须指出, 在本个例中, 雨区始终处于高空急流入口区的右侧, 因此从定性分析便可知, 平流变化总是引起雨区北侧的流场热成风减小, 即

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial u}{\partial P} \right) < 0;$$

又由表 1 可见, $\Delta_P u_g > \Delta_P u$, 即地转热成风大于流场热成风, 所以, 若要达到热成风平衡, 即

$$u'_r = \left(-\frac{\partial u}{\partial P} \right) - \left(-\frac{\partial u_g}{\partial P} \right) = 0,$$

只有靠调整过程造成正垂直环流, 从而使地转热成风减小, 而且要比平流变化引起的流场热成风减小得快, 即满足

$$\left| \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial u}{\partial P} \right) \right| < \left| \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial u_g}{\partial P} \right) \right|,$$

才有可能达到热成风平衡, 此时

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{\text{调整}} = -fu'_r = 0.$$

由计算结果(见表 1)并参考图 4 可见:

1. 由 $u'_r < 0$ 可知, 整个暴雨过程都存在非热成风向热成风调整, 而且由(5)式可知调整变化造成正环流。由 $\Delta_P v \propto \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_a$ 且 $\Delta_P v > 0$ 看出, 在整个降水过程中, 在雨区

表 1 物理量的演变情况

时间 (小时)		03	06	09	12	15	18	21	24
V_{300} ($m \cdot s^{-1}$)	u	25.0	27.9	26.6	37.5	33.5	31.5	29.5	23.2
	v	0.0	2.0	-7.1	-6.6	10.2	17.5	9.6	11.8
V_{250} ($m \cdot s^{-1}$)	u_g				48.7	45.0	41.2	40.0	38.9
	v_g				-11.2	-9.6	-8.0	-4.2	-2.0
v_{955} ($m \cdot s^{-1}$)	u	2.9	-1.0	-6.0	-4.3	-4.6	-2.7	0.8	-0.8
	v	-0.6	-6.9	-10.1	-10.1	-14.3	-13.7	-15.0	-15.0
v_{255} ($m \cdot s^{-1}$)	u_c				-15.5	-15.5	-15.4	-15.1	-12.6
	v_c				-3.9	-5.6	-7.2	-7.7	-3.4
$\Delta P = 955 \text{ 百帕} - 300 \text{ 百帕}$ $\Delta P u_T = (u_{100} - u_{955}) - (u_{250} - u_{255})$ ($m \cdot s^{-1}$)					-22.4	-22.4	-22.4	-26.2	-26.5
$\Delta P v = v_{300} - v_{955}$ ($m \cdot s^{-1}$)		0.6	8.9	3.0	3.5	24.5	31.2	24.6	26.8
$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_a \Delta P = \frac{1}{\Delta t} (\Delta P v_{t+\Delta t} - \Delta P v_t)$ ($\times 10^{-4} m \cdot s^{-1}$)			7.7	-5.5	0.5	19.5	6.2	-8.6	2.0
$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_a \Delta P = -f u_T \Delta P$ ($\times 10^{-4} m \cdot s^{-1}$)					22.2	22.2	22.2	24.4	20.5

上空始终维持上升运动,这说明在这十多个小时内,调整变化还未能将平流变化产生的非热成风消除,未达到热成风平衡,而这正是使暴雨维持的机制。

2. 由(6)式可知,总的环流强度的变化 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_a$ 是由平流和调整共同造成的,只有当 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_a$ 使得垂直环流总是向减弱的方向发展,才能最终达到热成风平衡。由表 1 可见,虽然 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{调整}$ 总是正的,但 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_a$ 却有正有负。这说明,当 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_a > 0$ 时,平流引起的流场热成风加速

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{平流} < 0 \right)$$

比调整引起的热成风加速 $\left(\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{调整} > 0 \right)$ 要小,因此使得正环流增强,如图 4 中 9—18 小时、21—24 小时的情况;当 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_a < 0$ 时,情况相反,因而平流和调整的结果,使正环流减弱,如图 4 中 18—21 小时的情况。在本个例中,由于多数时段内,平

