

积云对流对涡度场和散度场的反馈作用

汪钟兴

(中国科学技术大学)

提 要

在涡度和散度方程简要讨论的基础上, 计算得出长江中下游地区暴雨过程中涡度和散度收支各项的水平和垂直分布。结果表明, 雨带附近对流层高层是源、低层是汇, 尤其以散度场的不平衡更为显著, 可见积云对流垂直输送涡度和散度是重要过程。

一、前 言

十多年来, 人们了解积云对流对大尺度环境场的反馈作用, 大多集中在研究热带热量和水汽的收支上, 相对来说, 对积云反馈的动力学过程了解较少, 主要原因可能是: 1) 动量不象热量和水汽那样是个守恒量; 2) 气压梯度难以精确估计; 3) 动量收支的结果不能独立地检验。最近 Kuo and Anthes(1982)^[1]的数值实验指出, 梅雨锋的维持与积云对流产生的潜热释放密切相关。为了了解暴雨过程中积云对流的动力学反馈性质, 本文从涡度和散度, 方程的简要讨论出发, 给出一次暴雨过程大尺度涡度和散度收支的平均水平和垂直分布特征。

本文选取 1982 年 6 月 19—21 日长江中下游暴雨过程为例。该过程的特点是: 雨区范围广, (呈东西带状) 降水强度大, 持续时间长。从过程总降水量分布图可见(图略), 共有三个大于 200 毫米的降水中心分别位于洞庭湖西、武汉地区和皖南山区。低空急流轴线位置稳定在芷江到南昌一线, 其强度以 20 日 08 点为最大。通过这类伴随中尺度扰动对大尺度环境场影响的分析, 将使我们进一步认识中纬度地区积云对流反馈动力作用的重要性。

二、涡度和散度方程简要讨论

不计摩擦的完全涡度和散度方程可写成如下形式:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \zeta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \beta v - fD - \zeta D - \left[\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right] \quad (1)$$

$$(1) \quad (2) \quad (3) \quad (4) \quad (5) \quad (6)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla D - \omega \frac{\partial D}{\partial p} - \beta u + f\zeta - D^2$$

$$(1) \quad (2) \quad (3) \quad (4) \quad (5)$$

1984 年 12 月 25 日收到, 1986 年 5 月 7 日收到修改稿。

$$-\left[\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial p}\right] - \nabla^2 \phi + 2f(u, v) \quad (2)$$

(6)
(7)
(8)

比较两个方程, 容易说明涡度场和散度场的局地变化相应可由物理意义类同的各项所决定. 第(1)、(2)项分别为涡度和散度的水平和垂直输送作用, 它造成涡度场和散度场的重新分布. 第(3)项为由于柯氏参数的纬度变化造成南风使正涡度减弱、西风使辐合增强. 第(4)项分别表示旋转大气中涡旋场和散度场之间通过柯氏力的作用相互影响, 即辐合将促使正涡度增强, 而正涡度又将使辐合减弱, 体现出涡度场和散度场之间的相互调整. 第(5)项为散度场对原有涡度场和散度场的作用. 第(6)项称“倾斜”项, 它是水平风场的垂直变化和垂直速度的水平变化相互作用共同造成的涡度场和散度场变化, 其物理实质是在水平风场具有垂直切变的条件下, 由于垂直速度水平分布的不均匀, 致使水平动量的垂直输送快慢各不相同, 从而引起水平风场的横向和纵向变化. 第(7)、(8)两项为散度方程所独有, 因为涡度场的分布及其变化主要决定于流场自身的结构(气压场隐含), 而散度场除此之外还直接地决定于气压场分布的不均匀程度(第(7)项), 故散度场的演变是在气压场、涡度场、散度场之间的相互调整过程中进行的. 第(8)项称为变形项, 表示速度场 u 、 v 分量的纵向和横向分布不均匀对散度场变化所起的作用.

