

暴雨过程中积云对流反馈作用的诊断研究

汪钟兴

(中国科学技术大学, 合肥 230026)

提 要

根据各收支方程讨论, 概述了各研究者采用直接和间接的方法, 计算得出长江流域梅雨期暴雨过程中各种源汇的空间分布特征。虽然个例、地区和资料不同, 其结果各有差异, 也不易比较, 但次网格尺度运动对大尺度环境场的反馈作用均非常显著, 因而在设计暴雨预报的数值模式时, 参数化方案是必不可少的。

关键词: 收支方程 参数化方案 梅雨期暴雨 积云对流 反馈作用

引 言

天气尺度系统和积云尺度对流之间的相互作用是近代天气动力学的中心课题之一。目前, 研究沿着两条途径进行: 一是利用大尺度观测资料计算相应收支方程左端各项得出其不平衡部分(即余差部分), 将它看成是积云对流对大尺度运动的整体反馈作用, 故是一种间接研究方法; 二是设计各类积云模式直接求得垂直方向上积云质量通量。由相应收支方程右端各项计算出积云对流的反馈作用。故是一种直接研究方法。两条研究途径各有优缺点: 前者优点是未作任何假设, 计算也简单方便, 缺点是不考虑云内各种物理过程, 计算的余差项中包含有计算误差, 且这种误差难以估计; 后者优点是考虑云内各种物理过程和演变生命史, 尤其云谱模式考虑到多种积云的不同贡献, 然后迭加得出平均的贡献, 缺点是所做的假设甚多, 而我们对云内微物理过程的了解又不多, 例如对云谱模式而言, 很难确定研究区域内究竟有几种云, 每种云的云量是多少, 它们的平均特征如何(如温度和湿度的垂直分布, 垂直速度大小等等)。目前常将两种方法得出的计算结果加以比

较, 或相互结合起来, 以确定计算的可靠性。

1 热量和水汽收支特征

1.1 热量和水汽收支方程

计算区域内平均的热量和水汽方程为

$$Q_1 = c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot \overline{VT} + \frac{1}{\pi} \frac{\partial \overline{s' \omega}}{\partial p} \right) = Q_R + L(C - e) - \frac{\partial \overline{s' \omega}}{\partial p} \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \overline{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \overline{Vq} + \frac{\partial \overline{q' \omega}}{\partial p} \right) = L(C - e) + L \frac{\partial \overline{q' \omega}}{\partial p} \quad (2)$$

式中“—”指观测网内面积平均量, “'”指对面积平均的偏差, 它表示积云对流等次网格尺度运动对大尺度平均场的反馈作用。 $\pi = \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{\kappa}{\gamma}}$, Q_R 为辐射加热率, C 为单位质量空气的凝结率, e 为云和雨滴的蒸发率, $S = c_p T + gz$ 为干静力能, Q_1 称为视热源, 它由三项组成: 辐射加热(或冷却), 净水汽凝结潜热和次网格尺度积云对流产生的干静力能垂直通量散度。 Q_2 称为视水汽汇, 它由两项组成: 净水汽凝结潜热和次网格尺度积云对流产生的水汽垂直通量散度。另外, 上列两方程中均已略

去了水平方向的涡动通量,因为据一般估计,当计算尺度大于100km时,此项比凝结项(C)约小二个量级。 Q_R 在中纬度地区一般在 $-2^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 左右或以下,故常以气候平均值代替,不单独计算^[1]。

上列方程表明:积云对流对大尺度环境场的反馈作用,是通过凝结潜热的释放以及热量和水汽的垂直输送来完成的。根据 Q_1 和 Q_2 的垂直分布特征,还可以得出加热过程和降水的性质。例如, $(Q_1 - Q_R)$ 与 Q_2 的垂直分布非常相似,则说明潜热释放是主要加热因子,故属于连续性锋面降水性质。若两者的垂直分布不同,且其峰值不在同一高度上,则说明是因为对流垂直输送水汽和热量比对流凝结加热作用大,故属对流性降水性质。若加热是由干燥地表面的感热通量造成的,则有视热源而没有水汽汇, $Q_2 \approx 0$ 。若分别对方程(1)和(2)垂直积分,并将降水量代入积分式中,便可检验加热场和减湿场计算的准确性以及考察加热场的性质。例如,如果某个区域加热场主要由凝结过程造成的,则 $(Q_1 - Q_R)$ 和 Q_2 垂直积分值的水平分布应该类似,并且也一定与实际降水量(用热量单位表示)的水平分布相吻合。反之,若地面感热通量或蒸发作用很强,则两者垂直积分值的水平分布就产生显著的差别。