流和调整变化的结果是增强正环流,因此即使在一段时间内 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right) < 0$, 也未能使正环流完全消失。即,在整个暴雨过程中,调整变化尚未达到热成风平衡。由此可见, $-\frac{\partial v}{\partial P}$ 和 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_s$ 可作为预报暴雨是否持续和加强的一个很好的指标。

3. 由表 1 可见,在 12—15 小时期间,总的垂直环流变化倾向 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_s$ 达到极大,与 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_{ms}$ 的值接近,也就是说,根据(6)式,在这 3 小时内,调整过程是主要的,且调整的结果大大加强了正侧向环流。

根据湿热成风调整理论^[10],在空气近饱和的上升运动区(如雨区上空),由调整过程引起的温度变化可写为:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \phi}{\partial P} \right)_m = -\frac{C^2}{P^2} \omega - \frac{R}{PC_p} Q_1 \quad (7a)$$

或写成

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \phi}{\partial P} \right)_m = \frac{C_m^2}{P^2} \omega \quad (7b)$$

其中 Q_1 为凝结潜热加热率; $C^2 = \frac{R^2 T}{g} (\gamma_d - \gamma)$; $C_m^2 = \frac{R^2 T}{g} (\gamma - \gamma_m)$; 其它均为常用

符号。将上两式分别对 y 微商并用地转风公式代入,可得:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial u_g}{\partial P} \right)_m = -\frac{1}{P^2} \frac{\partial}{\partial y} (C^2 \omega) - \frac{R}{PC_p} \frac{\partial Q_1}{\partial y} \quad (8a)$$

和

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial u_g}{\partial P} \right)_m = \frac{1}{P^2} \frac{\partial}{\partial y} (C_m^2 \omega) \quad (8b)$$

式(8a)中右端第二项即水汽凝结潜热对地转热成风变化的影响。由于本个例的雨区在高空急流之南,故 $\frac{\partial Q_1}{\partial y} < 0$, 即 Q_1 项的作用是使地转热成风增大。在本个例 $u'_T < 0$ 的情况下,它将使

$$u'_T = \left(-\frac{\partial u}{\partial P} \right) - \left(-\frac{\partial u_g}{\partial P} \right)$$

变小,即 $|u'_T|$ 加大,引起垂直正环流的进一步加强,从而引起暴雨以及垂直正环流和偏北风低空急流的正反馈。另一方面,当经过一段时间之后, γ 将趋向 γ_m , 由(8b)可看出,这时 $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial u_g}{\partial P} \right)_m$ 趋向零,故这种正反馈现象只能在一段时间内维持。对照第 12—15 小时期间, $\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial v}{\partial P} \right)_s$ 的急剧加大,以及 $-\frac{\partial v}{\partial P}$ 、 v_{300} 和 v_{355} 一起加强的情况,与上述理论分析是一致的,是由于湿地转不平衡引起正反馈造成的。

综上所述,这次暴雨过程中,垂直环流的变化,降水的演变,高、低空急流的演变以及非热成风的情况,都可用湿绝热调整过程把它们有机地联系在一起。

(四) 气流轨迹

根据模式预报的流场,计算了起始于高、中、低三层不同质点 24 小时的空间轨迹,试图分析暴雨的环境流场。

图 5a 为起始于 $\sigma = 0.95$ 面上的 21 个质点,其 24 小时轨迹的水平投影。由图可清楚见到低层湿气流北上的情况。从质点所在的高度可知,这支气流在北上过程中略有抬升。然而它们并不能在 24 小时内就由海边到达降水区。能到达的,只是在雨区以南 5—7 个纬距以内的湿空气。因此在这次降水中,水汽的来源主要依靠雨区以南 5—7 个纬距以内湿空气的辐合,以及降水前 2—3 天内由海边北上的湿空气对雨区的增湿。

