

500 毫巴湿位势倾向诊断分析和应用*

吴正华 支德先 石林平 白玉荣

(国家气象局气象科学研究所)

(天津市气象台)

提 要

本文用湿位势倾向方程进行诊断分析,表明,湿大气中差动潜热能平流对 500 毫巴湿位势倾向有重要影响。日常业务中计算 500 毫巴层位势倾向,在判断未来低值系统的移动和暴雨落区中,有一定指示意义。

一、引 言

夏半年的天气变化中,水汽是最活跃的因子。产生强对流天气的潜在不稳定能量和水汽密切相关^[1]。谢义炳教授在 50 年代就强调夏季天气分析中必须注意水汽的作用^[2]。最近又指出,由于充沛的水汽加入大气运动之后,湿大气动力学特征与经典的干空气动力学存在很大差异^[3]。李麦村等对热带湿大气运动的热力学和动力学性质所做的尺度分析,也表明潜热释放对于湿热带大气环流有重要作用^[4]。

目前,在暴雨诊断分析中,对水汽作用的讨论,主要有两方面:首先,是从暴雨水汽来源的角度,用水汽收支方程来讨论。二宫和秋山曾指出,在暴雨过程中,当尺度约 1000 公里时,水汽平流远远小于水汽辐合^[5]。刘盎然等指出,暴雨发生之前,水汽平流大于水汽辐合,而在暴雨盛期,水汽辐合才大大超过水汽平流^[6]。这些工作都没有讨论水汽平流对暴雨发生的动力作用;另一方面,是把水汽凝结潜热作为一种外加热源来讨论。对次天气尺度降水系统的诊断分析^[7-8]和数值模拟^[9]表明,水汽潜热对于降水系统的发生有重要影响,地面气旋是在凝结反馈不稳定过程中生成。

在干斜压大气中,差动温度平流对天气尺度扰动的发生发展有重要作用。那末,在湿斜压大气中,除差动温度平流外,差动潜热能平流对湿斜压扰动系统的发生发展又起什么作用呢?本文是通过湿位势倾向方程对华北十一次区域性暴雨个例的诊断分析,指出差动潜热能平流对湿斜压扰动系统的发生发展和移动具有不可忽视的作用。

二、湿大气位势倾向方程

在湿绝热、上升运动条件下,热力学第一定律为

$$C_p \frac{dT}{dt} - \alpha \frac{dP}{dt} + L \frac{dq_s}{dt} = 0 \quad (1)$$

* 本文于 1981 年 2 月 17 日收到, 1981 年 12 月 5 日收到修改稿。

其中, q_s 为饱和比湿, 其他符号同常用。

许多工作^[3-4]对(1)式左边第三项是取 $\frac{dq_s}{dt} \approx \omega \frac{\partial q_s}{\partial p}$, 不考虑局地变化项和水平平流项。但是, 能量天气学研究和实践表明^[1], 在暴雨区及其邻近地区的对流层中、下层, 常存在明显的能量锋区, 这里的比湿水平梯度可达 3—5 克/100 公里·千克, 水汽平流十分明显。在只考虑大尺度凝结时, 由于大尺度垂直速度比水平速度小二个量级, 使得能量锋区附近的 $\vec{V} \cdot \nabla q_s$ 与 $\omega \frac{\partial q_s}{\partial p}$ 的量级相当。因此, 我们取

$$\frac{dq_s}{dt} \approx \vec{V} \cdot \nabla q_s + \omega \frac{\partial q_s}{\partial p} \quad (2)$$

于是, (1)式在等压面上展开, 由状态方程, 并令 $\omega = \frac{dp}{dt}$, 有

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla T + \vec{V} \cdot \nabla \frac{Lq_s}{C_p} - \frac{P}{R} \sigma_m \omega = 0 \quad (3)$$

这里 $\sigma_m = -\frac{R}{P} \left[\frac{\partial T}{\partial p} + \frac{L}{C_p} \frac{\partial q_s}{\partial p} - \frac{RT}{C_p P} \right] = -\frac{\alpha}{T} \frac{\partial T_s}{\partial p}$

