0577-6619/2008/66(2)-0190-02 *Acta Meteorologica Sinica* 气象学报

一次热对流降水成因的分析和模拟*

李昀英[1,2] 宇如聪[3] 傅云飞[4] 叶成志[5]
LI Yunying[1,2] YU Rucong[3] FU Yunfei[4] YE Chengzhi[5]

1. 中国科学院大气物理研究所,LASG,北京,100029
2. 中国人民解放军理工大学气象学院,南京,211101
3. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京,100081
4. 中国科学技术大学地球与空间科学学院,合肥,230026
5. 湖南省气象局,长沙,410007
1. *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029, *China*
2. *Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing* 211101, *China*
3. *LASW, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing* 100081, *China*
4. *School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei* 230026, *China*
5. *Hunan Meteorological Office, Changsha* 410007, *China*
2007-02-01 收稿,2007-07-13 改回.

Li Yunying, Yu Rucong, Fu Yunfei and Ye Chengzhi. 2008. A case study on triggering of thermal convective precipitation. *Acta Meteorologica Sinica*, 66(2):190－202

Abstract Thermal Convective Precipitation (TCP) usually occurs when the West Pacific Subtropical High controls China Mainland in summer. Under a background of prevailing subsidence, how can the convection start and where does the water vapor come from? The two issues are studied by selecting a typical TCP event taking place on 2 August 2003. Firstly, the characteristics of the TCP are illustrated by TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) observations, automatic weather station observations and NCEP (National Center for Environmental Prediction) data. Then the surface evaporation, water vapor advection, and the divergence of the water vapor fluxes are calculated by the regionally-averaged water vapor budget equation, and the water vapor sources are analyzed. Furthermore, using the regional eta-coordinate numerical model AREM, the contributions of sensible heat and latent heat fluxes are investigated by 4 different sensitivity experiments. The results show that in the regions controlled by the Subtropical High, the surface temperature rises rapidly after sunrise. When receiving enough sensible heat, the air goes up and leads to the convergence in the lower atmosphere. Then the water vapor assembled from the surroundings and ground surface is transported to the upper levels, and the favorable environment for TCP forms. The simulation data diagnoses indicate that about half precipitable water comes from the convergence of water vapor horizontal flux, the other half comes from the surface evaporation, while little is from the advection. The further model sensitivity experiments prove that both sensible and latent heating are essential for the onset of TCP. The sensible heat flux triggers thermodynamic ascending motion, the latent heat flux provides water vapor, but the contribution to the TCP from the later is a little smaller than that from the former.

Key words Subtropical High, Thermal convective precipitation, Land-air flux, Triggering mechanism

摘 要 夏季受西太平洋副热带高压控制的中国大陆地区常发生热对流降水。文中首先利用 TRMM 卫星观测资料、地面自动站地表温度观测资料和 NCEP 资料分析了热对流降水的特征及其产生的背景条件;利用区域平均的水汽方程诊断了地表蒸发、水汽平流和水汽通量辐合项的贡献,分析了降水的水汽来源;进一步利用 AREM 区域数值预报模式,设计了 4 个敏感性

* 国家重点基础研究专项(2004CB418304)和国家自然科学基金项目(40505016、40625014、40675027)。
作者简介:李昀英,从事天气和气候的数值模拟研究。E-mail: liyunying2005@163.com

试验,研究了陆气感热、潜热通量对降水的贡献。结果表明,在副热带高压控制的地区,白天强烈的非均匀地表感热加热可导致低层热空气块突破环境下沉气流而上升,周围空气补充形成辐合运动。低层空气的辐合上升既可引起水汽的汇聚,又可把低层的水汽输送到高层。同时非均匀陆面特征造成的非均匀感热和潜热通量的共同作用增强了大气的位势不稳定度,触发了对流,但感热通量对热对流降水的贡献比潜热通量略大。热对流降水的水汽除部分来自地表蒸发外,另一部分来自低层的水平通量辐合。定量计算表明二者对大气可降水量的贡献基本相当,而平流水汽的贡献很小。

关键词 副热带高压,热对流,陆气通量,触发机制

中图法分类号 P426.6

1 引 言

西太平洋副热带高压(副高)是影响东亚天气气候的主要环流系统之一(陶诗言等,1963;Wu Guoxiong 等, 2003;Chen Tsing-Chang 等,2004)。一般而言,副高西北边缘冷暖空气交汇处容易产生降水,而副高中心控制的地区盛行下沉气流,天气以晴好为主,干燥少雨(Wu Guoxiong 等,2003)。然而,诸多观测事实表明(段旭等,2004;许爱华等,2006),副高中心亦常出现由热对流引发的局地阵性强降水(Thermal Convective Precipitation, 简称 TCP),在夏季受副高影响的中国长江中下游地区颇为常见。热对流云团的水平尺度一般小于 200 km,垂直尺度可超过 10 km,云团的最大近地面雨强有时超过 20 mm/h(傅云飞等,2005)。然而受副高反气旋环流影响,近地面气层温度很高,雨水在空中蒸发后真正能到达地面的降水量并不太大。热对流降水的维持时间一般也只有数分钟至几小时,这与降水的水汽来源及其供应不足有关。观测研究表明,热对流降水的形成机制、水平分布、强度、结构、维持时间等都与常发生在中国的梅雨锋降水、西南涡降水、台风降水等系统性降水不同(Gao Shouting 等,2002;周玉淑等,2005;李江南等,2005;Chen Lianshou 等,2004;曹治强等,2005),副高中心陆地热对流云团的尺度特征和含水量等也与海洋浅对流有较大差异(Steven Businger 等,1987;Pereira L G 等,2006),这可能是其水汽供应渠道不同所致。对于发生在陆地和海洋上由天气系统造成的深、浅对流,从天气背景、水汽来源到形成机制等方面的研究工作已相当多(Mo K C 等,1998;Short D A 等,2000;Halverson J B 等,2002; Hyung Woo Kim 等,2006;Xue Y 等,2001;Schumacher C 等,2003),但对于发生在副高中心控制区域的 TCP,人们的认识还比较有限。TCP 维持时间较短,逐时降水观测资料又相对缺乏,到达地面的降水总量也较小,以往没有受到特别的关注。但突发性的阵雨往往给交通和重大活动等带来不便,因此对 TCP 的成因进行研究是必要的。在温度较高、相对湿度较小的大气环境背景下,降水的水汽来自哪里?在大范围的下沉气流控制下,发生对流所必需的上升运动是怎样产生的?只有清楚了降水必需的水汽和上升运动条件,即降水的激发机制,才能进一步理解 TCP 降水的特征并研究其预报方法。本文通过 2003 年 8 月 2 日发生在中国江西、浙江等省副高控制区域的午后热对流个例,结合资料诊断分析和数值模式模拟,研究了热对流降水的水汽来源和触发条件,为预报 TCP 类型的降水提供具有普遍意义的理论依据。

2 资料和个例简介

本文使用的诊断分析资料包括地面自动气象站观测的地表温度和地面气温资料(逐日 02、08、14、20 时 4 个时次)、台站探空资料(逐日 08、20 时 2 个时次,16 层)和 NCEP(National Center for Environmental Prediction)资料(1°×1°水平分辨率,26 层,逐日 02、08、14、20 时 4 个时次)。

2003 年 8 月 2 日,中国东部广大地区受副高控制,其中心平均强度达 5906 gpm(傅云飞等,2005,文中图 2d)。在副高控制的江西、浙江等地,热带测雨卫星 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission;Simpson J 等,1996)携带的空基测雨雷达(PR)在 15:41(北京时,下同)观测到零星的强降水,卫星反演的近地面降水率 30 mm/h 以上(傅云飞等,2005,文中图 2d)。虽然 TRMM 观测到的是近地面 2 km 高度处的降水率瞬时值(由于地形影响,2 km 以下雷达回波杂波较强),它不能反映降水发生的开始和结束时间,也不能反映地面总降水量的大小,且存在一定的反演误差(Tufa Dinku 等,2006;Habib E 等,2002),但卫星观测至少提供了这