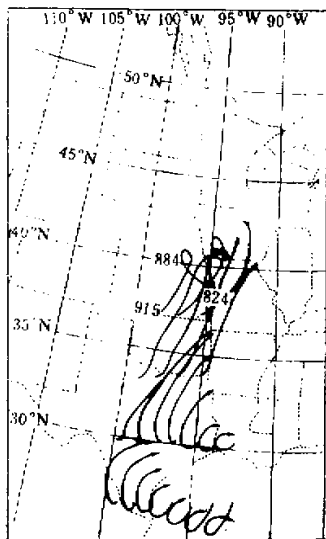


图 5a 起始于 $\sigma = 0.95$ 面上的质点
24 小时轨迹

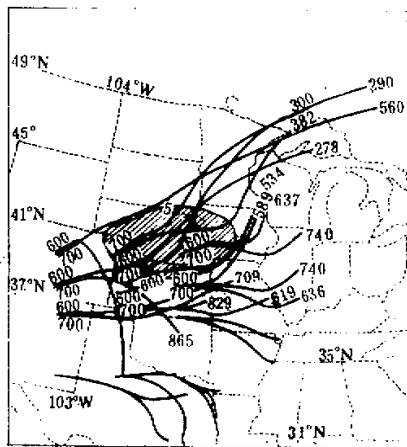


图 5b 起始于 600 和 700
百帕的质点轨迹

由图 5a 还可见,有些质点的轨迹是打转的,如西北角上第一条轨迹,它是由起点为 915 百帕的高度上平移北上到雨区,然后随雨区的上升运动上升,并作逆时针旋转,到第 24 小时时,质点已上升到 824 百帕的高度上。有些质点起始于雨区上空 800 百帕附近(图略),24 小时后可螺旋上升到 558 百帕或更高的高度上。

图 5b 为起始于 600 百帕和 700 百帕的质点轨迹在平面上的投影,它们代表中层的气流情况。图中阴影区为 25 日 00—21 时期间预报的总雨量达 20 毫米以上的地区。由图可见,雨区南面为偏西气流,它们代表中层干暖空气活动的情况,质点在向东移动时向南北散开,略有下沉。联系到低层湿气流向北移动过程中略有抬升的情况,可见中层干暖气流

层是被上下挤压的,因而使暖盖底部的逆温层加强,这对在暖盖下滑行的湿气流起到了抑制位势不稳定的作用。

由图 5b 还可见,起源于雨区上空的质点,多数是上升的,其中有些上升到 300 百帕以上,这说明雨区上升运动很激烈,与前面分析的正侧向环流的存在和加强是一致的。个别质点虽起源于雨区所在地,但当时降水尚未发生,所以有的是处于锋后的西北气流中,向东南下沉;有的处于中层干暖气流中,向东移动。

我们还计算了起源于 $\sigma = 0.22$ 面上气流的轨迹,代表 300 百帕的情况(图略)。所计算的轨迹特点与 300 百帕上的流线特点(参见图 3)极为相近,质点基本上沿等压面平移,以雨区为界,向南北散开。这说明雨区上空的气流是辐散的。

综上所述,起源于高、中、低三层空气质点的轨迹,确实模拟出天气分析^[7]所得出的三支气流,加上低空偏北气流的发生发展,可见,在大尺度流场背景下暴雨区上空迭加了一个低层辐合、高层辐散和深厚上升运动的中尺度流场。

四、小 结

1. 本文所用的中尺度湿模式,较好地模拟了 1979 年 4 月 25—26 日发生在美国中西部的一次暴雨过程。通过每 3 小时的预报结果,可较清楚看到降水强度的变化与垂直正环流的变化一一对应,因而可用雨区上空表征垂直环流强度的 $\Delta p v = v_{300} - v_{500}$ 及其倾向作为暴雨是否维持或加强的预报指标。

