

北京一次大暴雨过程视热源和视减湿特征分析

郭幼君

(北京市气象台, 北京 100089)

提 要

应用高分辨 TBB 亮温资料和逐 6 小时一次的 NCEP/NCAR 再分析资料, 分析了 1998 年 7 月 5 日北京地区发生的一次大暴雨天气过程。结果表明: 北京地区雨量分布不均是由于西部山区出现两次对流活动而东部平原地区仅为一次, TBB 低值区右前方下沉区有利于其后部对流的发展; 暴雨阶段视热源 (Q_1) 的视减湿 (Q_2) 局地变化项和平流项均非小项, 两者具有反位相变化特征, 垂直输送项是视热源和视减湿的主要贡献者; Q_1 和 Q_2 的高度 - 时间演变与暴雨的出现是一致的, 暴雨发生时段对应着 Q_1 和 Q_2 的高值区。视热源加热中心出现在 500hPa 高度, 而视减湿中心主要在 700hPa 附近。

关键词: 视热源 视减湿 TBB 亮温 大暴雨

引 言

1998 年 7 月上旬, 西太平洋副热带高压在持续偏南后出现明显加强北进, 其 110~130°E 平均脊线位置达到 30°N 左右; 东亚季风前锋推到黄河以北的华北地区; 我国东部

雨带也出现北跳现象^[1]。在此大尺度背景下, 7 月 5 日北京地区出现了暴雨~大暴雨天气过程, 24 小时最大雨量达到 351mm, 造成严重的经济损失。

对华北暴雨已有广泛的研究^[2,3],但过去很少有人计算过华北暴雨热源热汇的分布^[4]。随着 Luo 和 Yanai 等^[5,6]发展的视热源和水汽汇计算方案的应用,丁一汇等^[4]对长江中下游梅雨的热源和热汇进行分析,给出了梅雨期加热的主要特征。同时,由于受降水资料分辨率的限制,研究发现 TBB 资料与对流活动和降水过程有较好的对应关系^[7,8]。本文利用日本 GMS 高分辨 TBB 云图资料和 NCEP/NCAR 逐 6 小时再分析资料,分析了此次大暴雨发生发展的 TBB 变化特征,并在文献^[6]的基础上改进垂直速度上边界条件,计算了大尺度视热源和视减湿(水汽汇),试图弄清北京大暴雨发生前后大气加热结构特征。

1 计算方法和资料

分析中采用对流层收支方案来估算大气视热源和水汽汇^[6],它们可分别写成如下形式:

$$Q_1 = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{\theta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right) \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right) \quad (2)$$

上式中 θ 为位温, q 为比湿;右端 3 项分别为局地变化项、水平平流项和垂直输送项; Q_1 表示单位时间内单位质量空气的增温率, Q_2 表示单位时间内单位质量水汽凝结释放热量引起的增温率。

垂直速度的计算会直接影响式(1)和(2)中视热源和视减湿的结果,罗会邦等^[9]给出了大气下边界和上边界的 ω 公式:

$$\bar{\omega}_s = -g \frac{P_s}{RT_s} \left(\frac{\bar{u}_s}{\alpha \cos \varphi} \frac{\partial h}{\partial \lambda} + \frac{\bar{v}_s}{\alpha} \frac{\partial h}{\partial \varphi} \right) \quad (3)$$

$$\bar{\omega}_T = \left[\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{\theta} - \frac{(p_0/p^k) Q_R}{c_p} \right] / \left[- \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right] \quad (4)$$

式中 P_s 、 T_s 、 u_s 、 v_s 分别表示地面气压、地面温度、地面纬向风和经向风, Q_R 为辐射加热率。根据 Dopplack^[10]和 Yanai 等^[6]对不同区域的分析计算,结果表明在对流层顶 Q_R 量值很

小,为此在本计算中假定 $P_T = 50\text{hPa}$ 时 $Q_R = 0$,使得在对流层顶垂直速度不为 0,这一假设在暴雨强降水过程中更具合理性。对连续方程在满足上下边界 ω 条件下进行散度修正。地形高度水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。式(1)~(4)中符号“ $-$ ”表示水平面上的滑动平均,在本文中采用 Shapiro 的 9 点平滑技术^[11],从而减弱或滤掉短波扰动。