1.2 若干大尺度收支研究结果

近年来,国内外学者曾对长江流域梅雨期的热源和热汇分布做了不少工作。Luo和Yanai(1984)^[2]在研究青藏高原的热源和热汇时,利用1979年5月26日—7月4日40天资料计算了我国东部地区(包括整个长江流域及华南大部分地区)梅雨期的热源和热汇的分布,图1是该区域平均加热率 $Q_1(^{\circ}\text{C}/\text{天})$ 和平均减湿率 $Q_2(^{\circ}\text{C}/\text{天})$ 的高度时间剖面图以及该区域平均逐日降水量(mm/天)时间序列图。由图1可见,在降水强度较大期间,对流层中层加热率达到6—12 $^{\circ}\text{C}/\text{天}$,而相应的水汽汇为4—8 $^{\circ}\text{C}/\text{天}$ 。 Q_1 最大值出现的高度在

400—500hPa气层。在第1—4时段, Q_2 的极大值亦出现在这一气层或在稍微偏低一些。但在第5—8时段这个高度变得更低。这个特征反映了该区一开始主要是层状云降水,但到后来对流性降水变得更为重要。

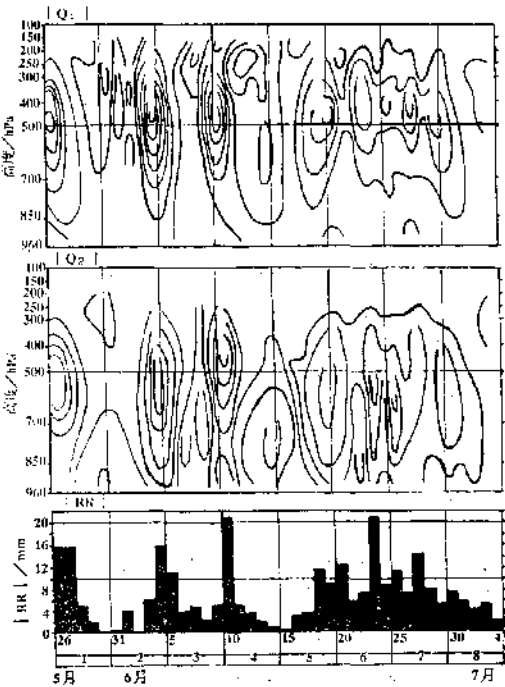


图1 长江流域平均加热率 Q_1 、减湿率 Q_2 高度时间剖面图及区域平均日降水量序列图^[2]

图2是长江流域40天平均的垂直速度、加热率和减湿率的垂直分布廓线,可见两者垂

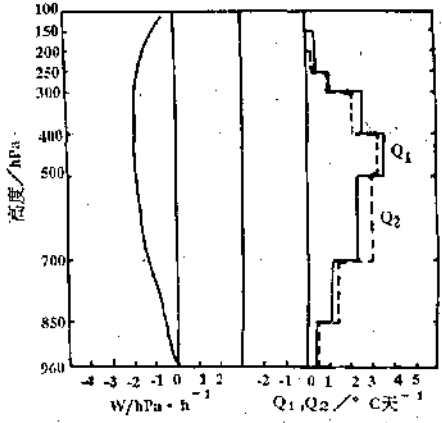


图2 40天平均垂直速度 $W/hPa \cdot h^{-1}$ 、加热率和减湿率垂直分布

直分布极为相似,尤其峰值位于相同的气层(400—500hPa),表明该区加热大部分是锋面降水的结果。

丁一汇和胡坚(1988)^[3]用类似的方法,利用欧洲中期天气预报中心的资料,对1984年5月16日—7月15日我国东部地区(22.5—37.5°N, 102.5—122.5°E)的加热率和减湿率作了进一步的计算。结果表明,加热率 Q_1 的峰值位于对流层高层200hPa处,加热率为6—10°C/天,而减湿率 Q_2 的峰值则位于对流层低层700hPa处,其量值为12—20°C/天。3个强降水时段分别对应着3次强加热过程。比较平均的加热率 Q_1 和减湿率 Q_2 的垂直分布廓线可见,两者峰值位置不同,表明1984年初夏我国东部地区以对流性降水为主。这就与上述1979年情况不同。其原因在于两个年份不同的环流形势所致。1984年夏季风的建立比1979年早得多,同时其强度又比1979年强得多。并且对流层低层的低涡和低压系统频频东移,常常引起东部地区的对流性降水过程。