为湿大气层结因子。 T_s 为饱和湿静力总温度^[1]。

$$\text{由静力方程} \quad \frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{P} \quad (4)$$

并令 $\chi = \frac{\partial \Phi}{\partial t}$ 为位势倾向, (3)式可改写为

$$\frac{\partial \chi}{\partial p} = \frac{R}{P} \left[\vec{V} \cdot \nabla T + \vec{V} \cdot \nabla \frac{L}{C_p} q_s \right] - \sigma_m \omega \quad (5)$$

引入地转涡度方程

$$\nabla^2 X = -f_0 \vec{V} \cdot \nabla (\xi + f) + f_0^2 \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (6)$$

(5)式乘以 $\frac{f_0^2}{\sigma_m}$, 并对 P 求偏导数, 再与(6)式相加, 得到

$$\begin{aligned} \left[\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma_m} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] X = & -f_0 \vec{V} \cdot \nabla (\xi + f) + \frac{f_0^2}{\sigma_m} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{R}{P} \vec{V} \cdot \nabla T \right) + \\ & + \frac{f_0^2}{\sigma_m} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{R}{P} \vec{V} \cdot \nabla \frac{L}{C_p} q_s \right) \end{aligned} \quad (7)$$

即为湿大气位势倾向方程。

实际大气中, σ_m 值是随高度变化的。为了定性讨论方便, 只取某一厚度层内 (如 500 毫巴—地面或 500—850 毫巴厚度层) 的平均 σ_m 值, 并按平均层结分 $\sigma_m > 0$ (稳定) 和 $\sigma_m < 0$ (不稳定) 两种情况来讨论。

$\sigma_m > 0$ 时, 水汽凝结是大尺度强迫抬升造成的。假定湿大气的位势场和位势倾向场在水平方向呈正弦波分布, 即 $X = X(p) \sin kx \sin my$ (k, m 分别为 x, y 方向波数), 且扰动系统的铅直尺度与对流层厚度相当, 水平方向波动随高度有位相差, 1000 毫巴层到

500毫巴层相差 $\frac{\pi}{2}$, 有 $\frac{\partial^2 X}{\partial p^2} \simeq -\left(\frac{\pi}{p_0}\right)^2 X$, 可以得到

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma_m} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) X = -\left[k^2 + m^2 + \frac{1}{\sigma_m} \left(\frac{f_0 \pi}{P_0}\right)^2\right] X \quad (8)$$

(8)式表明,(7)式左边项与位势倾向 X 的负值成正比。

当 $\sigma_m < 0$ 时,情况比较复杂。我们只讨论水平方向只有纬向波动的简单情形,即 $X = X(p) \sin kx$ 。由于中纬度扰动的特征波长与两层斜压模式中最大不稳定波的波长接近,我们可以假定这种纬向波动的波长等于两层斜压模式的最大不稳定性波长。根据湿斜压大气准地转模式的简单分析^[3],湿斜压最大不稳定波的波数为 $k^2 = \frac{2f_0^2}{(\Delta p)^2 \sigma_m}$ 得到

$$\nabla^2 X = -k^2 X = -\frac{2}{(\Delta p)^2} \frac{f_0^2}{\sigma_m} X = \frac{2}{(\Delta p)^2} \frac{f_0^2}{|\sigma_m|} X$$

而在垂直方向仍有 $\frac{\partial^2 X}{\partial p^2} = -\left(\frac{\pi}{P_0}\right)^2 X$

于是

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma_m} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) X = \left[\frac{2}{(\Delta p)^2} \frac{f_0^2}{|\sigma_m|} + \frac{f_0^2}{|\sigma_m|} \left(\frac{\pi}{P_0}\right)^2\right] X \quad (9)$$

即(7)式左边项与位势倾向符号相同。

实际计算中,满足(1)式成立条件($\omega < 0, q \geq q_s$)的只可能在非常有限的网格点上,而计算的水平范围往往是天气尺度的,很大一部分网格点不满足上述条件。因此,必须对各网格点的位势倾向诊断,按其垂直运动和相对湿度大小,对大尺度凝结过程进行调整,即令

$$\frac{dq_s^*}{dt} = \begin{cases} 0 & \omega \geq 0 \\ \begin{cases} 0 \\ \frac{dq_s}{dt} \left(\frac{X - X_c}{1 - X_c} \right) \end{cases} & \omega < 0 \begin{cases} X_c \geq X \\ X_c < X \leq 1 \end{cases} \end{cases} \quad (10)$$