涡度方程中, 散度项((4)、(5)项)是制造项, 其作用在低层显得更为重要, 这是因为暴雨区附近的对流层低层 $f + \zeta > f$, 而对流层高层 $f + \zeta < f$, 因而等量的辐合在低层制造的正涡度比等量的辐散在高层制造的负涡度为大, 这种未经简化的涡度方程比简化的准地转涡度方程更能描写气旋和反气旋的非对称性发展. 对于绝对涡度平流项((1)、(3)项), 虽然在暴雨区附近对流层低层的绝对涡度较大, 高层较小, 但该项的大小主要决定于绝对涡度的水平梯度、水平风速以及风向与绝对涡度梯度的交角, 故暴雨区内该项在对流层高、低层的值因不同的天气形势而有所不同. 此外, 当系统尺度较小时, 倾斜项相对地变得重要. 若在准地转条件下引入热成风关系, 该项可写成:

$$\mathbf{k} \cdot \left(\nabla \omega \wedge \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p} \right) \simeq - \frac{R}{f p} (\Delta T \cdot \nabla \omega) \quad (3)$$

一般说来, 暖中心与上升运动相一致, 尤其在雨区内上升凝结释放潜热, 致使 ∇T 和 $\nabla \omega$ 两者方向相反, 因而该项在对流层中、高层常为正值, 趋向于促使负涡度的增长.

散度方程各项中, 由于旋转大气中由气压梯度力作用下的运动要发生偏离, 故常将第(4)项和第(7)项相结合为非地转涡度项 $f_{\omega}^{\omega} = \nabla^2 \phi - f_{\omega}^{\omega}$, 它反映了质量场与运动场之间的失稳而造成的散度场变化, 它在方程中是两个大量的差. 其次, 需要指出变形项 $2J(u, v)$, 它即使在准地转或无辐散的流场中, 仍能产生散度场, 故在中尺度扰动发展前的大尺度环境流场中, 其它项((1)、(2)、(5)、(6)项)均较小而该项会显得较为重要, 它可以看成初始场扰动的一个激发因子, 一旦中尺度扰动发展以后, 该项的相对作用可能会减小. 孙淑清(1982)^[2]在利用散度方程讨论低层风场的动力作用时以实例指出, 850hPa上 A 项的正值区和雨区配合最好. 由于

$$A = \frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$= \mathbf{v} \cdot \nabla D + \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + 2 \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x} \right] \quad (4)$$

式中切变项 $2 \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x}$ 常与暴雨区有一定的对应关系,例如在低空急流轴的左前方,因为 $\frac{\partial u}{\partial y} < 0$, $\frac{\partial v}{\partial x} < 0$, 将促使辐合增长。图 1 表示当水平风场的分布为 $\frac{\partial u}{\partial y} < 0$, $\frac{\partial v}{\partial x} < 0$ 时,由于 A 处流点西风动量的向北输送快于 B 处流点,因而造成沿 x 轴方向的纵向风速辐合(图中以双线箭头表示),故切变项表示速度场 u, v 分量水平横向分布不均匀所产生的非线性作用对散度场变化的影响。当 $\frac{\partial u}{\partial y}$ 和 $\frac{\partial v}{\partial x}$ 同号时,将促使辐合增强、辐散减弱。

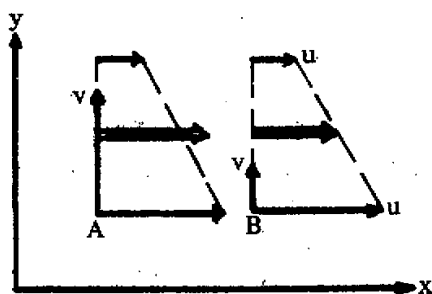


图 1 水平风场横向分布不均产生的散度场
线性项完整地反映出流场各组成部分对散度场的共同作用,它是个综合量,可用作暴雨的诊断物理量之一。

由于散度平流项一般较小,尤其在对流层低层雨区附近该项常为负值,故可令

$$\begin{aligned} S &= \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + 2 \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x} \\ &= D^2 - 2J(u, v) \\ &= \frac{D^2 + F^2 + R^2 - \zeta^2}{2} \end{aligned} \quad (5)$$