2. 通过对模拟结果的分析,可看到整个暴雨发展过程是一个非热成风向热成风调整的过程,高空急流和暴雨的加强,偏北低空急流的发生发展,都是地转调整过程的各种表现。偏北风低空急流本身是正垂直环流的下层分支,随正环流的加强而发生发展。在整个 24 小时预报时段内,调整尚未达到热成风平衡。

此外,通过轨迹模拟以及在湿低空急流减弱消失之后,降水仍不断增大的事实来看,说明在一般暴雨的情况下,雨区的湿度以及上升运动能否维持和加强仍是降水发生发展的根本条件。

3. 三层气流轨迹的模拟表明,三支气流的结构是存在的。同时也证明了,在暴雨区上空,有一个低层辐合、中层上升、高层辐散的流场结构迭加在基本气流之上。

致谢: 本工作的模拟设计与计算均在美国宾州大学完成,是在 R. A. Anthes 教授的指导下进行的。N. Seaman 博士帮助进行程序方面的工作,陈秋士同志曾提出宝贵意见,杨厥正和韩国英同志负责图幅的描绘,特此一并致谢!

参 考 文 献

- [1] 陶诗言、丁一汇、周晓平,大气科学, Vol. 3, 227—238, 1979.
- [2] Panel on Precipitation Process; Atmospheric Precipitation: Prediction and Research Problems, U. S. National Academy Press, Washington, D. C. 1980.
- [3] 李毓芳,杭州大学学报, Vol. 9(2), 219—236, 1982.
- [4] Anthes, R. A. Kuo, Y. W. Benjamin, S. G., Y. F. Li (李毓芳), Mon. Wea. Rev., Vol. 110 (9), 1187—1213, 1982.
- [5] Anthes R. A. and Keyser, D. Mon. Wea. Rev., Vol. 107, 963—984, 1979.

- [6] Anthes, R. A. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 105, 270—286, 1977.
[7] 李毓芳, 杭州大学学报, Vol. 9(2), 207—218, 1982.
[8] Carlson, T. N, et al., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 61, 1018, 1980.
[9] 李毓芳, R. A. Anthes, 初值对中尺度数值模拟的影响(待发表).
[10] 陈秋士, The Instability of Gravity—Inertia Waves and Its Relation to the low-level Jet and Heavy Rainfall, 日本气象杂志, 1982.

INTERACTION BETWEEN HEAVY RAIN AND ITS ENVIRONMENT —A PRELIMINARY MODELING RESULT

Li Yufang

(Department of Geography, Hangzhou University)

Abstract

In this paper, a SESAME-1979 case in the U.S. is simulated by a 10-layer mesoscale model.

Using every 3 hr model output, the variation of ageostrophic wind, the evolution of upper level and lowlevel jets as well as the response of precipitation are simulated. The geostrophic adjustment theory is qualitatively applied to discuss these processes. Trajectories of air parcels originated in lower, middle and upper layer are calculated respectively. The results show that:

1) The variation of lateral vertical circulation over the rainfall region is the key to precipitation. The thermal wind adjustment process over rainfall region is the just physical mechanism relating to the lateral vertical circulation. The adjustment maintains and intensifies vertical motion over rainfall region so that heavy rain is persisted and developed. The variations of upper level jet, low-level jet of northernwind, vertical circulation and precipitation are responded to the adjustment process.

2) During heavy rain period, the adjustment is unable to complete the geostrophic balance, so that the thermally direct vertical circulation over the rainfall region exists through the whole period. Besides, following the adjustment process, the vertical circulation, precipitation and the low-level jet of northern wind are strengthened after 12hr forecast. These phenomena can be explained by the theory of wet thermal wind adjustment process^[10].

3) Three-dimensional trajectories present a mesoscale "pump" circulation over heavy rainfall region, imposing on the synoptic scale environment. This provides the evidence for earlier suggestion derived by many diagnostic analyses.