计算所用资料为国家气候中心提供的 NCEP/NCAR 逐 6 小时一次 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格距再分析资料,气象要素包括水平风速、气温、高度场和相对湿度,实际计算过程在 $1000 \sim 50\text{hPa}$ 间取 $\Delta P = 50\text{hPa}$ 的 21 层上进行,计算时间为暴雨过程日和暴雨发生前及发生后的 72 小时,计算范围 $20 \sim 50^\circ\text{N}$ 、 90°E 以东区域。TBB 资料水平分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,时间分辨率为 3 小时。文中如无特别标明,所用时间均为世界时。

2 大尺度环流特征和对流活动

1998 年 7 月上旬沿北京纬向平均 500hPa 高度场和风场经向-时间剖面分布(图略)可以看到,中低纬度副高位置从 7 月 5 日开始北抬,副高北界逐渐向北推进,西南气流也已到达 40°N 附近,且在不断加强。同时,中高纬度西风带出现阻塞形势,北京附近的暖式切变维持。与此相对应的是对流层低层有低涡发展,5 日 00Z,北京附近 (40°N 、 116°E) 高度场开始急剧下降,到 6 日 00Z,出现正变高,低值系统过境后 500hPa 高度场才又升高。与低槽相伴的一冷涡在 6 日于 45°N 附近发展。

根据 TBB 云图的逐日演变特征,我们可以清楚地看到影响北京的降水系统主要有两个来源,分别是青藏高原东侧对流云系向东偏北方向移动和河套以西的西风带对流区东移并向南扩展。由于受到副高北抬的阻挡作用,暖湿西南气流和西风带槽区冷空气在北京附近相遇,从而造成了此次大暴雨天气。7 月 5 日,北京地区主要降水时段发生在午后到深夜(如图 1 所示),强降水地理分布具有不均匀性,在西部山区明显多于东部平原地

区,20小时280mm的最大雨量中心位于北京西部山区延庆大庄科乡。从北京逐小时雨

(图略)发现,西部地区有两次对流发展过程,分别在5日09~12Z和21Z,而东部地区仅在5日09~12Z有对流发展。

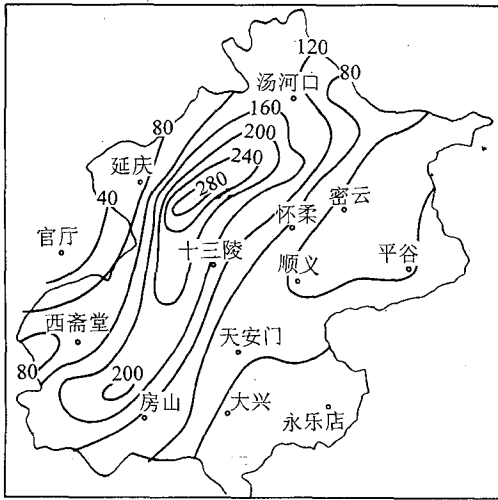


图1 1998年7月5日00~20Z北京遥测雨量站20小时累计降水量/mm
量和西东部不同区域平均TBB量值的分布

为了揭示对流云活动和北京地区降水的关系,分析了暴雨过程逐3小时TBB亮温低值中心的变化和移动特征。暴雨开始前,5日00Z(图2a)河套一带冷锋云系中有多个TBB $\leq 231\text{K}$ 的对流活动中心,241K的面积向东扩展,北京处于251K亮温区的边缘。在105°E以西30°N附近的西南气流中,有组织的对流单体不断发展,并向东偏北方向移动。5日09时(图2b),冷锋云系已移到北京,241K的面积进一步向北伸展,同时,西南气流中有组织的对流单体沿着副高北界移动,在河套以东并入冷锋云系。在冷锋云系的前方右侧,“V”型的TBB大值区扩大,表明与对流活动相伴随的下沉区在增强,在暴雨的前方形成次级环流,有利于暴雨的维持。5日12Z(图2c),北京一带维持241K的对流活动,西南