其中 $F = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ 为纵向变形量, $R = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ 为横向变形量,由此可见该非

三、大尺度涡度和散度收支

1. 收支方程及计算方法

对不计摩擦的完全涡度和散度方程取面积平均,则得涡度和散度收支方程如下:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\eta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial p} + \bar{\eta} \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}} + \bar{\mathbf{k}} \cdot \nabla \bar{\omega} \wedge \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial p} \\ = - \overline{\mathbf{v}' \cdot \nabla \eta'} - \overline{\omega' \frac{\partial \zeta'}{\partial p}} - \overline{\eta' \nabla \cdot \mathbf{v}'} - \overline{\mathbf{k} \cdot \nabla \omega' \wedge \frac{\partial \mathbf{v}'}{\partial p}} = R_{\zeta} \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{D}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{D} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{D}}{\partial p} + \bar{\beta} \bar{u} + \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right)^2 + 2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \\ + \bar{f}_{\zeta \omega} + \nabla \bar{\omega} \cdot \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial p} = - \overline{\mathbf{v}' \cdot \nabla D'} - \overline{\omega' \frac{\partial D'}{\partial p}} - \overline{\left(\frac{\partial u'}{\partial x} \right)^2} \\ - \overline{\left(\frac{\partial v'}{\partial y} \right)^2} - 2 \overline{\frac{\partial u'}{\partial y} \frac{\partial v'}{\partial x}} - \overline{\nabla \omega' \cdot \frac{\partial \mathbf{v}'}{\partial p}} = R_D \end{aligned} \quad (7)$$

式中“—”表示对面积的平均量,“—”为对面积平均量的偏差, R_{ζ} 和 R_D 分别为涡度方程和散度方程的余差,称为视源或视汇。上列方程的右端各项均不能由观测资料直接求算,而

要利用参数化方案. 若不计方程左端大尺度项的计算误差, 则次网格尺度过程的整体反馈影响可由余差项 R_c 和 R_D 加以估计. 一般认为, 对流活动区内的垂直速度 ω 很大, 并且 ω 与 D 和 ζ 的相关性又强, 故余差项中对流垂直输送项是主要项, 为此可将余差项看作次网格尺度过程垂直输送涡度和散度的结果.

我们选取 $22^{\circ}\text{--}35.5^{\circ}\text{N}$, $107.5^{\circ}\text{--}122.5^{\circ}\text{E}$ 为计算范围, 格距为 1.5 经纬度, 利用 59 个探空站和 24 个测风站资料共七层 (地面、 850 、 700 、 500 、 400 、 300 、 200hPa), 先由主观水平插值, 而后用拉格朗日法垂直插值, 自 $1000\text{--}200\text{hPa}$ 为等距的九层 ($\Delta P = 100\text{hPa}$). 垂直速度用运动学方法计算, 并取 O'Brien 法对散度和垂直速度作相应的修正, 再用修正后的散度场解泊松方程求出速度势, 利用速度势再修改实测风场, 由此得到与运动学上相一致的三维流场. 在差分计算时, 空间取中央差, 时间取向前差, 以便时空尺度的相互匹配.

2. 涡度收支方程各项的平均水平分布

据上述计算方法可以得出该暴雨过程各等压面层涡度收支方程左端各大尺度项的平均水平分布. 结果表明: 比较而言, 涡度局地变化项、涡度垂直输送项和倾斜项经时间平均后数值较小. 在对流层低层则以散度项最为重要, 800hPa 上的水平分布明显呈现在西向带状分布 (图略), 其中湘北和苏南为两个负值中心, 其数值分别为 $-18.4 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$ 和 $-13.8 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$, 它们与雨区对应较好. 绝对涡度平流项在长江流域南侧附近为正值区 (图略), 湘赣交界的正值中心达 $11.2 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$, 所以该项部分地抵消了散度项的作用, 即辐合产生的正涡度有一部分由大尺度涡度平流输送出去. 但由于该项数值稍小, 因而使余差项的水平分布型式大致与散度项的水平分布相类似. 图 2a 即为 800hPa 余差项 R_c 的水平分布, 图中阴影部分为过程降水量 $\geq 200\text{mm}$ 的区域 (下同), 可见雨区附近对流层低层有正涡度积聚, 它主要由大尺度辐合过程造成.