若对 Q_1 和 Q_2 垂直积分,且与降水总量水平分布作比较可见,在长江下游 Q_1 和 Q_2 垂直积分值的水平分布之间以及与实测降水总量的水平分布之间均有明显的差异,说明存在着很强的感热通量和蒸发过程。而在长江中游地区 Q_1 和 Q_2 垂直积分值的水平分布颇为类似,并且与实测降水总量的水平分布大致吻合,说明长江中游地区的加热过程主要是由于释放凝结潜热所造成的(图略)。

汪钟兴(1992)^[4]曾选取1989年江南梅雨期一次大暴雨过程(6月27日—7月4日)作类似的实例分析。计算采用线性拟合方法,图3给出暴雨全过程8天共16个时次平均的加热率 Q_1 和减湿率 Q_2 的垂直分布。由图可见, Q_1 值随高度增高而增大,在500—400hPa气层达最大值16.8°C/天,再向上其值很快减小。 Q_2 值也同样随高度的增高而增大,且在600—500hPa气层达最大值14.5°C/天,在此以下

各层数值均大于相应的 Q_1 值,而向上其值不断减小,且各层量值均又小于相应的 Q_1 值。根据加热率和减湿率两者峰值位置不一致,且 Q_2 峰值低于 Q_1 峰值的垂直分布特征,说明该暴雨过程中凝结潜热和对流垂直输送作用均十分重要。

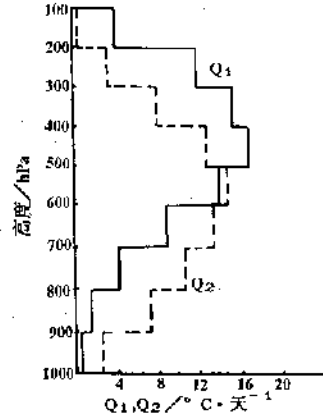


图3 Q_1 、 Q_2 的垂直分布

若将方程(1)和(2)相减,则可得到

$$Q_1 - Q_2 = - \frac{\partial \bar{h} \bar{\omega}}{\partial p} \quad (3)$$

式中 $h = T - \frac{gz}{c_p} + \frac{L}{G_p} q$,即为单位质量空气的总能量(单位:°C)。图4给出 $Q_1 - Q_2$ 的垂直分布,它是由积云对流引起总能量的垂直通量散度决定的,主要反映积云对流对显热能和潜热能的垂直输送作用。由此图可见,500hPa以下为对流层失热,其中以800—700hPa气层失热最多,其值为-6.7°C/天,而对流层上层(500hPa以上)加热,其中以300—200hPa气层加热最多,达9.0°C/天。由此使我们更清楚地看到在降水过程中,积云对流将低层凝结潜热和显热向高层输送,加热高层的环境大气,这种热力反馈作用的影响将是十分重要的。

梁必骥和李勇(1991)^[5]曾利用一套高分辨率的中尺度实验观测资料,用类似的拟合方法计算给出1983年6月24日13时—26日19时长江下游地区一次一般强度的梅雨期暴雨过程加热率 Q_1 和减湿率 Q_2 垂直分布。在降水

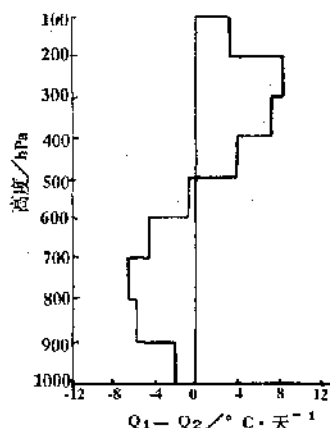


图4 $Q_1 - Q_2$ 的垂直分布

活跃期(即暴雨集中期), Q_1 峰值位于600—500hPa 气层, 强度达18°C/天, 而 Q_2 峰值位于700hPa 气层, 强度达16°C/天以上, 其特征和结果与文献[4]颇为一致。