这里, X 为网格点的相对湿度, X_c 为临界相对湿度。(10)式表示,在下沉运动区,不发生凝结,按干空气位势倾向方程来诊断;在上升运动区,当 $X \leq X_c$ 时,仍按干空气来处理。当 $X_c < X \leq 1$ 时,可以允许空气未达到饱和之前,有部分凝结。(7)式中差动潜热能平流项亦按其相对湿度大小进行调整,即

$$\vec{V} \cdot \nabla \frac{L}{C_p} q_s^* = \begin{cases} 0 & \omega \geq 0 \\ \begin{cases} 0 \\ \vec{V} \cdot \nabla \frac{L}{C_p} q_s \left(\frac{X - X_c}{1 - X_c} \right) \end{cases} & \omega < 0 \begin{cases} X_c \geq X \\ X_c < X \leq 1 \end{cases} \end{cases} \quad (11)$$

同样, σ_m 也进行类似调整

$$\sigma_m^* = -\frac{R}{P} \left[\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{C_p P} + \frac{L}{C_p} \frac{\partial q_s^*}{\partial p} \right] =$$

$$\left\{ \begin{array}{l} -\frac{R}{P} \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{C_p P} \right) = -\frac{\alpha}{T} \frac{\partial T_b}{\partial p} = \sigma_d \quad \omega \geq 0 \\ -\frac{R}{P} \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{C_p p} \right) = -\frac{\alpha}{T} \frac{\partial T_p}{\partial p} = \sigma_d \\ -\frac{R}{P} \left[\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{C_p P} + \frac{L}{C_p} \frac{\partial q_s}{\partial p} \left(\frac{X - X_c}{1 - X_c} \right) \right] = -\frac{\alpha}{T} \frac{\partial T_s^*}{\partial p} \quad \omega < 0 \begin{cases} X_c \geq X \\ X_c < X \leq 1 \end{cases} \end{array} \right. \quad (12)$$

这里, T_b 为干空气静力总温度^[1], σ_d 为干空气层结因子。实际计算表明, 由于 X 接近 1 的区域十分有限, 使得绝大多数网格点的 σ_m^* 值仍为正值。

X_c 的取值, 参照 Gadd, A. J., 等人^[10] 的干湿调整方案, 取 $X_c = 0.5$ 。求 q_s 和 X 值时, 水汽压 e 和 E 按文献^[11] 进行计算。

三、实例计算和分析

1. 计算方法

用(7)式诊断 500 毫巴层位势倾向时, 考虑到我们计算范围(图 1 中粗实线框)的地形条件, 除 40°N 以南、 114°E 以东为平原外, 其余为海拔 500—1000 米的山区和高原, 没有 1000 毫巴资料; 还考虑到目前我国省、市、自治区和专区一级气象台站的资料和计算条件, 为了能在日常暴雨预报业务中定性应用(7)式计算结果, 我们的计算只限于 500—850 毫巴层内。计算网格为 185×142 公里² 的长方形网格。在 β 平面近似条件下, 取 40°N 的 f_0 值, 即 $f_0 = 9.37 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 。(7)式右边第一项中, 只计算相对涡度平流项。(11)和(12)式中的 ω 值用 700 毫巴的 ω 值来代表气柱的平均 ω 。相对湿度用 500, 700, 850 毫巴三层的 X 值平均求得。在 σ_m^* 接近于零时, 表示由于对流输送热量和潜热释放, 层结趋于中性, 降水系统的发生发展与 R_i 数小的湿斜压不稳定相联系, 本文不做讨论。在计算中指定, $-0.5 \leq \sigma_m^* \leq 0$ 时, 按 $\sigma_m^* = -0.5$ 处理; 而在 $0 < \sigma_m^* \leq 0.5$ 时, 按 $\sigma_m^* = 0.5$ 处理。