在对流层高层, 雨区附近辐散所产生的反气旋强度较弱, 且常与涡度垂直输送项相抵消, 结果其绝对值比对流层低层小, 且不呈东西向带状分带, 浙西和湘东两个正值中心分别为 $4.1 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$ 和 $2.3 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$, 皖南的负值中心为 $-2.2 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$ (图略). 绝对涡度平流项的分布则近乎南北向正负相间 (图略), 且相对地显得重要, 从而使得余差项的水平分布型式与该项相似, 图 2b 即为 300hPa 余差项 R_c 的水平分布, 可见在对流层高层长江流域东西两侧有负涡度积聚, 它们与低层正涡度积聚中心相对应, 但高层的余差项主要是由绝对涡度平流作用造成的. 而且这种高层负涡度积聚量比低层正涡度积聚量小.

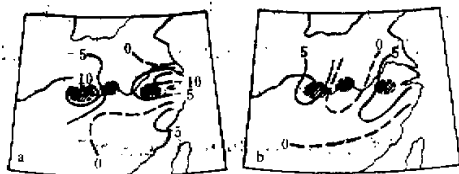


图2 800hPa (a) 与 300hPa (b) 余差项 R_c 的水平分布 (单位: $10^{-10}/\text{秒}^2$)

3. 散度收支方程各项的平均水平分布

同理从各等压面散度收支方程左端各大尺度项的平均水平分布得出,散度局地变化项、散度垂直输送项和倾斜项经时间平均后数值较小。图 3a 为 800 hPa S 项的水平分布

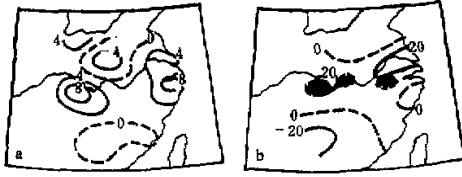


图 3 800hPa S 项 (a) 和余差项 R_D (b) 的水平分布
(单位: $10^{-10}/\text{秒}^2$)

分布,可见该项的正值区与雨区有一定关系,数值也不算小,两个正值中心均接近 $10 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$,因而说明该项所造成的辐合作用不可低估。但是非地转涡度项的数值为最大,鄂西和皖东的正值中心均达 $22.3 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$,其东西向带状分布也与雨区大致对应(图略)。因而就大范围暴雨过程而言,该项产生的辐合

具有决定意义。散度平流项的水平分布呈现出明显的正负相间特征(图略),湘西和浙北的负值中心分别为 $-8.7 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$ 和 $-5.3 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$,其间为正值区但其绝对值较小,均在 $4 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$ 以下。若与 S 项和非地转涡度项的水平分布相比较,则该项不仅数值较小而且基本上是个抵消因子,从而余差项 R_D 的水平分布型式与非地转涡度项的分布相类似,如图 3b 所示。说明对流层低层雨带附近有辐合场积聚,它主要是由非地转涡度造成的,而 S 项也起着一定的作用。

在对流层高层,图 4a 给出 300hPa S 项的水平分布,可见仍然是产生辐合的因子,其正值中心可能与高空急流右后方的位置有关,该项在高层的作用是抵消辐散场的。但需指出非地转涡度项在高层却显得更为突出(图略),雨区附近的東西向负值带比低层明显,且其绝对值比低层大得多,最大负值中心在武汉地区达 $-81.4 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$,说明该项在高层具有重要的“抽吸”作用。散度平流项相比之下在高层显得更小,其正负区分布大致



图 4 300hPa S 项 (a) 和余差项 R_D (b) 的水平分布(单位: $10^{-10}/\text{秒}^2$)