1.3 积云参数化诊断研究

下面讨论直接的方法, 即设计积云模式, 应用参数化表达式来研究。用观测资料确定有关物理量, 通过求解云模式得到一些有关云的特征量, 最后代入参数化表达式中, 计算各项的大小, 从而直接得出积云对流的反馈机理。

积云对流对环境场反馈作用可写成如下参数化形式

$$Q_1 - Q_R = \delta(\bar{s}_c - \bar{s}) - L\delta\bar{l} - M_c \frac{\partial \bar{s}}{\partial p} \quad (4)$$

$$-Q_2 = L\delta(\bar{q}_c - \bar{q}) + L\delta\bar{l} - LM_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \quad (5)$$

式中 Q_R 为辐射加热 ($J \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$), δ 为积云卷出率 (s^{-1}), $\bar{s}_c$ 为积云卷出空气的干静力能 ($J \cdot kg^{-1}$), $\bar{l}$ 为卷出空气的液态水含量 ($g \cdot kg^{-1}$), $\bar{q}_c$ 为卷出空气的比湿 ($g \cdot kg^{-1}$), M_c 为总的积云质量通量 ($hPa \cdot s^{-1}$)。上式各项的意义是: $\delta(\bar{s}_c - \bar{s})$ 为积云卷出干静力能对环境的加热效应; $-L\delta\bar{l}$ 为积云卷出液态水的蒸发冷却; $-M_c \partial \bar{s} / \partial p$ 为积云补偿下沉气流的绝热增温; $L\delta(\bar{q}_c - \bar{q})$ 为积云卷出水汽的湿润效应; $L\delta\bar{l}$ 为积云卷出液态水的蒸发湿润; $-LM_c \partial \bar{q} / \partial p$ 为补偿下沉气流的干燥效应。

利用上列两式, 李勇和梁必骥(1991)^[5]对长江中下游梅雨锋暴雨过程作了详细计算, 其中 $\bar{s}_c$, δ , $\bar{q}_c$ 和 M_c 是通过求解云谱模式得到的, 而代表卷出液态水蒸发冷却的 $L\delta\bar{l}$ 项则按余项求得。

图5给出了暴雨中加热场的参数化结果。可以看出, 积云补偿下沉气流的绝热增温 ($-M_c \partial \bar{s} / \partial p$) 是积云对流加热环境场的主要机制。但这种加热的很大一部分被积云卷出液态水的再蒸发冷却 [$-L\delta\bar{l}$] 所抵消, 剩余部分基本上用以加热环境大气。干静力能的卷出 [$\delta(\bar{s}_c - \bar{s})$] 只有很小的冷却效应, 这表明云内外的温差很小, 云内温度仅比云外温度稍低一点。

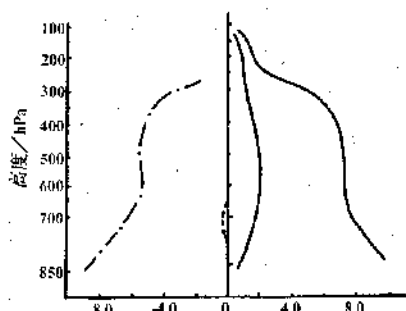


图5 加热场的参数化结果 ($^{\circ}C \cdot d^{-1}$)

粗实线为 $Q_1 - Q_R$, 细实线为补偿下沉增温, 点断线为卷出液态水再蒸发冷却, 虚线为干静力能卷出效应

由图6给出的积云对流作用于环境水汽场的结果。可以看出, 积云补偿下沉气流对环境

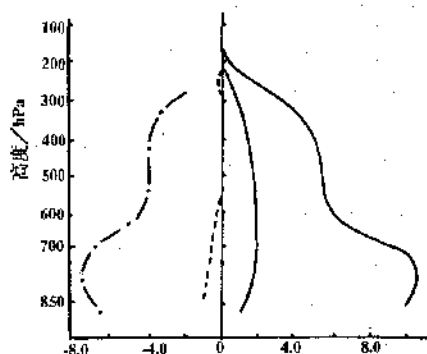


图6 水汽场的参数化结果 ($^{\circ}C \cdot d^{-1}$)