样的信息,即降水发生的地域在副高中心控制区域,午后空中的降水强度比较大,是局地、非系统性的。还可以知道对流云顶高度可达 10 km,最大降水率在空中 5 km 左右,向上和向下迅速减小(傅云飞等,2005;文中图 6),这说明降水具有对流降水的结构特征(傅云飞等,2005)。进一步检查地面自动气象站观测的降水量(图 1),可以发现主要降水区域在 27°—29°N、115°—119°E 附近。降水从 14 时开始,最大降水量在 16—17 时达 14.8 mm,20 时后迅速减小。降水分布零散,有较强的局地特征。除主降水区外,还分布有多个单站点的孤立降水区域,降水开始时间也各不相同,但维持时间都不超过 3 h。虽然由于仪器观测、反演方法、地面站点布局等原因,卫星反演降水量和地面观测最大降水量都可能存在一定的误差,但也存在这样的可能性,即:空中降水率较大,但真正到达地面的总降水量并不多,雨水在到达地面前发生强烈蒸发。从逐时红外卫星云图也可以看出,对流云从 12 时开始生成(图 2a),16—17 时发展最强盛(图 2b),22 时完全消散。所有观测均表明,该次降水具有午后热对流降水的特征。

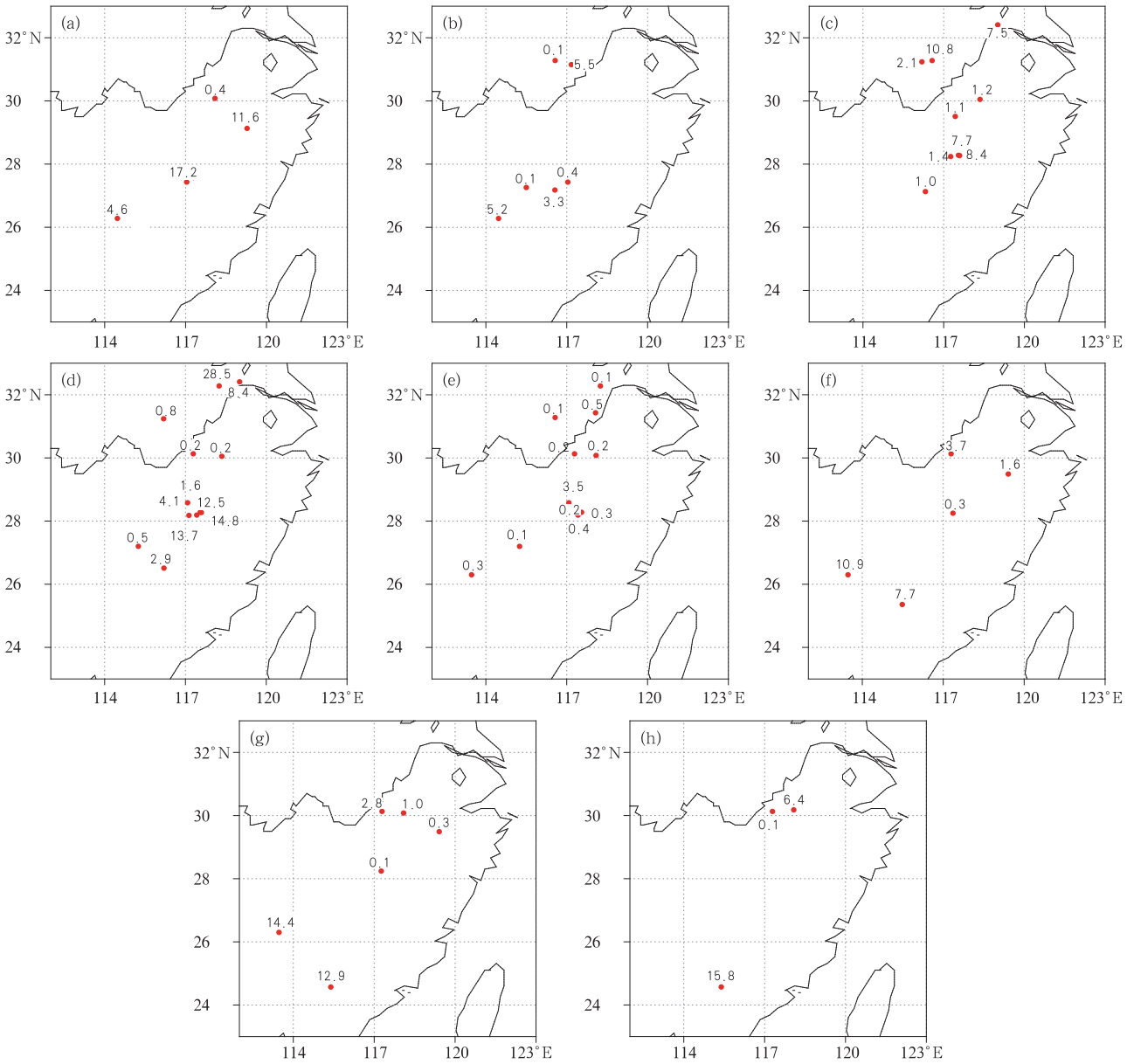


图 1 地面自动气象站观测的 8 月 2 日 13—21 时逐时降水量(单位:mm)

Fig. 1 Hourly precipitation (mm) from 13:00 to 21:00 BST on 2 August 2003 observed by automatic weather stations

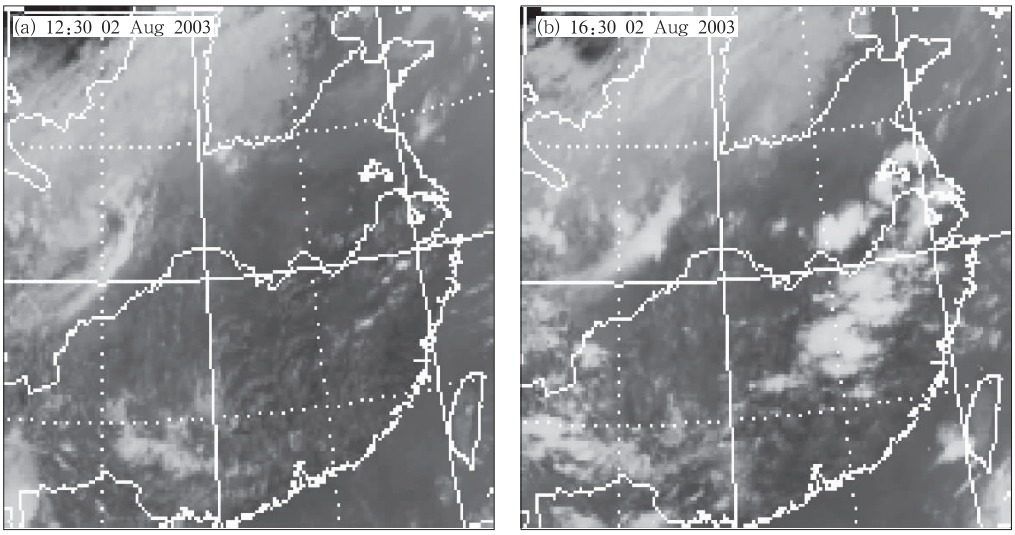


图 2 FY-2 气象卫星观测的 2003 年 8 月 2 日 12:30(a)和 16:30(b)的红外云图

Fig. 2 FY-2 geosynchronous meteorological satellite infrared images at 12:30 (a) and 16:30 BST (b) 2 August 2003

从以上观测事实可以推测,8 月 2 日午后地表或近地面温度应该很高,实测的地表温度证明了这一推测。图 3 是自动气象站观测的 8 月 2 日 08 时(图 3a)和 14 时(图 3b)地表温度和地面气温的差异。08 时地表最高温度39 ℃,地面最高气温33 ℃,最大温差只有 9 ℃,而 14 时最高地表温度达 70 ℃,最高气温为 44 ℃,最大温差超过了 30 ℃,巨大的温差必然导致地表向大气边界层强烈的感热输送。与此相反,2 日 08 时主要降水区衢州站(28.58°N、118.52°E)的探空资料表明,大气低层温度露点差在 9 ℃左右(图 4a),整个环境背景场比较干燥,且 08 时主要降水区域内整层盛行下沉气流(图 4b),地面水平风场微弱(图略)。那么,降水必需的水汽和上升运动来自哪里?