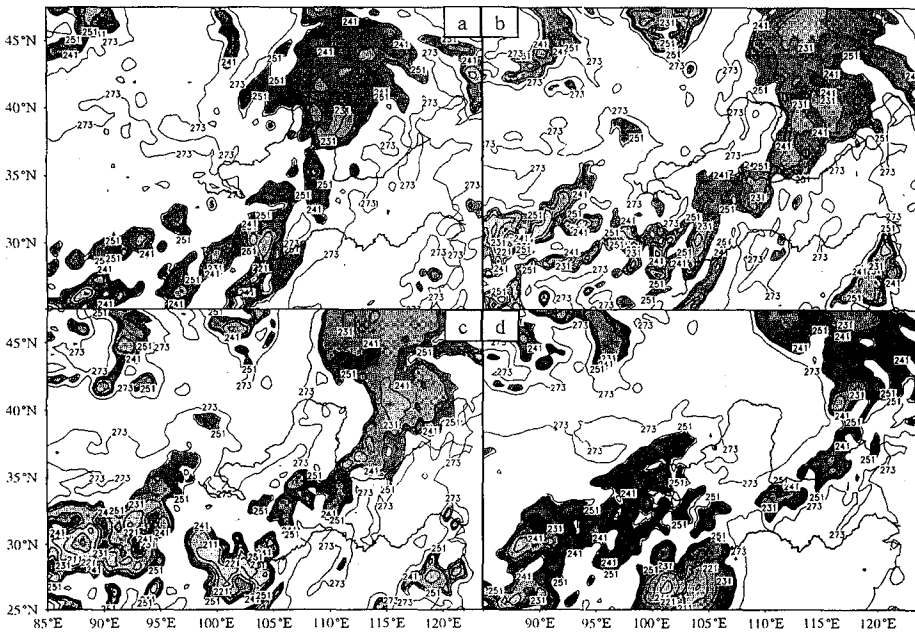


图2 1998年7月5日北京大暴雨过程TBB分布(阴影区为特征TBB值)
a、b、c、d分别为00、09、12、21Z

气流中对流单体强度有所减弱。5日21Z(图2d),北京地区西部又突然出现221K亮温低值中心,而在其东部为TBB高值区,因此,第2阶段强降水仅发生在北京西部。6日以后,随着TBB低值区进一步东移减弱,北京地区的一次大暴雨过程宣告结束。

3 视热源和视减湿演变情况

我们绘制了北京大暴雨前后 Q_1 、 Q_2 和 ω 高度-时间剖面图。从图3a给出的 Q_1 逐6小时演变看,在暴雨发生前,空气1K/6h的增温首先出现在400hPa附近,5日06Z后当强降水发生时视加热中心位于500hPa高度,其加热强度达4K/6h,垂直方向主要加热区位于700~300hPa间,在暴雨结束时空气弱

加热区高度又开始升高。 Q_2 的变化特征(图3b)与图4a比较发现主要有以下3点不同,即暴雨发生前对流层中部是相对弱加热区,在形态上表现为凹形;加热中心位置高度较低,大致在700hPa左右;主要加热区位于800~400hPa间。它们的共同点是加热强度相当,加热时段均与实际强降水相一致, Q_1 和 Q_2 最大值均出现在5日12Z。暴雨结束后,由于地面蒸发,对流层低层出现负增温。从大尺度上垂直速度 ω 的时间剖面(图3c)分析发现,北京地区弱上升运动在暴雨开始前就已出现,低层暖湿空气被抬升到对流层中部,引起图3a中暴雨前的增温。暴雨发生时上升运动急剧增强,最大值在5日12Z达到-12hPa/h,暴雨结束时对流层中下层出现下沉运动。

暴雨过程最大视加热层500hPa平均增温率为 $13\text{K}\cdot\text{d}^{-1}$ (图略),最大视减湿层700hPa平均增温率为 $12\text{K}\cdot\text{d}^{-1}$,视热源加热增温略大于视减湿增温。气柱视热源加热(用 $\langle Q_1 \rangle$ 表示)包括辐射加热、降水和地面感热输送;气柱视减湿(用 $\langle Q_2 \rangle$ 表示)包括降水和地面蒸发。为此,考虑暴雨不同阶段气柱加热变化特征:7月5日00Z(图4a), $\langle Q_1 \rangle 800\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的大片高值区位于长江上游到河套一带,之后视加热中心移到河套以东山西境内(图4b),强度加大到 $1200\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,北京处于强加热区前沿。随着西风带低槽的东移,中低纬度西南气流向北输送暖湿空气,大气加热中心进一步向东偏北方向移动,5日12Z(图4c), $900\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的加热中心已靠近北京西部,河套以西出现负加热区,表明加热中心后部降水结束,暴雨区向前方移动,其后方暖空气一侧温度梯度减小,有冷平流降温;5日18Z(图4d),大尺度 $\langle Q_1 \rangle$ 有所减弱,北京处于 $600\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的高值区中。计算发现 $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ (图略)高值中心的位置基本相同,并与实际雨量中心相一致,