粗实线为 Q_2 , 细实线为补偿下沉气流的干燥效应, 点断线为卷出液态水蒸发湿润, 虚线为水汽卷出效应

境大气产生强烈的干燥效应 $(-1/M_s \partial \bar{q}/\partial p)$ ，尤其在低层更明显。积云卷出液态水的再蒸发湿润环境效应 $(L\delta\bar{l})$ ，是导致环境大气增湿的主要机制，维持环境场水汽的另一补充可能是中尺度过程产生的水汽汇。积云卷出水汽的湿润效应 $[L\delta(\bar{q}_c - \bar{q})]$ 不大。这是因为梅雨期暴雨环境场已近于饱和，卷出空气的水汽含量与环境空气水汽含量差不多，故卷出空气对环境水汽的贡献不大。

最后需指出，以上结果是在没有考虑下沉气流的条件下求解云模式得出的。若考虑下沉气流，结果或许会有差异，有待进一步研究。

2 涡度场和散度场收支特征

人们认识到积云对流对热带大气的热量和水汽收支起着十分重要的作用后，进一步

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\eta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial p} + \bar{\eta} \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}} + \bar{\mathbf{k}} \cdot \nabla \bar{\omega} \wedge \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial p} \\ = -\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{\eta} - \frac{\bar{\omega} \partial \bar{\zeta}}{\partial p} - \bar{\eta} \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}} - \bar{\mathbf{k}} \cdot \nabla \bar{\omega} \wedge \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial p} \equiv R_\zeta \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{D}}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{D} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{D}}{\partial p} + \bar{\beta} \bar{u} + \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right)^2 + 2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \\ + f \bar{\zeta}_w + \nabla \bar{\omega} \cdot \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial p} = -\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{D} - \bar{\omega} \frac{\partial \bar{D}}{\partial p} - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)^2 \\ - \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right)^2 - 2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \nabla \bar{\omega} \cdot \frac{\partial \bar{\mathbf{v}}}{\partial p} \equiv R_D \end{aligned} \quad (7)$$

式中“—”表示对面积的平均量，“ $\bar{}$ ”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_ζ 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，为此可将余差项看为次网格尺度过程垂直输送涡度和散度的结果。

2.2 若干大尺度收支研究结果

汪钟兴(1988)^[10]对1982年6月19日至21

研究涡度场和散度场的收支，就能对积云对流产生的动力学过程有更深入的了解。20年来，不少学者在不同的地区，用不同的资料及处理方法做了许多研究。例如，Hodur and Fein^[12]对热带西太平洋扰动计算其涡度收支，结果表明对流层下层为涡汇，上层为涡源。Shapiro^[8]和Stevens^[9]利用GATE资料分别研究了非洲和东大西洋的涡度收支，发现涡源和涡汇在垂直方向有着更为复杂的结构。看来，不同的地区以及不同的天气系统，积云对流反馈作用的动力学过程也是有差异的。

2.1 涡度和散度收支方程

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：

日长江中下游暴雨过程作了研究，该过程特点是：雨区范围广，降水强度大，持续时间长，从过程总降水量分布图可见，共有3个大于200mm的降水中心分别位于洞庭湖西、武汉地区和皖南地区，低空急流轴线位置稳定在芷江到南昌一线。

根据上述涡度和散度收支方程，差分计算方程左端各大尺度项，可得出对流层低层和高层时间平均的水平分布。涡度收支方程的计算结果表明：比较而言，在对流层高低层，涡度局地变化项、涡度垂直输送项和扭转项经时间平均后数值较小。其中在对流层低层以散度项最为重要，800hPa上的水平分布明显呈现东西向带状分布，其中湘北和苏南

为两个负值中心,其数值分别为 $-18.4 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 和 $-13.8 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$,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,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。800hPa 余差项 R_2 的水平分布表明,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, $\zeta+f < f$,而低层 $\zeta+f > f$,故等量的辐合辐散量,在低层制造的正涡度必定大于高层制造的负涡度,因而雨区附近高层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布,浙西和湘东两个正值中心分别为 $4.1 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 和 $2.3 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$,皖南的负值中心为 $-2.2 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 。绝对涡度平流项的分布则近乎南北向并且正负相间,此值相对地显得重要,因而使得余差项的水平分布型式与该项相似,300hPa 余差项 R_2 的水平分布表明,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。