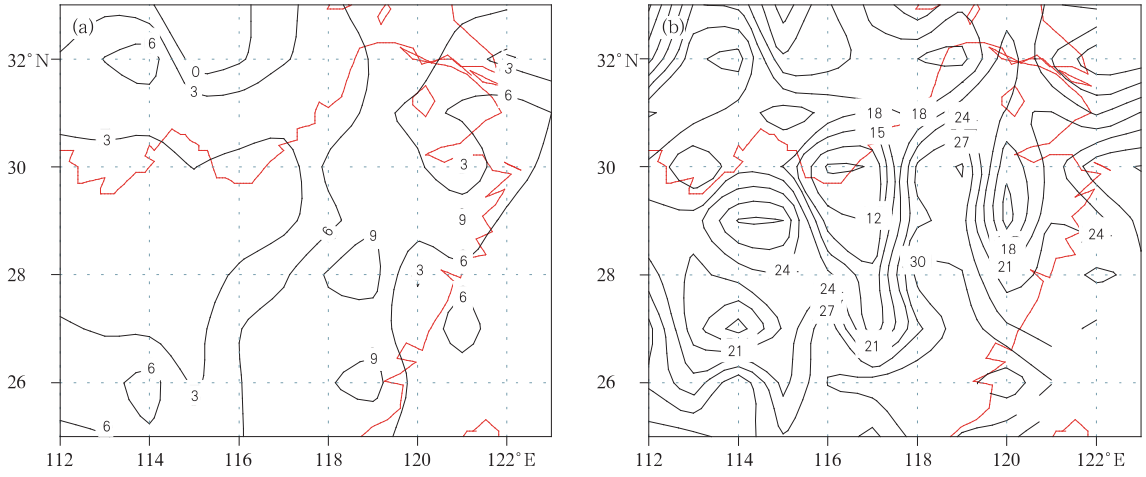


图 3 2003 年 8 月 2 日 08 时(a)和 14 时(b)自动气象站观测的地表温度和地面气温之差(单位:℃)

Fig. 3 Differences (℃) between ground surface temperature and surface air temperature on 2 August 2003 derived from automatic observations at 08:00 (a) and 14:00 BST (b)

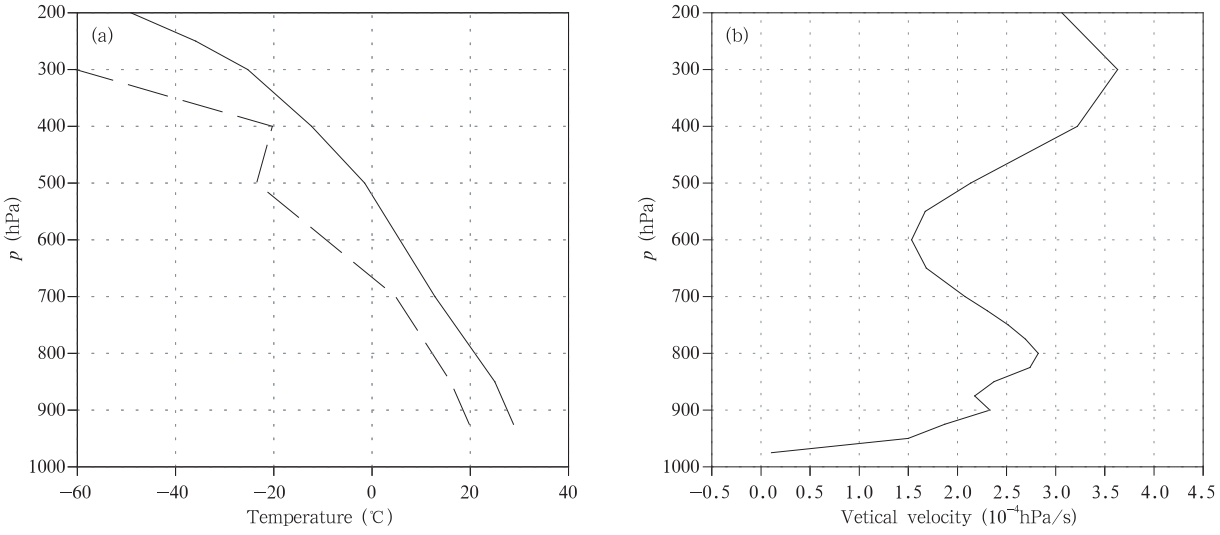


图 4 2003 年 8 月 2 日 08 时用台站探空资料得到的衢州站温度(实线)和露点(虚线,单位:℃)(a)和 27°—29°N、115°—119°E 区域平均垂直速度(b. 单位:10^{-4} hPa/s)随高度的变化

Fig. 4 Vertical distributions of (a) temperature (solid line) and dew point (dash line) at Quzhou station (28.58°N, 118.52°E,) and (b) regionally averaged vertical velocity over (27°—29°N, 115°—119°E) at 08:00 BST 2 August 2003 derived from the radiosonde data

3 水汽来源分析

众所周知,梅雨锋、台风等天气系统产生的降水能维持较长时间,原因之一是有源源不断的水汽供应。在系统性降水中,水汽平流、水汽通量辐合等对水汽增加的贡献较大,地表蒸发对水汽的贡献相对较小(Raymond D J 等,1990; Zhou Tianjun 等,2005;Pielke Sr R A,2001)。局地生成的热对流能产生降水,应该也有水汽的供应渠道,可以用区域平均的水汽收支状况来检查水汽通量散度项、地表蒸发和水汽平流的相对贡献。区域平均的水汽收支方程(丁一汇,1989)可写为

$$\frac{1}{\sigma g}\int_{p_u}^{p_s}\int_{\sigma}\left(\frac{\partial q}{\partial t}+\nabla\cdot q\boldsymbol{V}_h+\frac{\partial q\omega}{\partial p}\right)\mathrm{d}p\mathrm{d}\sigma = -m+E_s \tag{1}$$

其中,σ 为选定区域。因为热对流降水的局地性较强,这里选取主要降水区(27°—29°N、115°—119°E)来计算水汽收支。p_s 为地面气压,p_u 为顶层气压,$\frac{\partial q}{\partial t}$是水汽的局地变化,$\nabla\cdot q\boldsymbol{V}_h$ 是水汽的水平通量散度,$\frac{\partial q\omega}{\partial p}$是水汽垂直输送,$m$ 是水汽凝结量,E_s 是蒸发量。方程可以在各垂直层上进行计算。

首先检查水汽的局地变化项(方程左边第 1 项)。图 5a 反映出夜间 700 hPa 以下中低层水汽局地变化项是减小的,而 8 月 2 日 08—20 时是增加的,并有明显向高层扩展的趋势。水汽局地变化最大值发生在 750 hPa,中高层水汽增加在时间上比低层滞后,这反映出高层的水汽是由低层输送的,图 5b 中水汽垂直输送随时间的变化验证了这一推论。水汽的垂直输送从 2 日 08 时后迅速增加,750 hPa 垂直输送值最大。20 时降水结束前低层已转为下沉气流。而降水结束后,水汽的局地变化项也转为负值,说明水汽含量在逐渐减小。

那么,低层的水汽又从何而来? 一般而言,水汽的来源分 3 种:来自地表的水分蒸发;来自周围水汽通量的辐合;来自水汽的平流。有时兼而有之。在式(1)中,如果假设大气顶气压为 100 hPa,垂直速度在地面和大气顶均为 0,且 8 月 2 日 14 时降水发生前水汽凝结量 m 可视为 0,则地表蒸发便是水汽局地变化项和水汽水平通量散度项的和,即

$$E_s=\frac{1}{\sigma g}\int_{p_u}^{p_s}\int_{\sigma}\left(\frac{\partial q}{\partial t}+\nabla\cdot q\boldsymbol{V}_h\right)\mathrm{d}p\mathrm{d}\sigma \tag{2}$$

据此可以检查地表蒸发和水平通量散度对局地水汽增加的相对贡献。如果用 08 和 14 时水汽的差作为 11 时的水汽时间倾向值,08 和 14 时水汽水平通量散度的平均作为 11 时的值,可以得出 11 时地面至 100 hPa,27°—29°N、115°—119°E 区域平均水