与对流层低层符号相反(图略)。因而高层的余差项 R_D 水平分布几乎完全决定于非地转涡度项的水平分布,如图 4b 所示。可见雨带附近对流层高层有辐散场的积聚,它完全是由非地转涡度场决定的。而且高层辐散积聚量比低层辐合积聚量大。

4. 雨带内面积和时间平均余差项 R_i 和 R_D 的垂直分布

图 5a、b 分别为日降水量 >50 毫米区域内面积和时间平均余差项 R_i 和 R_D 的垂直分布。由图 5a 可见,对流层低层的 R_i 为负值,说明由于次网格尺度过程而使网格尺度

正涡度减小,故称为视涡度汇,最小在 800hPa 达 $-5.4 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$,而对流层高层 R_E 为正值,说明由于次网格尺度过程的存在使网格尺度运动得到正涡度,即成为网格尺度的视涡度源,最大在 300hPa 达 $4.1 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$ 。这种垂直分布特征与陈受钧等 (1979)^[3] 对 1972 年 6 月 21 日梅雨期暴雨的计算结果相类似。图 5b 表示出对流层低层的 R_D 为正值,说明由于次网格尺度过程而使网格尺度辐合量减小,故称为视散度汇,最大在 800hPa 达

$14.5 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$ 。而对流层高层 R_D 为负值,说明由于次网格尺度过程的存在使网格尺度运动得到辐合量,即成为网格尺度的视散度源,最小在 300hPa 达 $-31.2 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$ 。因此两者共同分布特征为高层是源,低层是汇,过渡层较低均在 600—700hPa 之间,由此能够使我们相信,在次网格尺度的各种运动过程中,涡度和散度的垂直输送是其主要过程。其次需要指出, R_D 在各层的绝对值均大于 R_E ,说明散度场的不平衡更为显著,更需要次网格垂直输送过程来平衡。同时也反映了 ω' 和 D' 的相关性比 ω' 和 ζ' 的更强。

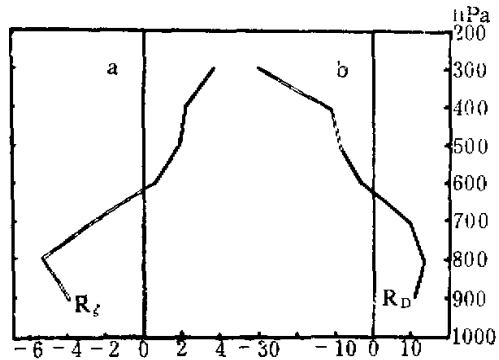


图 5 面积和时间平均余差项 R_E 和 R_D 的垂直分布。单位: $10^{-10}/\text{秒}^2$

四、结 语

本文在讨论涡度方程和散度方程的基础上,给出各收支项的水平和垂直分布,从中可以得出如下结论:

(1) 涡度收支水平分布的特征是:雨带附近对流层低层的正涡度积聚主要由散度项产生;对流层高层的负涡度积聚主要由绝对涡度平流项引起。散度收支水平分布的特征是:雨带附近对流层低层辐合场的积聚和高层辐散场的积聚均主要由非地转涡度项决定,尤其在高层其作用更为突出。

(2) R_E 和 R_D 的平均水平分布大致与雨带位置相符合,并且高层是源、低层是汇,故必然伴随着重要的次网格尺度的垂直输送过程,它反映了对大尺度环境场的动力反馈作用非常显著,为此,即使在中纬度,任何预报暴雨的数值模式对次网格尺度运动的参数化方案是必不可少的。

致谢:安徽省气象台范东批主任工程师提供了本文选例全部初始资料,深表谢意。

参 考 文 献

- [1] Kuo, Y.-H., and R. A. Anthes, 1982, *Pap. Meteor. Res.*, Vol. 5, p. 15—36.
- [2] 孙淑清, 1982, 大气科学, 第 6 卷第 4 期, p. 394—403.
- [3] 陈受钧, 郑良杰, 1979, 气象学报, 第 37 卷第 1 期 p. 8—13.