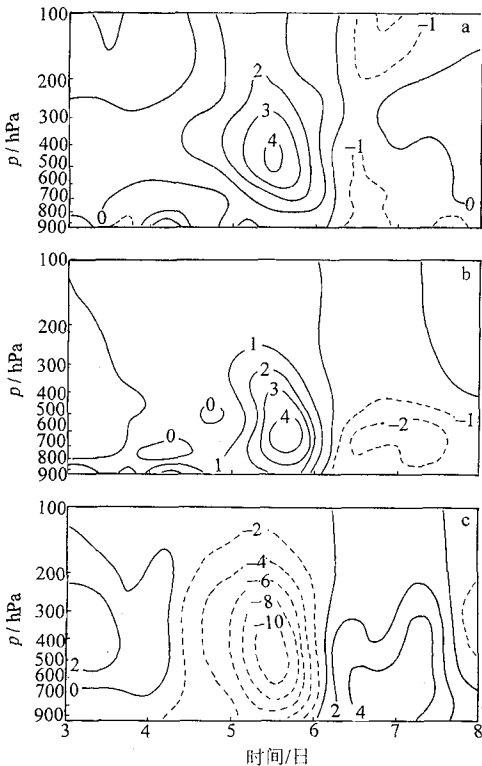


图3 1998年7月3~8日北京地区 Q_1 (a)、 Q_2 (b)和 ω (c)高度-时间剖面(单位:分别为 $\text{K}/6\text{h}$ 、 $\text{K}/6\text{h}$ 和 hPa/h)

但在不同地区加热中心强度有一定的差异。5日18Z北京西部附近 $\langle Q_2 \rangle$ 高达 $1100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，

这可解释为迅速发展的雨团释放的大量潜热，由此推断有异常强的降水产生。

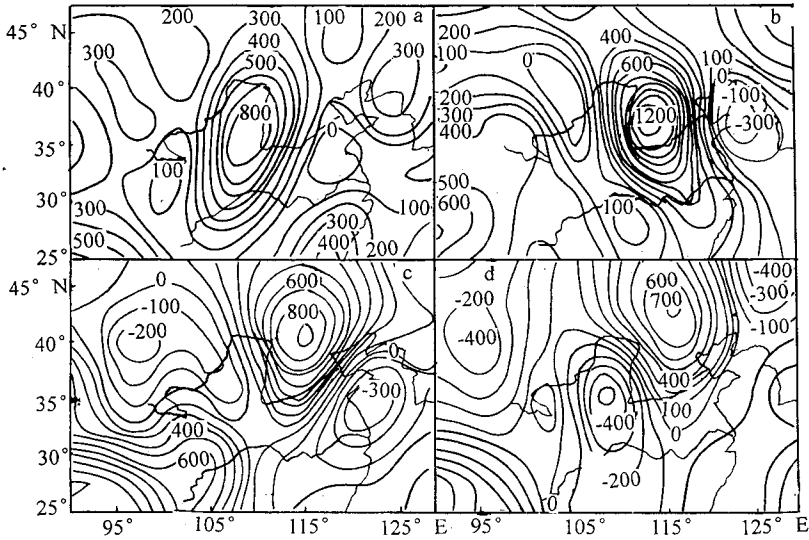


图4 1998年7月5日气柱视热源逐6小时空间分布/ $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$
a、b、c、d分别为00、06、12、18Z

暴雨过程中视热源和水汽汇主要是由什么原因造成的呢？在暴雨前和暴雨后又怎样转变的？为此分析各自局地变化、水平平流和垂直输送的垂直剖面分布特征，以讨论各项的相对重要性。图5a为 Q_1 中位温局地变化项，在暴雨开始前对流层中上层有 $0.5 \text{ K}/6\text{h}$ 的弱加热，暴雨开始后位温局地变化引起的增温主要集中在对流层上部和对流层中低层，而在对流层中层增温过程减弱，强降水时段出现负增温，而整个降水过程对流层低层为负增温。图5b反映了 Q_1 中位温的平流作用，不难发现，暴雨前对流层近乎整层出现负增温，暴雨时高低空有一对负增温中心，平均强度为 $-1.5 \text{ K}/6\text{h}$ ，表明对流层上空有暖平流，在暴雨结束前转为正增温。比较图5a和图5b，总的特征是两者具有相反的变化趋势，在暴雨过程中量值相当，因此，