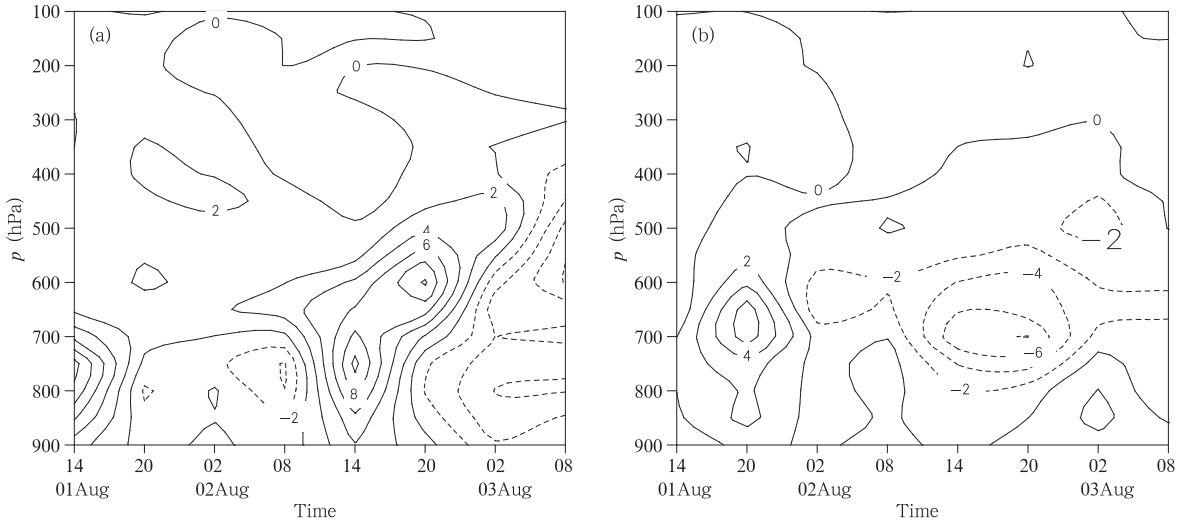


图 5 (27°—29°N、115°—119°E)区域平均的水汽局地变化(a. 单位:10^{-4} kg/(m^2 · hPa · s))和水汽垂直输送(b. 单位:10^{-3} kg/(m^2 · hPa · s))随高度的分布

Fig. 5 Height-time cross sections of (a) the local change(10^{-4} kg/(m^2 · hPa · s)) and (b) vertical transport (10^{-3} kg/m^2 · hPa · s)) of regionally averaged water vapor over the region (27°−29°N, 115°−119°E)

汽的局地变化为 2.2 kg/(m^2 · s),水汽水平通量散度为−1.1 kg/(m^2 · s),则地表蒸发为 1.1 kg/(m^2 · s)。虽然 NCEP 资料的时间分辨率不够高,方程(2)也只是在一定的假设前提下在地面至 100 hPa 的体积内做粗略估计,数值上可能存在一定误差,但仍然可以说明地表蒸发对大气中水汽增加的贡献不容忽视,其量值与水平通量散度的量值基本相当。检查地表的湿度状况(图略)可知,降水前 8 月 2 日 08 时主要降水区浙江等地比周围其他区域地表偏湿 15%以上,这可能导致水汽的蒸发比周围区域强烈,也为降水提供了一个水汽来源。当然,水汽的水平通量散度项的贡献是比较大的,而水平通量散度又可以分为水汽和散度的乘积项(方程(3)右边第 1 项)和水汽平流项(方程(3)右边第 2 项):

$$\frac{1}{g}\int_{p_u}^{p_s}\nabla\cdot q\boldsymbol{v}\mathrm{d}p=\frac{1}{g}\int_{p_u}^{p_s}q\nabla\cdot\boldsymbol{v}\mathrm{d}p+\frac{1}{g}\int_{p_u}^{p_s}\boldsymbol{v}\cdot\nabla q\mathrm{d}p \qquad (3)$$

平流项可以作为通量项和散度项的差在各气压层上计算,从而可讨论散度项和平流项的相对贡献。图 6a 是 8 月 2 日 14 时主要降水区(27°—29°N、115°—119°E)式(3)中各项随高度的分布状况。显然在对流层低层 750 hPa 以下,水汽的水平通量散度(实线)为负值,有明显的辐合,说明四周有水汽向主要降水中心聚集。这种聚集主要表现为风场的辐合(虚线),即通过风的辐合携带水汽运动。而水汽和散度的乘积项与水平通量散度项的值非常接近,平流项(点线)表现为两个大量的小差。因为副高中心控制的地区大气中水汽含量相对较小,且没有水汽非常不均匀分布的高值区和低值区,因此水汽平流的贡献很小,热对流降水的水汽主要来源于地表蒸发和周围水汽辐合。在中高层 750—300 hPa,水汽通量散度表现为辐散,这也主要是由风场的辐散决定的,低层辐合、高层辐散的配置有利于对流的进一步发展,也有利于低层水汽向高层的进一步输送。

由以上分析可以看出,这次热对流降水的水汽主要来源于地表的蒸发和低层风场辐合携带的水汽,然后通过垂直输送把水汽从低层输送到高层。虽然近地面气温较高,环境场相对湿度较小,但空气中的绝对湿度比较大。一旦水汽被向上输送,随着环境温度的降低,大气相对湿度会迅速增加。但是,在副高中心盛行下沉气流的情况下,风场辐合是怎样发生的呢?

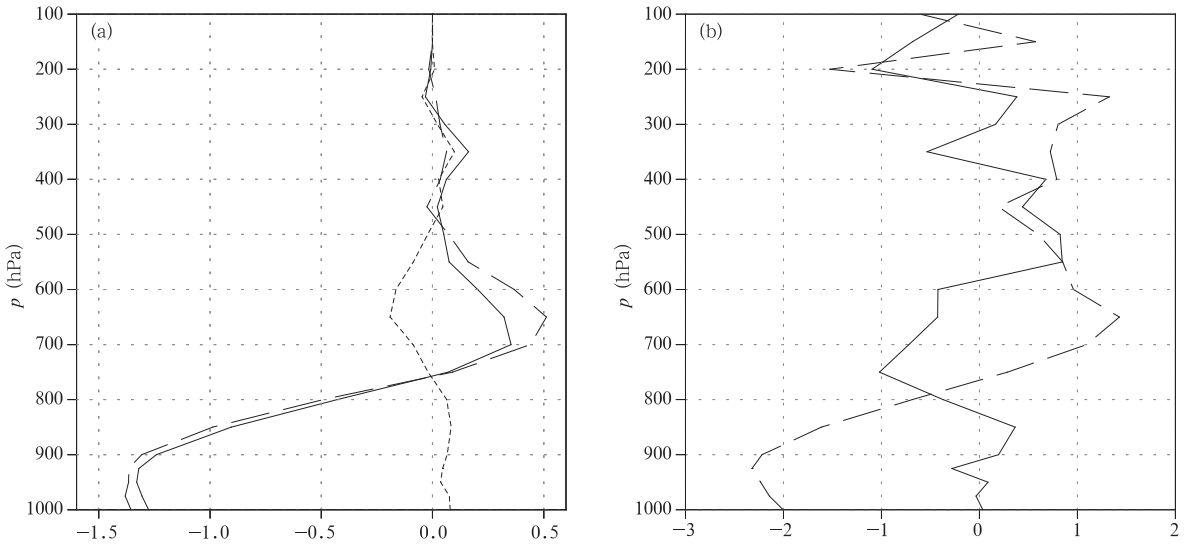


图 6 8 月 2 日 14 时(27°—29°N、115°—119°E)区域平均各层的水汽水平通量散度(实线)、比湿和散度的乘积(虚线)以及水汽平流(点线;单位:10^{-3} kg/(m^2 · hPa · s))(a)、NCEP 资料 2003 年 8 月 2 日 08 时(实线)和 14 时(虚线)(27°—29°N、115°—119°E)区域平均的散度(单位:10^{-5} s^{-1})(b)随高度的分布

Fig. 6 (a) Vertical distributions of the water vapor horizontal flux divergence (solid line), product of specific humidity and divergence (dash line), and water vapor advection (dot line, 10^{-3} kg/(m^2 · hPa · s)) at 14:00 BST 2 August 2003 and (b) the divergence (10^{-5} s^{-1}) at 08:00 BST (solid line) and 14:00 BST (dash line) on 2 August 2003 averaged over the region (27°−29°N, 115°−119°E)