2. 500 毫巴低涡中的位势倾向

1979 年 6 月 22 日 08 时(北京时间, 下同), 在 500 毫巴等压面上, 从新疆东部有小槽东移。其东移过程中, 与蒙古西部南下的冷空气汇合, 于 23 日 20 时在河套地区形成低涡。24 日 08 时以后, 由于从黄海伸向我国东北地区的高压脊阻挡, 低涡东移缓慢 (见图 1)。地面上, 23 日 08 时从四川东部有倒槽伸向黄河中、下游, 在陕北有一冷锋南下, 12 小时后, 在皖北产生气旋。此气旋沿 700 毫巴气流向 NNE 方向移动, 沿途在鲁、冀、辽产生大暴雨。24 日 20 时前后, 气旋中心与高空低涡中心几乎重合, 形成深厚的气旋, 其地面中心气压达最低值(见图 1 和图 2)。25 日 08 时以后, 气旋在冀东停滞、打转, 于 20 时以后进入渤海, 最后消失在朝鲜半岛。

分析表明, 23 日 08 时—20 时为低涡生成阶段, 地面亦有气旋生成; 23 日 20 时—24 日 08 时, 低涡中心东移, 强度变化不大, 地面气旋快速北上; 24 日 08 时—20 时, 为低涡强烈发展阶段, 其中心位势明显降低, 地面气旋也发展到最强盛。25 日 08 时以后, 为低涡减弱阶段。

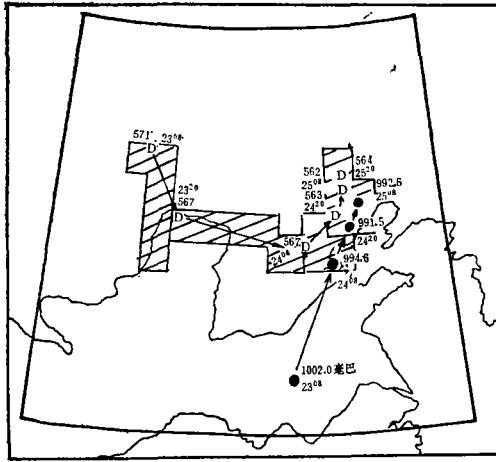


图 1 1979年6月23—25日500毫巴低涡中心(D)与地面气旋中心(实心圈)动态图

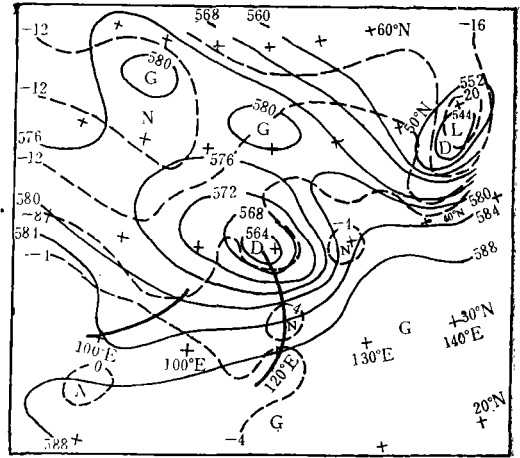


图 2 1979年6月24日20时500毫巴等压面形势图
(实线为等高线,单位位势什米,虚线为等温线,单位°C,粗实线为槽线。)

我们用(7)、(11)、(12)式来分析500毫巴层低涡中心位势高度变化的因子。每一项的计算值是沿低涡中心每12小时路径上取五个网格点(见图1中斜线区域)的时空平均值,结果如表1。由表可见,在发生阶段,河套地区低涡的位势降低主要是差动潜热能平流造成的,而差动温度平流却不利于低涡加深。当低涡于24日明显发展时,差动潜热能平流仍起重要作用。以后,低涡停滞,开始减弱时(如25日08时),差动潜热能平流是使得低涡中心位势升高。因此,就这个例子来讲,差动潜热能平流对低涡的发生、发展有一定的贡献,特别是在低涡生成之时更为重要些。表1还说明,对低涡中心位势倾向的影响,差动潜热能平流项总是与差动温度平流项、相对涡度平流项的量级相当,是不可忽略的。而且在这个例子中,差动温度平流项一直是不利于低涡加深的。