该结果与1983年梅雨期盛期(6月28日—7月7日)10天共20个时次的平均大尺度涡度收支^[11]计算相比较,其分布特征十分类似。但与同年6月下旬利用中尺度资料所得到的结果^[6]相比较,相同点是:(1)局地变化项在对流层内均变化很小,说明降水系统处于准平衡状态。(2)散度项在低层制造正涡度,高层制造负涡度,且低层制造的正涡度大于高层制造的负涡度。(3)水平平流项在对流层高、低层均导致负涡度的积聚,即在低层减少正涡度的生成率,而高层则是负涡度的主要产生机制。不同点在于中尺度的诊断结果表明:(1)在对流层高层,水平平流项作用特别

大,涡度收支基本上是平流项与积云对流产生的涡源所平衡。(2)扭转项垂直方向变异性大,在低、高层制造正涡度,中层制造负涡度,即在低层扭转项也是一个正涡度制造源。

散度收支方程的计算结果表明,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,而非线性 S 项的作用应引起重视($S = (\frac{\partial u}{\partial x})^2 + (\frac{\partial v}{\partial y})^2 + 2\frac{\partial u}{\partial y}\frac{\partial v}{\partial x}$)。在对流层低层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 $10 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$,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 $22.3 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$,其东西向带状分布也与雨区大致对应。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。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_0 的水平分布与非地转涡度项的分布相类似,并且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, S 项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,非地转涡度项在高空却显得更为突出,雨区附近的東西向负值常比低层明显,且其绝对值比低层大得多,最大负值中心在武汉地区达 $-81.4 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$,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,因而高层的余差项 R_0 水平分布几乎完全决定于非地转涡度项的水平分布。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。

图7a、b 分别为日降水量 $>50\text{mm}$ 区域内

面积和时间平均余差项 R_c 和 R_D 的垂直分布。由图7a可见,对流层低层的 R_c 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 $-5.4 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 。而对流层高层 R_c 为正值,说明它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 $4.1 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 。图7b表示对流层低层的 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 $14.5 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 。而对流层高层 R_D 为负值,说明它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 $-31.2 \times 10^{-10} \text{s}^{-2}$ 。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_c ,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。

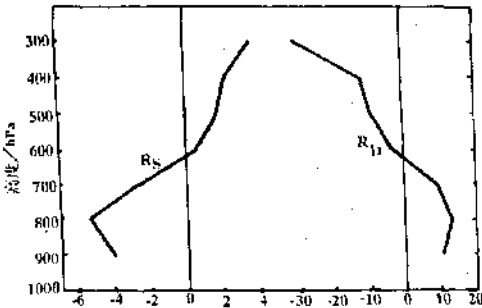


图7 面积和时间平均余差项 R_c 和 R_D 的垂直分布

2.3 积云参数化诊断研究

可以用云模式(单云模式、总体云模式和云谱模式)直接计算积云的涡度垂直输送。以一维单云模式的简单情况为例:

区域平均的 $\bar{\omega}$ 和 $\bar{\eta}$ 可表示为

$$\begin{cases} \bar{\eta} = \alpha \eta_c + (1 + \alpha) \eta_e \\ \bar{\omega} = \alpha \omega_c + (1 + \alpha) \omega_e \end{cases} \quad (8)$$

式中 α 为积云对流所覆盖的面积比(可按郭晓岚^[12]方案计算), ω_c 为积云中的上曳速度(可按一维定常带水积云模式计算), ω_e 为环境垂直速度, η_c 为积云中涡度, η_e 为环境涡度。当 α 很小时,积云对流所产生的涡度垂直通量为:

$$-\overline{\omega' \eta'} = -\alpha \omega_c (\eta_c - \eta_e) = -M_c (\eta_c - \eta_e) \quad (9)$$

$M_c = \alpha \omega_c$ 为积云垂直质量通量。因此,视涡度源或汇可表示为:

$$R_c = -\frac{\partial}{\partial p} [M_c (\eta_c - \eta_e)]$$

陈受钧和陈良杰(1979)^[12]用这种方法计算了长江流域梅雨期暴雨系统中积云对涡度垂直输送的作用,由图8所示。

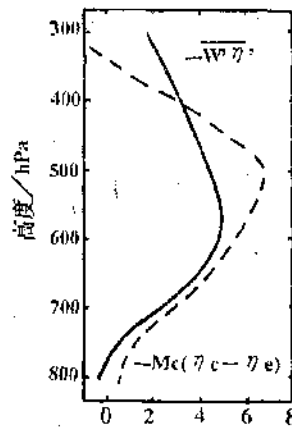


图8 对流涡度垂直通量廓线

实线:天气尺度运动计算值,虚线:参数化计算值

(单位: $10^{-7} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-2}$)