4 陆气通量的作用

对流能够发生,大气低层必然对应有辐合运动。自动气象站观测资料表明,8 月 2 日 08 时,环境场主要盛行下沉气流,地表温度和地面气温差最大只有 9 ℃(图 3a)。但随着辐射加热的增强,到下午 14 时,地表和地面气温最大差值已经达到 30 ℃。这说明副高控制的地区,在晴空环境下,地表升温很快。虽然风速较小,但地表仍然通过感热不断向大气传输热量。地面热空气上升,导致周围空气的补偿性辐合,即风场的辐合,风速相应加大,图 6b 可以证实这一推断。图 6b 是用 NCEP 资料分析的 8 月 2 日 08 时(实线)和 14 时(虚线)主要降水区平均的散度随高度的变化。08 时降水发生前,主要降水区风速非常小(图略),整层大气的辐合辐散都比较小,尤其是在近地层。但随着太阳辐射的增强,风场辐合也迅速增加。到 14 时降水发生时,低层 750 hPa 以下都表现为辐合,最强辐合值出现在 925 hPa,达 -2.3×10^{-5} s^{-1},而中、高层为辐散,最大辐散值出现在 650 hPa。低层辐合的增强,必然导致周围空气携带的水汽向中心聚集,再加上地表的蒸发,当大气低层热量和水汽的聚集达到一定程度时,即环境大气的位势不稳定达到相当量值时,已经为对流的产生埋下了伏笔。大气中是不缺乏触发机制的,在强烈的位势不稳定环境中,任何小的扰动都可能触发对流。由于地表感热和水汽输送缺乏相应的观测值,我们利用一个中尺度数值预报模式来检验和验证感热和潜热等陆气通量在增加环境不稳定度中的作用。本文采用中国科学院大气物理研究所 LASG 实验室(State Key Labortoary of Numerical Modelling for Atmospheric Sciences and Geophisical Fluid Dynamics)建立的中尺度暴雨数值预报模式 AREM(Advanced Regional Eta-coordinate Model;宇如聪等,2004)和 Bats(Dickinson R E)陆面过程耦合的 V2.3 版本。模式运行区域为 15°—45°N、95°—135°E,水平分辨率为 12×12 km,垂直分 32 层。以 2003 年 8 月 2 日 08 时 NCEP 1°×1°分析资料为初值,采用时变侧边界条件,每 6 h 更新一次边界,最外圈 5°作为缓冲区,连续积分 24 h(称为参照试验 EXP_ctl)。

首先检验 AREM 模式对该个例降水分布和降水时间、强度的模拟能力。图 7a 是模拟的 8 月 2 日平均 500 hPa 位势高度和 8 月 2 日 09 时至 8 月 3

日 08 时 24 h 累积降水量,图 7b 是江西上饶站(28.28°N、117.55°E)观测降水量(实线)和模拟降水量(虚线,模式格点插值到站点)的逐时演变。可看出模式对副高西北侧的系统性降水和副高中心的局地性降水都有较好的反映。虽然副高中心模拟累积降水区域比观测偏大,强度偏强,且上饶站模拟降水量有一个逐渐增大再逐渐减小的过程,在 2 日 21 时还出现了次峰值(其他站点相应做了对照,模拟的降水发生时间平均比观测提前 2 h 左右),但模式还是较好地反映了热对流降水的午后、局地、短时特征。鉴于 AREM 模式对该热对流降水有一定的模拟能力,本文用其来研究降水的发生情况。

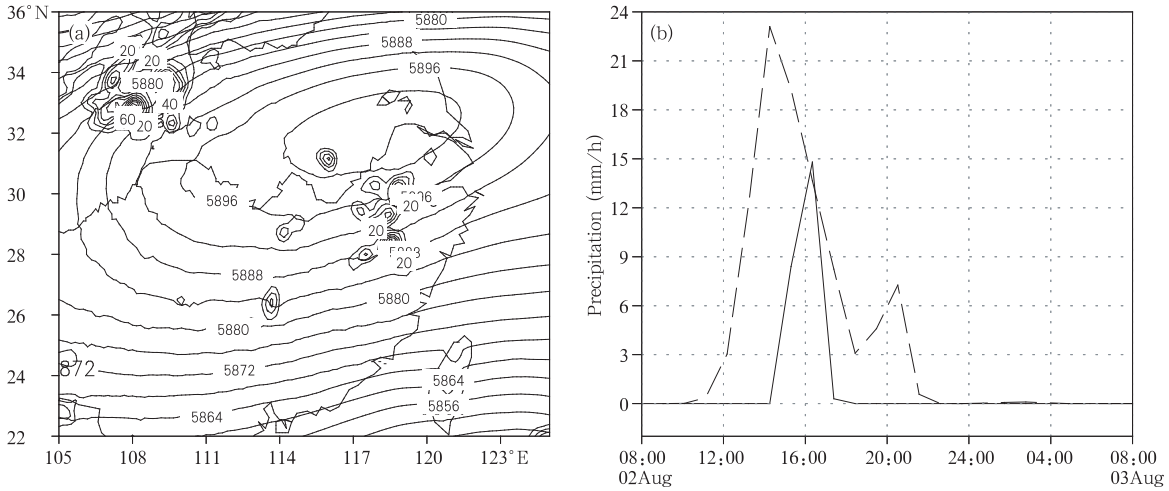


图 7 AREM 模拟的 2003 年 8 月 2 日 09 时—3 日 08 时平均 500 hPa 位势高度(gpm)和累积降水量(mm)(a);江西上饶自动气象站(28.28°N、117.55°E)观测(实线)和 AREM 模拟(虚线)的逐时降水量(mm)随时间的演变(b)

Fig. 7 (a) The total rainfall (mm) and daily average 500 hPa geopotential heights (gpm) on 2 August 2003 simulated by AREM model and (b) hourly precipitation (mm) from 08:00 BST 2 to 08:00 BST 3 August 2003 at Shangrao station (28.28°N, 117.55°E) in Jiangxi province derived from observation (solid line) and simulation (dash line)

我们利用 4 个敏感性试验来检验感热、潜热等陆气通量对触发热对流降水的作用。试验方案设计见表 1。

图 8 是参照试验和陆气通量的敏感性试验模拟的 8 月 2 日 09 时至 3 日 08 时累积降水量。当单独关闭地表向大气输送的潜热通量或感热通量后,降水的区域和面积都有不同程度地缩小,降水量也相应减小,降水开始时间也比参照试验滞后。但试验结果表明感热输送对降水的贡献更大些,这可能是因为对流主要是感热激发的,而降水的水汽除地表潜热输送外,还有部分来自低层辐合。当同时关闭感热和潜热通量后,主要降水区基本上都不存在了,只有很小的区域出现了降水。这说明感热和水汽输送对热对流降水都非常重要,只有水汽、热量条件同时具备时,才能激发对流降水(Pandya R E 等,2000;Tzeng R Y 等,2001;Ridout J A 等,1998)。在热对流发生时,感热的作用主要是向大气输送热量,热空气上升引发周围空气的补偿性辐合,使大

表 1 敏感性试验设计

Table 1 Sensitivity experiment design

试验名称	试验方法	试验目的
EXP_ctl	模式正常运行	参照试验
EXP_latent	关闭陆气潜热通量	检查地表潜热输送对降水的贡献
EXP_sensible	关闭陆气感热通量	检查地表感热输送对降水的贡献
EXP_senlat	同时关闭陆气潜热和感热通量	检查地表潜热和感热输送对降水的贡献
EXP_sur	25°—32°N、112°—122°E 范围内地形高度均设为 0 m,地表类型均设为陆地水体	检查非均匀地表性质在触发降水中的作用