表 1 影响低涡中心500毫巴位势倾向的因子对比

时 间 \ 项 目	$-f_0 \vec{v} \cdot \nabla \zeta$ ($\times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$)	$\frac{f_0^2}{\sigma_m^*} \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{R}{P} \vec{v} \cdot \nabla T \right]$ ($\times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$)	$\frac{f_0^2}{\sigma_m^*} \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{R}{P} \vec{v} \cdot \nabla \frac{L}{C_p} q_* \right]$ ($\times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$)	ΔT_*^* (度)	低涡中心12小时变高实况 (位势什米)
23日08—20时	0.4	-6.7	5.9	10.5	-4
23日20时—24日08时	3.3	-4.2	-2.0	8.9	0
24日08时—24日20时	1.6	-1.8	0.9	10.4	-4
24日20时—25日08时	5.5	-1.1	-0.6	15.3	-1

(表中 ΔT_*^* 为500毫巴 T_*^* 减850毫巴 T_*^* 之差,为正值时,表示 $\sigma_m^* > 0$, 反之亦然。)

3. 中纬度西风带低值系统移动的判断

我们计算了1978—1981年华北11次区域性暴雨个例,分析表明,涡度平流项和差动潜热能平流项对于指示中纬度西风带低值系统的发展和移动很有帮助,即发展中的西风带低值系统(低涡或低槽),在未来12小时后,其位于正相对涡度平流区内的差动潜热



图 3 正相对涡度平流(斜线区)和差动潜热能平流大于 $2 \times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$ (虚线)区与未来 12 小时 500 毫巴低涡位置(D)图
(a, b, c, d 分别为 6 月 23 日 08 时、20 时及 24 日 08 时、20 时图,其中黑点及所标数字为差动潜热能正值中心位置及数值。)

能平流值大于 $2 \times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$ 的区域。而当低值系统未来 12 小时是停滞或减弱时,系统虽是移向正涡度平流区,但正涡度平流内的差动潜热能平流值均小于 $2 \times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$ 。

如 1979 年 6 月 23—25 日华北低涡的移动,在 23 日 08 时—24 日 08 时,低涡中心未来 12 小时的位置一般在正涡度平流区内差动潜热能平流大于 $2 \times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$ 的区域,且十分靠近其正值最大中心的网格点(图 3 a, b, c),当低涡发展到盛期后,其东侧的正涡度平流区内的差动潜热能平流均小于 $2 \times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$,则未来 12 小时的低涡中心基本停滞,不再发展(图 3 d)。25 日 08 时的情形与 24 日 20 时相似(图略),不再赘述。

计算另外 10 次暴雨个例,都有类似情形。图 4 给出四次暴雨过程当天 08 时相对涡度平流和差动潜热能平流大于 $2 \times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$ 区域的分布,表明,未来 12 小时的低涡或西风槽位置都与正相对涡度平流区内的差动潜热能平流大于 $2 \times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$ 区相对应,且槽线都靠近差动潜热能平流正值最大中心的网格点。如果槽前的正相对涡度平流区没有差动潜热能平流大于 $2 \times 10^{-14} \text{秒}^{-3}$ 区域,则此槽未来 12 小时将东移减弱消失,1980 年 8 月 15 日就是一例(图略)。

上述结果似乎表明,在气象台业务预报中,计算湿位势倾向方程中各项,特别是相对涡度平流项和差动潜热能平流项,在盛夏汛期,对天气系统位置的超短期预报是有一定指示意义的。