它们对暴雨的加热的总体贡献是相互抵消，可以粗略地认为合并起来是一小项，可以不予考虑，但作为单独项还是应该保留，这与1991年江淮特大暴雨的分量特征^[12]是不同的。对视热源加热起重要作用的是垂直输送项（见图5c），5日12Z暴雨发生时对流层300hPa以下为强增温区，最大增温强度达 $5 \text{ K}/6\text{h}$ ，而在5日06Z对流层上部首先出现 $3.5 \text{ K}/6\text{h}$ 的增温。垂直输送使得暴雨过程整层加热，除对流层低层同样是增温外，与位温的平流作用反位相。由图3c可知，暴雨阶段整层 $\omega < 0$ ，故 $-\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} > 0$ 这说明大尺度场是静力稳定的，且低层较冷，高层较暖，通过强上升运动将低层的湿空气输送到较高层。

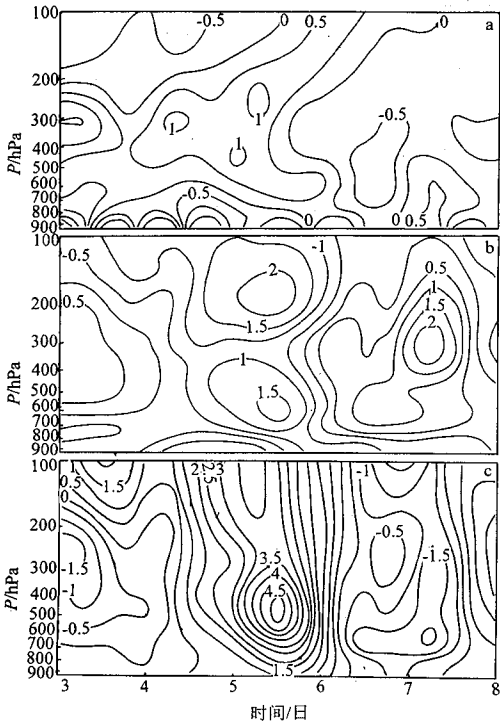


图5 1998年7月3~8日 Q_1 中各分量高度-时间剖面/K/6h

(a) 局地变化; (b) 平流作用; (c) 垂直输送

图6a为 Q_2 中比湿局地变化引起的潜热增温率, 0.5K/6h以上的正(负)增温主要分布在300hPa以下, 其中心位于650hPa高度。暴雨开始前, 由于对流层中低层具有水平辐合, 西南气流暖湿空气使得暴雨区水汽增加, 出现-2.5K/6h的负增温; 而强降水发生后, 空气中水汽凝结, 释放大量凝结潜热, 对流层中低层显著增温, 中心强度达到3.5K/6h。从而在5日12Z暴雨强对流发生前后650hPa高度形成一对“-”, “+”加热中心, 其强度不足以将其忽略。这种偶极型加热中心在 Q_2 平流项中同样出现(见图6b), 不过具有相反的分佈型式。暴雨后负加热在量值上稍大于暴雨前的正加热, 其中心位置也抬升到600hPa左右。与 Q_1 中的情况

一样, 局地变化和平流项两者是相抵的, 共同的作用是减小对视减湿加热的贡献。这种现象与江淮暴雨的不同性是否属于偶然尚需进一步的工作加以剖析。 Q_2 中垂直输送项(图6c)是视减湿加热的主要承担者, 其最大加热中心出现在700hPa, 较视热源加热中心偏低, 分布形态在200hPa以下大致相同。

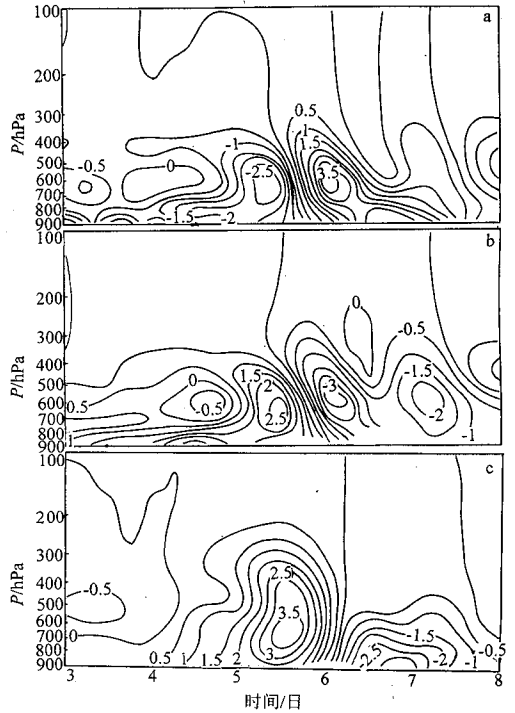


图6 Q_2 中各分量高度-时间剖面/W/6h

说明同图5

从以上分析可知: Q_1 、 Q_2 的时间演变与强降水的出现是一致的, 暴雨发生时段对应着 Q_1 、 Q_2 的高值区, 暴雨前和暴雨后 Q_1 、 Q_2 量值均很小, 且符号相反; Q_1 、 Q_2 两者之间存在较强的相互耦合, 具有相同的时间变化趋势, 但加热中心高度存在差异, 视热源中心一般在500hPa, 而视减湿中心主要在700hPa。 Q_1 、 Q_2 局地变化和平流变化是反位相分佈的, 共同的作用是减小对加热的贡献, 因此,