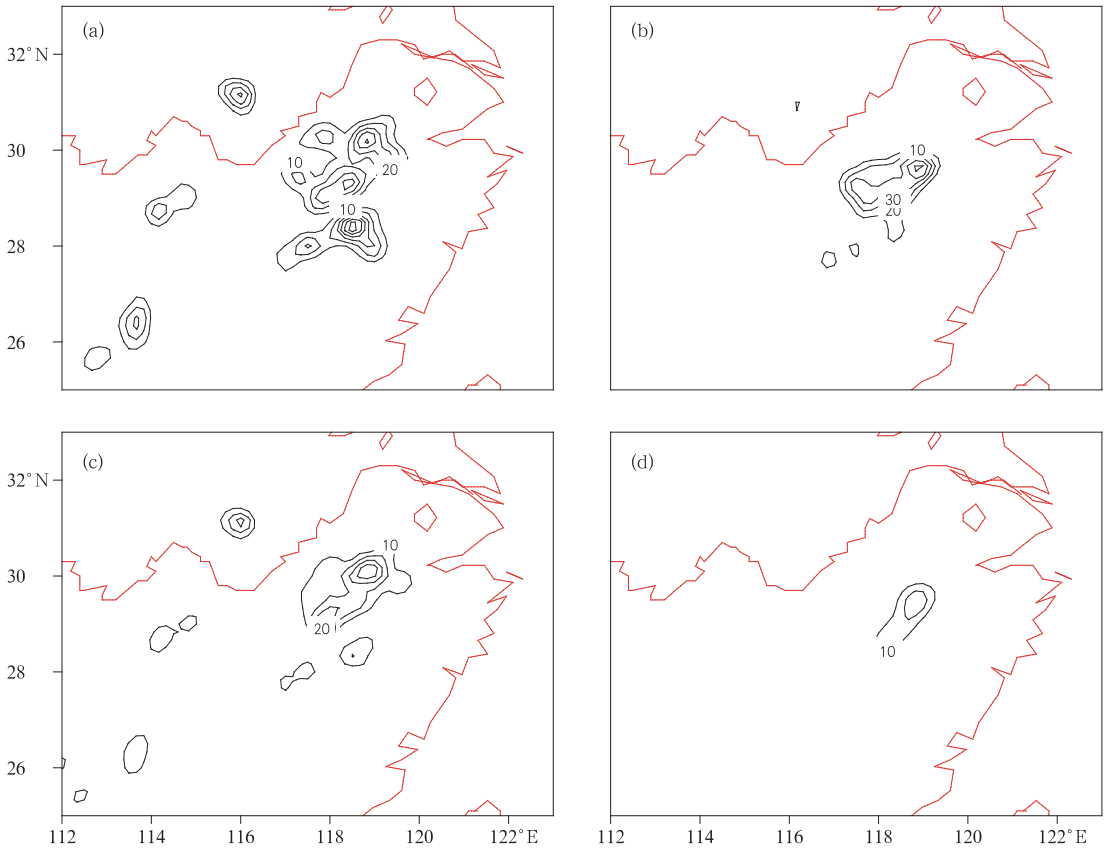


图 8 各试验模拟的 8 月 2 日 09 时至 3 日 08 时 24 h 累积降水量(单位:mm)

(a. EXP-ctl,b. EXP-sensible,c. EXP-latent,d. EXP-senlat;unit: mm)

Fig. 8 The total rainfall (mm) from 09:00 BST 2 to 08:00 BST 3 August 2003 simulated by 4 experiments

(a. EXP-ctl, b. EXP-sensible, c. EXP-latent, d. EXP-senlat)

气低层形成辐合中心。图 9a 即表明在参照试验中(实线),主要降水区大气表现为明显的低层辐合高层辐散特征,转换层出现在 650 hPa。当关闭地表感热加热(虚线)后,大气低层的辐合显著减小,最强辐合高度没有改变但强度减弱一半。对应高层辐散也明显减小,最强辐散高度从参照试验的 400 hPa 降低到 650 hPa。这说明关闭感热输送后,大气辐合辐散减弱,对流的高度降低了,强度也相应减弱(图略)。当降水发生时,潜热通量的作用是向大气输送水汽,增加大气的可降水量。图 9b 表明关闭地表潜热输送(虚线)后,积分各时次大气可降水量都比参照试验(实线)小,在 17 时降水达到最大时表现最明显。敏感性试验证明了地表潜热的作用是输送水汽,而感热激发的辐合上升运动可以把水汽从低层输送到高层。图 10a 可以进一步说明感热、潜热的变化与降水之间的关系。在未发生降水前,地表相对干燥,温度高,感热输送是逐渐增大的,潜热输送也缓慢增加,二者呈现一致的变化。当感热和潜热的累积达到一定程度后,开始产生降水。降水发生后,地表湿度增加,潜热通量迅速增大,同时地表温度降低,感热通量迅速减小,二者呈现相反的变化。因此热对流降水能够发生,得益于降水前感热和潜热的共同作用,虽然二者在对流发生时扮演的角色不同。

当大气低层的水汽和热量聚集达到一定的量值时,大气就会形成强烈的不稳定层结,为对流和降水提供温床。如果用假相当位温来表示大气层内热量和水汽的综合变化,即大气的位势不稳定度(图 10b),可以发现在主要降水区 27°—29°N、115°—119°E 内,由于同时关闭了地表感热和潜热通量,EXP-senlat 试验中 8 月 2 日 14 时区域平均的假相当位温值(虚线)与参照试验(实线)相比,在近地面

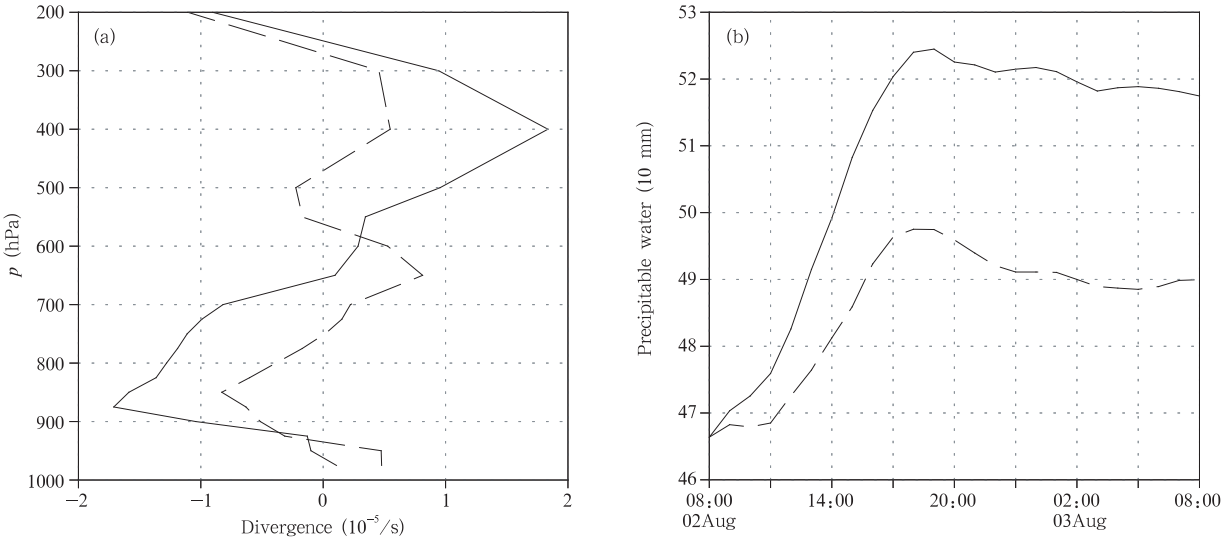


图 9 8 月 2 日 14 时 27°—29°N、115°—119°E 区域平均散度随高度的变化(a);两个试验模拟的大气可降水量随时间的变化(b)(a. 实线对应 EXP_ctl 试验,虚线对应 EXP_sensible 试验,单位:10^{-5} s^{-1};b. 实线对应 EXP_ctl 试验,虚线对应 EXP_latent 试验,单位:10 mm)

Fig. 9 (a) Vertical distribution of regionally averaged divergence ($\times 10^{-5}$ s^{-1}) over the region 27°—29°N, 115°—119°E at 14:00 BST 2 and (b) temporal variations of precipitable water vapor ($\times$10 mm) from 08:00 BST 2 to 08:00 BST 3 August 2003 simulated by EXP_ctl (solid line) and EXP_sensible (dash line)

