第47卷 第1期 气 象 学 报 Vol. 47, No. 1
1989 年 2 月 ACTA METEOROLOGICA SINICA Feb., 1989

梅雨末期暴雨过程中高低空环流的耦合——数值实验*

陈 受 钧

(北京大学地球物理系)

提 要

一次梅雨末期暴雨过程的数值实验结果表明：模式较好地预报了西南涡的发展，暴雨区与高低空西风急流和南亚东风急流在空间上的联系。对流层上下层的耦合主要发生在低空急流和南亚东风急流之间。以北部上升，南部下沉的反环流为主要特征。无潜热加热模式也模拟出上述特征，说明梅雨期的大尺度环流系统一部分是斜压与大地形强迫的结果，而在暴雨区内的垂直耦合很弱，上升运动减小一个量级。潜热加热极大地增强了垂直反环流。相应的对流层下层向北的横向运动增强低空急流，对流层上层向南的横向运动增强南亚东风急流，增强了的低空急流和南亚东风急流，通过动量-质量的调整，有利于反环流的维持。

梅雨末期的暴雨过程中，低空急流和南亚高空急流的耦合是重要的。而潜热释放增强了这种耦合。

一、引 言

梅雨期间暴雨的研究中，过去曾注意到高空副热带急流(以下简称 STJ)的作用。本世纪 60 年代初，作者曾指出暴雨发生时其北侧 STJ 显著加强，高空急流和对流层下层切变线之间的耦合是重要的[1]。70 年代，在暴雨的研究中更多的注意集中在低空急流(以下简称为 LLJ)的作用[2]。这支急流是超地转的。强的上升运动发生在急流中心的左前方，与降水发生的相关系数达 0.8。日本梅雨期的暴雨也发生在 STJ 的南侧和 LL_J 的北侧[3]。在北美，Uccellini 和 Johnson[4] 指出高低空急流耦合是强对流天气发展的一个重要因子。这两支急流耦合的动力过程是通过上下层相互间的质量-动量调整和高空急流出口区的横向流动所完成的。

最近，作者和 Dell'Osso[5]在对 1981 年 7 月四川暴雨过程的数值预报实验中得到：对流层上层南亚东风急流(以下简称为 EJ)是盛夏暴雨区对流层上层流出的一个主要机制。高层的流出位于暴雨区的东南部，以偏东北风的形式汇入 EJ，组成 EJ 入口区的一部分并导致 EJ 加强。这和北美强对流系统的高层流出位于西北部并汇入西风气流不同[6]，也和前面所述的 STJ 和 LLJ 的耦合不同，是另一种类型的高低空环流的耦合，因此有必要采用其他个例作进一步研究。

本文对一次梅雨末期暴雨过程中高低空环流的耦合作一个数值研究。主要讨论积云对流和潜热释放反馈的效应。由于所用的数值模式水平分辨率较低，因此只讨论天气尺度环流系统的响应而不讨论中尺度环流系统的问题。

* 本文于 1986 年 12 月 23 日收到，1987 年 6 月 22 日收到修改稿。

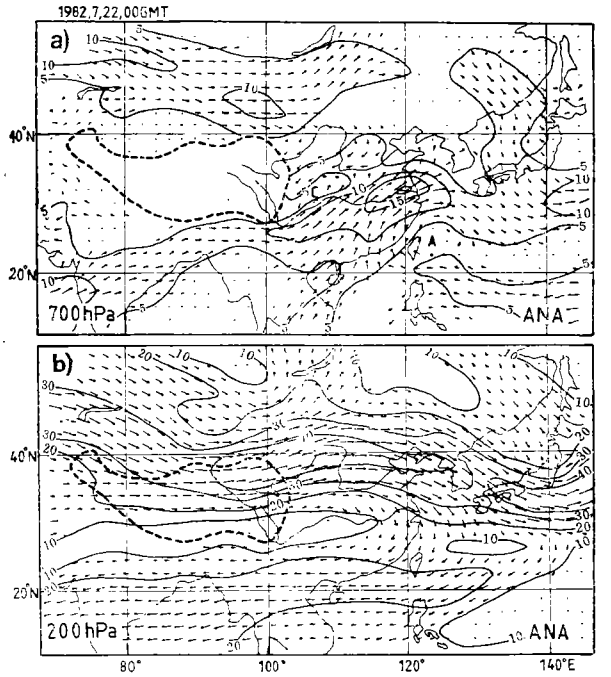


图 1　1982 年 7 月 22 日 00 GMT 风场
(ECMWF 客观分析，细实线为等风速线，单位：ms^{-1})