垂直输送项在 Q_1 、 Q_2 中的重要性更加突出。上述特点一方面表明暴雨期间强对流发展, 上升运动中水汽凝结潜热加热占了大气视热源中的主要作用, 另一方面表明强上升运动将低层的潜热加热向上输送, 以致 Q_1 、 Q_2 中心在垂直方向上不一致, 这种差异可能与大气中其它加热作用有关。

4 结论

(1) 副高北抬, 西风带低槽东移, 西南气流位置偏北并加强, 冷暖空气在河套东部相遇是形成北京等地大范围降水的大尺度环流背景。北京地区大暴雨地理分布极不均匀, 西部山区雨量明显高于东部平原地区, 在高分辨 TBB 图上表现为西部山区有 2 次强对流活动发生, 东部仅有 1 次对流过程, TBB 低值区右前方“V”形下沉区有利于对流活动的发展。

(2) 暴雨阶段视热源和视减湿加热的局地变化项和平流项为非小项, 其单独作用均不能忽略。它们的另一个重要特征是各自在暴雨发生前后在对流层中下层形成一对相反的加热中心。局地变化项和平流项具有相反的变化特征, 它们共同的作用是减小对 Q_1 或 Q_2 的贡献, 因此可以同时省略。

(3) $\langle Q_1 \rangle$ 和 $\langle Q_2 \rangle$ 两者之间存在较强的相互耦合, 具有相同的时间变化趋势。 Q_1 和 Q_2 的高度-时间演变与暴雨的出现是一致的, 暴雨发生时段对应着 Q_1 和 Q_2 的高值区。视热源加热中心出现在 500hPa 高度, 而视减湿中心在 700hPa 左右。由于暴雨阶段整层 $\omega < 0$, 故 $-\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} > 0$, $-\frac{\partial \bar{q}}{\partial p} < 0$, 大尺度场是静力稳定的, 且低层较冷且湿, 高层较暖且干, 通过强上升运动将低层的湿空气输送到

较高层。垂直输送项是视热源加热和视减湿加热的主要承担者, 在暴雨等天气过程中具有重要作用。

参考文献

- 1 丁一汇等. 1998 年亚洲季风活动与中国的暴雨/洪涝. 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 1999, 1~4.
- 2 丁一汇等. 影响华北暴雨的几类天气尺度系统分析. 中国科学院大气物理所集刊, 北京: 科学出版社, 1980, 第 9 号.
- 3 北方暴雨组. 华北暴雨. 北京: 气象出版社, 1992.
- 4 丁一汇等. 1983 年长江中游梅雨期的热源和热汇分析. 热带气象学报, 1988, 4 (2): 134~145.
- 5 Luo H. B. and M. Yanai, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I. Heat and moisture budgets, Mon. Wea. Rev., 1983, 111: 966~989.
- 6 M. Yanai and Chengfeng Li, Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon, J. Meteor. Soc. Japan, 1992, 70 (1): 319~351.
- 7 何金海等. TBB 资料揭示的亚澳季风区季节转换特征. 热带气象学报, 1996, 12 (1): 34~42.
- 8 董超华主编. 气象卫星业务产品释用手册. 北京: 气象出版社, 1999.
- 9 Luo H. B. and M. Yanai, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I. Precipitation and kinematic analyses, Mon. Wea. Rev., 1983, 111: 822~944.
- 10 Dopplick, T G., Radiative heating of the global atmosphere: Corrigendum, J. Atmos. Sci., 1979, 36: 1812~1817.
- 11 Shapiro R., Smoothing, filtering and boundary effects, Rev. Geoph. & Space Phys., 1970, 8: 359~387.
- 12 陆尔, 丁一汇, M. Murakami 等. 1991 年江淮特大暴雨的降水性质与对流活动. 气象学报, 1997, 55 (3): 318~333.

(下转第 55 页)