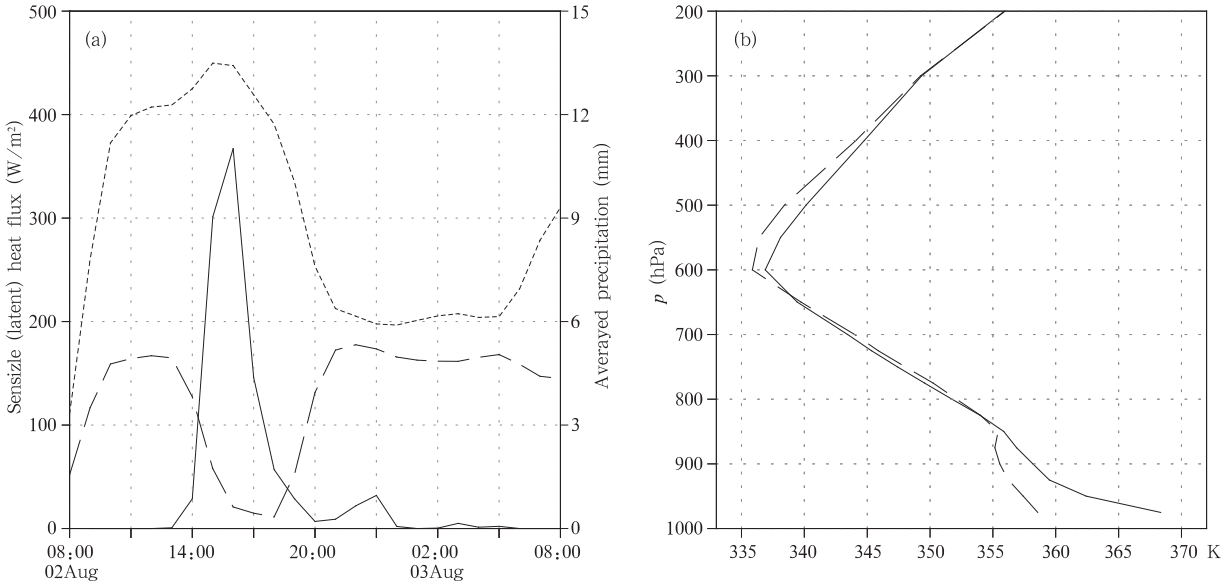


图 10 EXP_ctl 试验模拟的(27.9°—28.1°N、117.9°—118.1°E)区域平均降水量(实线,单位:mm)、地表感热(虚线,单位:W/m²)和潜热通量(点线,单位:W/m²)随时间的变化(a);8 月 2 日 14 时(27°—29°N、115°—119°E)区域平均假相当位温随高度的变化(b. 实线对应 EXP_ctl 试验,虚线对应 EXP_senlat 试验;单位:K)

Fig. 10 (a) Hourly variations of regionally averaged precipitation (solid line, mm), sensible heat flux (dash line, W/m²) and latent heat flux (dot line, W/m²) over the region 27.9°—28.1°N, 117.9°—118.1°E simulated by EXP_ctl, and (b) vertical distribution of regionally averaged equivalent potential temperatures (solid line for EXP_ctl; dash line for EXP_senlat; K) over the region (27°—29°N, 115°—119°E) at 14:00 BST 2 August 2003

减小了近 10 K,850 hPa 以下假相当位温随高度减小的斜率也比参照试验小的多,甚至在 900—850 hPa 厚度内出现位势稳定的状况。因此可以说,在副高反气旋环流的控制下,随着太阳辐射的增强,地表感热和水汽输送迅速增加,对流层低层大气受热抬升造成的空气辐合使得降水区近地层水汽含量也迅速增加,从而导致大气位势不稳定度的迅速增强。

5 地表非均匀加热的影响

在强烈的位势不稳定环境中,对流为什么总是发生在局部地区,而不是大气整层抬升形成层状降水呢? 我们知道,由于地形、植被覆盖等性质的差异,地表受热通常是不均匀的(Fei Chen 等,1994; Segal M 等,1988)。局部气块的温度可能比周围环境温度增加的快,使得气块比环境大气的上升速度更快。虽然大气中通常是不缺乏触发机制的,任何小的扰动都可能触发对流,但地表非均匀加热大气是触发热对流的主要原因。正是由于地表加热不均,使得近地面出现了多个风场的辐合中心,环境大气中的水汽也因为多辐合中心的存在而分散,水汽相对供应不足,降水表现为局地、短时的特征。我们再次用敏感性试验来验证这一推论。在模式运行范围内主要有 4 类植被:陆地湖泊(Inland water),灌溉庄稼地(Irrigated crop),常绿阔叶林(Evergree broadleaf tree),山地上主要对应混合林(Mixed woodland)。如果我们把主要降水区(26°—32°N、112°—120°E)内的地形高度统一设置为 0 m;为使地表受热后温度相对稳定,地表类型统一设为陆地湖泊,则地表性质呈现良好的均匀性(称为 EXP_sur 试验)。我们发现 EXP_sur 试验模拟的累积降水量区域和 EXP_senlat 试验比较相似,降水的局地特征消失,只在 29°N、118°E 附近有弱的降水(图略)。而对比参照试验和 EXP_sur 试验中 8 月 2 日 14 时降水开始发生时大气低层 850 hPa 的流场特征,可看出当地表性质非均匀时,全区呈现多个小尺度的辐合中心(图 11a),每个辐合中心各对应一个局地降水区,而地表性质均匀时,全区主要的流场系统是西北角的反气旋和贯穿东北—西南向的辐合线,降水发生在辐合线上(图 11b),降水的多区域局地特征消失。因此可以认为,地表性质的非均匀性使感热和潜热输送呈现非均匀性,触发了热对流,加强了降水的局地特征。

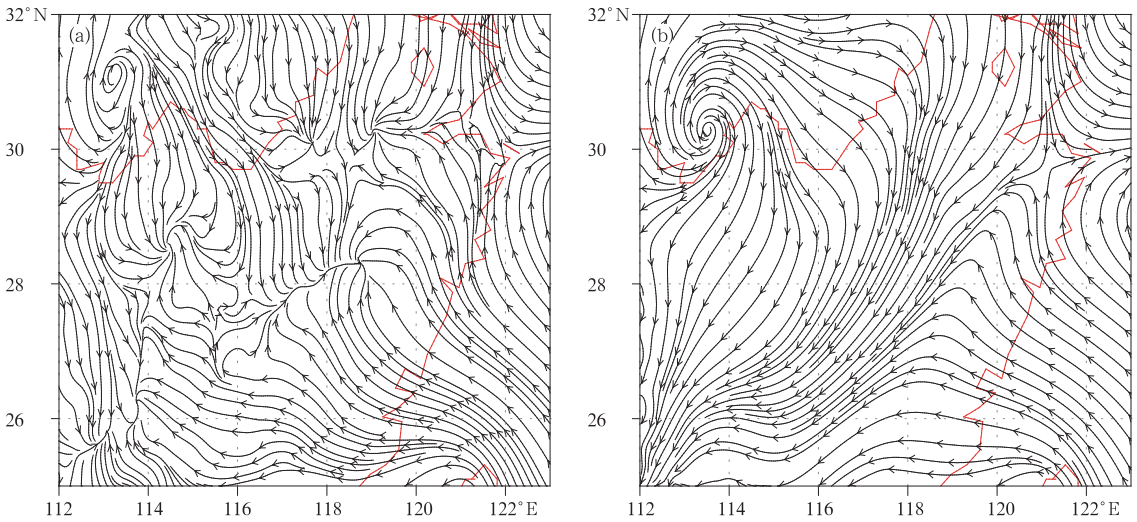


图 11 EXP_ctl (a) 和 EXP_sur(b)试验模拟的 8 月 2 日 14 时 850 hPa 流场

Fig. 11 850 hPa streamline fields at 14:00 BST 2 August 2003 in EXP_ctl (a) and EXP_sur (b)

6 结论与讨论

夏季中国大陆常发生局地热对流降水。本文通过资料的诊断分析和数值模拟验证,发现非均匀地表性质造成的非均匀陆气通量输送在 TCP 类型的降水中起到了触发对流的作用,这和陆气通量在季风爆发、梅雨锋降水、台风降水等系统性降水中的作用是不同的(Wilson J W 等,1997; Rong Fu 等,

1999;郑彬等,2006)。资料诊断的结果表明,热对流降水的水汽主要来源于地表蒸发和水平通量辐合,二者的贡献基本相当,而平流水汽的贡献很小。数值试验的结果则表明,地表潜热通量为大气输送了部分水汽,而触发对流的最后动力来自地表向大气的不均匀感热输送。但是,对流发生后为什么能在短时间内迅速发展壮大,可能与高、低层环境场的配置、凝结潜热释放与降水之间的正反馈等都有关系,这还需要进一步深入探讨。

TCP 能否发生与当时近地面的水汽和热力条件均有关系,只有水汽和热量累积达到一定量值时才能触发对流。如果没有丰富的水汽源地供应,降水维持的时间通常都比较短,如果地表感热输送较小,可能只能激发浅对流,难以形成降水。副高中心控制的地区,晴空条件下地表升温很快。在适当的水汽条件和复杂的地形、地貌环境中,对流很容易被触发,因此副高的控制为热对流的产生提供了极有利的环境背景场。但是,从敏感性试验的结果来看,对流发生与否对副高的位置、强度等都几乎没有产生影响(图略),说明中小尺度的局地对流对环境场的反馈较弱。