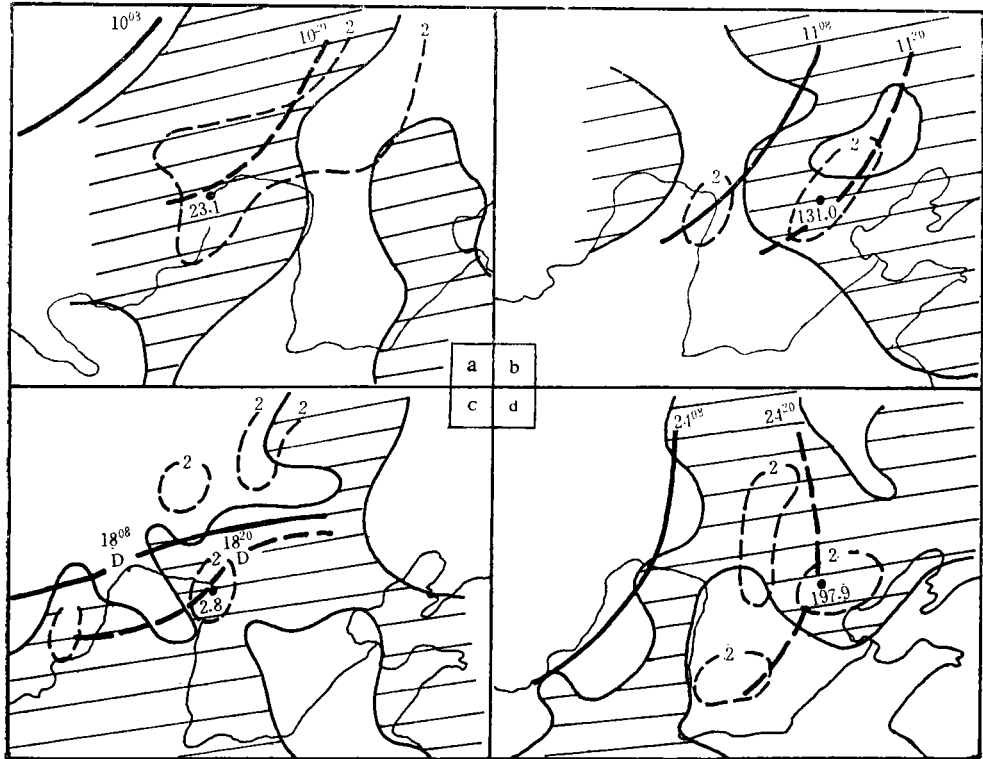


图 4 暴雨当天正相对涡度平流(斜线区)和差动潜热能平流大于 2×10^{-14} 秒 $^{-3}$ (虚线)区及槽线位置图

(a 1979年8月10日08时, b 1979年8月11日08时, c 1979年7月18日08时, d 1980年7月24日08时;粗实线与虚线分别为槽线当时位置与未来12小时位置。)

应当指出,我们同时也都计算了差动温度平流项((7)式中左边第二项),但其在正涡度平流区内或正、或负、或正负相间,与产生暴雨的低值系统的发展和移动没有一定的规律性。这个问题还待进一步研究。

4. 区域性暴雨落区的预报

在预报华北区域性暴雨落区研究^[12]的基础上,加上500毫巴湿位势倾向诊断分析,可以使暴雨落区预报的精确度有所提高。决定未来24小时暴雨落区的指标有(利用每天08时资料):

1) 850毫巴层上,准饱和(饱和能差小于 8°C)次天气尺度 Ω 形能量系统高能轴线下风方(相对于500毫巴层流线) $T_{\sigma} \geq 60^{\circ}\text{C}$ 的区域;

2) 500—850毫巴层湿空气 R_i 数负值轴线下风方(相对于700毫巴层流线) $-20 \leq R_i \leq 5$ 的区域;

3) 在上述两条指标的重迭区域上风方的五个纬距之内,有潜在不稳定区($T_{\sigma 600} - T_{\sigma 850} \leq 0$ 区)存在。

这三条指标表示,暴雨落区是发生在 R_i 数小的湿斜压不稳定、高能、准饱和和环境之中。在此环境中,取 $-5 \leq \left[\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma_m} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right] X \leq 5$ 的区域,即为预报的暴雨落区。计算的11