比较实线和虚线垂直分布可知,参数化计算的涡度垂直通量随高度分布与由天气尺度运动计算的结果,在800—300hPa 之间的量级和垂直分布趋势是一致的。只是在对流层中层,参数化计算的值较大,在对流层高层,参数化计算的值较小。

3 结 语

30年来,许多研究者设计了各种计算方案,致力于了解环境场和积云对流之间的相互作用。最早研究集中于热带天气系统,很快

发现了潜热释放在热带气旋发展中的作用。70年代末,人们对中纬度天气系统作类似研究后,又进一步证实加热剖面的细微变化能显著改变中尺度环流。本文概述近年来长江流域梅雨期间热量、水汽、涡度和散度场收支的研究结果,可见积云对流的反馈作用是非常显著的,故在设计降水模式时,除了在热力学方程和水汽方程中需要参数化外,在动量方程中同样要作类似处理,这是一个今后值得重视的问题。业务数值预报结果也发现,只对热量和水汽方程参数化作出的对流层低层低压系统预报,有时比实况强,这没有考虑积云垂直涡度输送有关。

此外,正如引言中指出,研究反馈作用的直接和间接方法均存在着不足之处。尤其是余差计算中包括了观测误差、客观分析误差和差分计算误差,对这些误差作灵敏度检验值得今后认真进行。还有某些假设是否合理,也尚待研究,例如在分析涡度收支时,有人指出水平方向的涡动输送也是重要的,不一定是垂直涡动输送为主。至于参数化方案更应结合我国实际天气状况深入分析。

参考文献

- 1 Dopplie, T. G., Radiative heating of the global atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 1972, 19, 1278—1294.
- 2 Luo, H. B., & M. Yanai. The large-scale circulation and

- heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979, part 1: Heat and moisture budgets. *Mon. Wea. Rev.*, 1984, 112, 966—989.
- 3 Ding Yihui & Hu Jian. The variation of the heat sources in east China in the early summer of 1984 and their effects on the scale circulation in east Asia. *Advance in Atmos. Sci.*, 1988, 5(2), 171—180.
- 4 汪钟兴. 暴雨过程大尺度热量、水汽和动量收支分析. *热带气象*, 1992, 8(2), 169—173.
- 5 梁必骥、李勇. 暴雨中尺度环境场特征及积云对流的反馈作用. *热带气象*, 1991, 7(1): 16—25.
- 6 李勇、梁必骥. 暴雨中积云对流的反馈机制. *大气科学*, 1991, 15(4): 35—42.
- 7 Hodur, R. M. and J. S. Fein. A vorticity budget over the Marshall Islands during the spring and summer months. *Mon. Wea. Rev.*, 1977, 105, 1521—1526.
- 8 Shapiro, L. J.. The vorticity budget of a composite African tropical wave disturbance. *Mon. Wea. Rev.*, 1978, 106, 806—817.
- 9 Stevens, D. E.. Vorticity, momentum and divergence budgets of synoptic scale wave disturbances in tropical eastern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 1979, 107, 535—550.
- 10 汪钟兴. 积云对流对涡度场和散度场的反馈作用. *大气科学*, 1988, 12, 168—173.
- 11 汪钟兴. 梅雨期盛期的大尺度涡度收支特征. *热带气象*, 2, 211—217.
- 12 Kuo, H. L., On formation and intensification of tropic cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 1965, 22, 40—63.
- 13 陈受钧、陈良杰. 梅雨暴雨的涡度平衡与积云对流. *气象学报*, 1979, 37, 8—13.

Diagnostic Studies of the Effect of Cumulus Convection on Large-Scale Environment

Wang Zhongxing

(University of Science and Technology of China, Hefei 230026)

Abstract

On the basis of discussion about various budget equations, the horizontal pattern and vertical profiles of apparent source and sink with direct and indirect methods over the Changjiang River basin during Mei-yu heavy rain are summarized. Although the results are different and difficult to compare for each case, region or data, but this is certainly followed by an important vertical transport process of subgrid-scale, which reflects the striking effect of cumulus convection on large-scale environment. Thus, for any prognostic models of heavy rain over the midlatitudes, it is necessary to add the parameterization of subgrid-scale motion.

Key Words: calculation of budget parameterization scheme Mei-yu heavy rain cumulus convection feedback effect