该次热对流降水发生在午后,但在 08 时用探空资料却计算不出不稳定能量。由于对流发展极为局地和迅速,一些时次降水只发生在个别站点上,因此预测 TCP 较为困难。但本文的研究表明,判断水汽的来源及供应情况,对预报 TCP 的发生、强度、时间等应该有较大帮助,这需要结合多普勒天气雷达产品、卫星云图和自动气象站等常规和非常规观测资料来分析。同时,考虑局地地形、地表植被覆盖等地表性质对预报 TCP 类型的降水也是非常关键的,减小数值模式中陆面过程处理的不确定性,也可以提高模式的预报准确率。虽然目前数值预报模式还较难做到准确的定点、定时、定量预报,但本文的模拟表明模式对 TCP 类型的降水仍有一定的预报能力。把数值预报和资料分析诊断合理地结合起来,提高预报员的集成预报能力,是提高精细化预报水平的途径。目前对触发热对流的陆气通量的客观定量分析工作还不多,到底地表感热、潜热各自的累积达到什么样的临界值才能触发对流,在业务预报中还很难把握,这也正是今后需要深入研究的问题。

References

Businger S, Hobbs P V. 1987. Mesoscale structures of two comma cloud systems over the Pacific Ocean. Mon Wea Rev, 115:1908-1928

Cao Zhiqiang, Li Wanbiao. 2005. Analysis of the structures of rainfall and the characters of lightning of two meso scale systems. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 63(2): 243-249

Chen Lianshou, Luo Zhexian. 2004. Interaction of typhoon and mesoscale vortex. Adv Atmos Sci, 21 (4) :515-528

Chen Tsing-Chang, Wang Shih-Yu, Huang Wan-Ru, et al. 2004. Variation of the East Asian summer monsoon rainfall. J Climat, 17:744-762

Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-Atmosphere transfer scheme (BATS) version le as coupled to the NCAR community climate model. NCAR Tech. Note. NCAR/TN-387+STR, 72pp

Ding Yihui. 1989. The Diagnostic and Analysis Method in Synoptic Dynamics (in Chinese). Beijing: Science Press, 293pp

Duan Xu, Zhang Xiunian, Xu Meiling. 2004. Spatial and temporal distributions of mesoscale convective systems in Yunnan and speriphery areas. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 62(2): 243-251

Fei Chen, Roni Avissar. 1994. Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale models. J Appl Meteor,33:1382-1401

Fu Yunfei, Feng Jinyi, Zhu Hongfang, et al. 2005. Structures of a thermal convective precipitation system happened in controlling of the western subtropical Pacific high. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 63(5): 750-76

Gao Shouting, Zhou Yushu, Lei Ting. 2002. The structure features of the Meiyu front system. Acta Meteor Sinica, 16:195-204

Habib E, Krajewski W F. 2002. Uncertainty analysis of the TRMM ground-validation radar-rainfall products: Application to the TEFLUN-B field campaign. J Appl Meteor, 41:558-572

Halverson J B, Rickenbach T M, Roy B, et al. 2002. Environmental characteristics of convective systems during TRMM-LBA. Mon Wea Rev,130:1493-1509

Hyung W K, Dong K L. 2006. An observational study of mesoscale convective systems with heavy rainfall over the Korean Peninsula. Wea Forecast,21:125-148

Li Jiangnan, Meng Weiguang, Yan Jinghua, et al. 2005. Mesoscale characteristics and causes of tropical storm Fitow (0114) heavy rain (in Chinese). J Tropical Meteor, 21(1): 24-32

Mo K C, Higgins R W. 1998. Tropical convection and precipitation regimes in the western United States. J Clim, 11:2404-2423

Pandya R E, Durran D R, Weisman M L. 2000. The influence of convective thermal forcing on the three-dimensional circulation around squall lines. J Atmos Sci, 57:29-45

Pereira L G, Rutledge S A. 2006. Diurnal cycle of shallow and deep convection for a tropical land and an ocean environment and its relationship to synoptic wind regimes. Mon Wea Rev,134:2688-2701

Pielke Sr R A. 2001. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. Rev Geophys,39:151-177

Raymond D J, Jiang H J. 1990. A theory for long-lived mesoscale convective systems. J Atmos Sci, 47:3067-3077

Ridout J A, Reynolds C A. 1998. Western Pacific warm pool region sensitivity to convective triggering by boundary layer thermals in the NOGAPS atmospheric GCM. J Clim,11:1553-1573

Rong Fu, Bin Zhu, Dickinson R E. 1999. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon. J Clim,12:1306-1334

Schumacher C, Houze Jr R A. 2003. The TRMM precipitation radar's view of shallow, isolated rain. J Appl Meteor, 42:1519-1524

Segal M, Avissar R, Mc Cumber M C, et al. 1988. Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations. J Atmos Sci, 45:2268-2293

Short D A, Nakamura K. 2000. TRMM radar observations of shallow precipitation over the tropical oceans. J Clim, 13:4107-4124

Simpson J, Kummerow C, Tao W-K, et al. 1996. On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Meteor Atmos Phys,60:19-36

Tao Shiyan, et al. 1963. On Some Aspects Related to the Subtropical Weather Systems over China in Summer (in Chinese). Beijing: Science Press, 145pp

Tufa Dinku, Emmanouil N, Anagnostou. 2006. TRMM calibration of SSM/I algorithm for overland rainfall estimation. J Appl Meteor Clim, 45:875-886

Tzeng R Y, Lee Y H. 2001. The effects of land surface characteristics on the East Asian summer monsoon. Clim Dyn,17:317-326

Wilson J W, Megenhardt D L. 1997. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines. Mon Wea Rev,125:1507-1525

Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2003. Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation. Geophys Res Lett,30:1201,doi:10.1029/2002GL016209

Xu Aihua, Zhan Fengxing, Liu Xiaohui, et al. 2006. Influence analysis of strong vertical temperature gradient on severe convective storms and application in potential prediction. Meteor Sci Tech (in Chinese), 34(4): 376-380

Xue Y, Zeng F J, Mitchell K E, et al. 2001. The impact of land surface processes on simulations of the U.S. hydrological cycle: A case study of the 1993 flood using the SSiB land surface model in the NCEP Eta regional model. Mon Wea Rev, 129:2833-2860

Yu R C, Xu Y P. 2004. AREM and its simulation of the flood precipitation in 2003. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 62(6):715-723

Zheng Bin, Meng Weiguang. 2006. The features of South China Sea summer monsoon onset of 2004 and the possible effects of land-surface process in indo-China peninsulai: Diagnostic study. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 64(1):72-80

Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. J Geo Res,110:doi:10.1029/2004JD005413

Zhou Yushu, Gao Shouting, Dengguo. 2005. A diagnotic study of water vapor transport and budget during heavy precipitation over the Changjiang River and the Huaihe River basins in 2003. Chinese J Atmos Sci (in Chinese), 29(2):195-204

附中文参考文献

曹治强,李万彪. 2005. 两个中尺度对流系统的降水结构和闪电特征. 气象学报, 63(2):243-249

丁一汇. 1989. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京:科学出版社, 293pp

段旭,张秀年,许美玲. 2004. 云南及其周边地区中尺度对流系统时空分布特征. 气象学报, 62(2): 243-251

傅云飞,冯静夷,朱红芳等. 2005. 西太平洋副热带高压下热对流降水结构特征的个例分析. 气象学报, 63(5): 750-76

李江南,蒙伟光,闫敬华等. 2005. 热带风暴 Fitow(0114)暴雨的中尺度特征及成因分析. 热带气象学报, 21(1):24-32

陶诗言, 王作述,朱福康等. 1963. 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究. 北京: 科学出版社,145pp

许爱华,詹丰兴,刘晓辉等. 2006. 强垂直温度梯度条件下强对流天气分析与潜势预报. 气象科技, 34(4): 376-380

宇如聪,徐幼平. 2004. AREM 及其对 2003 年汛期降水的模拟. 气象学报, 62(6): 715-723

郑彬, 蒙伟光. 2006. 2004 年南海夏季风的爆发及中南半岛陆面过程的可能影响Ⅰ:诊断分析. 气象学报,64(1): 72-80

周玉淑,高守亭,邓国. 2005. 江淮流域 2003 年强梅雨期的水汽输送特征分析. 大气科学, 29(2):195-204