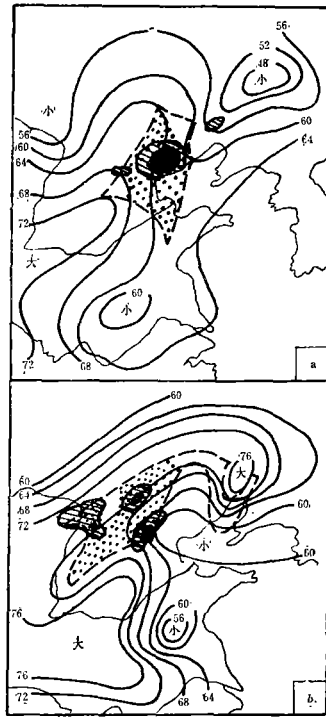


图 5 暴雨分布(斜线区)与其 24 小时预报(点影区)
(a 1979 年 7 月 27 日 08 时; b 1979 年 8 月 10 日 08 时)

例都符合这种情况。图 5 给出了两个实例。

四、结 语

上述分析表明,在湿大气中,差动潜热能平流对于降水系统的发生发展和移动是具有一定指示意义,用于判断暴雨落区,亦有较好效果。

尽管,在饱和湿大气中,其最大不稳定性波长为次天气尺度^[3],准地转条件的应用受到限制,应以完全涡度方程来代替(6)式。也没有考虑网格点上出现静力不稳定时,会存在小尺度对流过程对大尺度运动的影响。但是,为了能在业务预报分析中简便地定性讨论湿空气位势倾向,仍用(7)式来进行计算分析,实践证明,这样做对区域性暴雨的预报是有益的。

致谢:本工作曾得到谢义炳教授及李麦村、杜行远、廖洞贤、陈受钧、胡伯威、雷雨顺等同志的热情指导。

参 考 文 献

- [1] 雷雨顺、吴宝俊、吴正华, 用不稳定能量理论分析和预报夏季强风暴的一种方法, 大气科学, 2, No. 4, 297—306, 1978。
- [2] 谢义炳等, 中国夏半年几种降水天气系统的分析研究, 气象学报, 27, No. 1, 1—24, 1956。
- [3] 谢义炳, 湿斜压大气的天气动力学问题, 暴雨文集, 1—15, 吉林人民出版社, 1980。
- [4] 李麦村、姚棣荣, 热带和副热带湿大气的大尺度运动, 气象学报, 37, No. 1, 28—37, 1979。
- [5] 二宮洗三、秋山孝子, 豪雨のスケールと水蒸気収支解析について, 天気, 23, No. 4, 221—229, 1976。
- [6] 刘盎然、仇永炎等, 关于“75.7”华北暴雨的水汽问题, 气象学报, 37, No. 2, 79—82, 1979。
- [7] 黄士松等, 江淮气旋发生发展和暴雨过程及有关预报问题的研究, 大气科学, 1976年第1期, 27—41。
- [8] 斯公望, 一次江淮气旋发生发展动力因素的计算分析, 大气科学, 1976年第2期, 6—17。
- [9] 陈嘉滨、季仲贞、朱抱真, 一次降水气旋生成的数值模拟, 暴雨文集, 94—102, 吉林人民出版社, 1980。
- [10] Gadd, A. J. and J. E. Keers, surface exchanges of sensible and latent heat in a 10-level model atmosphere, Q. J. R. Met. soc., 96, 297—308, 1970。
- [11] 中央气象局研究所一室能量天气分析组, 总温度和相当位温查算表, 气象科技资料(附刊), 1977年9月。
- [12] 吴正华等, 能量分析在华北暴雨落区预报中的应用, 气象科学技术集刊, 第1期, 气象出版社, 1981。

DIAGNOSTIC ANALYSIS USING 500-MB MOIST GEOPOTENTIAL TENDENCY EQUATION AND ITS APPLICATION

Wu Zhenghua

(Academy of Meteorological Science, National Meteorological Bureau)

Zhi Dexian Shi Linping Bai Yurong

(Tian Jin Meteorological Observatory)

Abstract

Using the moist geopotential tendency equation, diagnostic analysis of 11 cases of rain storms in North China Plain has been made. The result shows that the variation of latent heat energy advection more important effect on the 500-mb moist geopotential tendency. The calculation of the geopotential tendency gives good indications in the forecasting of heavy rain area and the movement of low systems.