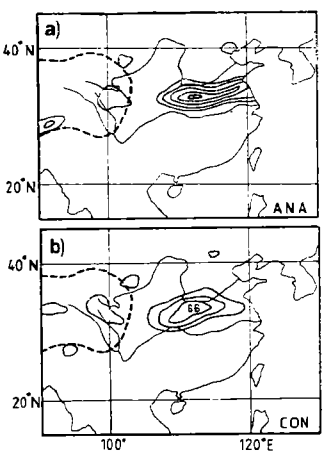


图 2　a) 1982 年 7 月 21 日 00 GMT—22 日 00 GMT雨量图；b)对照实验预报的 24—48 小时雨量
(单位：10,20,40,80,160,320 mm)

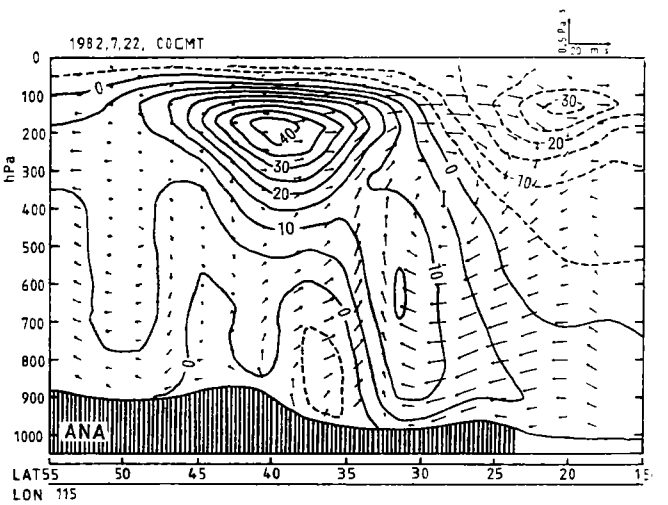


图 3　1982 年 7 月 22 日 00 GMT沿 115°E 的垂直剖面图
(实线为垂直剖面风分量的等风速线，正值为西风，负值为东风，单位 m s^{-1}。箭头示垂直环流，单位见图右上角。'I'为垂直反环流中心)

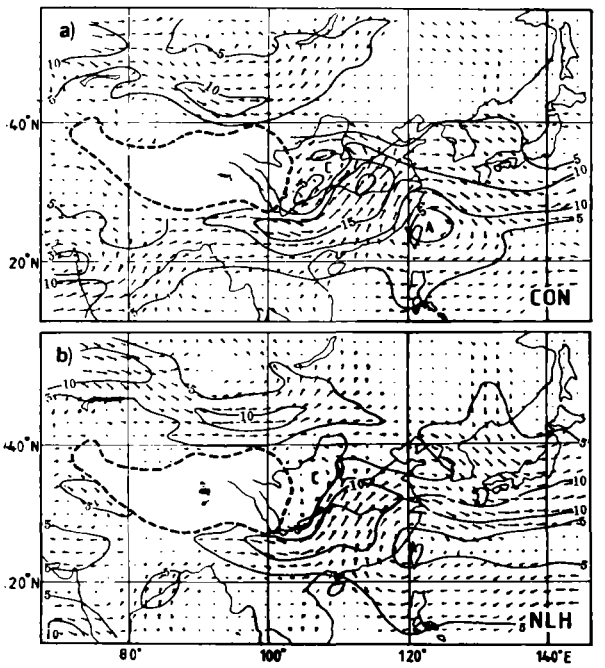


图 4 CON(a)与 NLH(b)预报的 48 小时 700 hPa 上的风场
(细实线为等风速线，单位：ms^{-1})

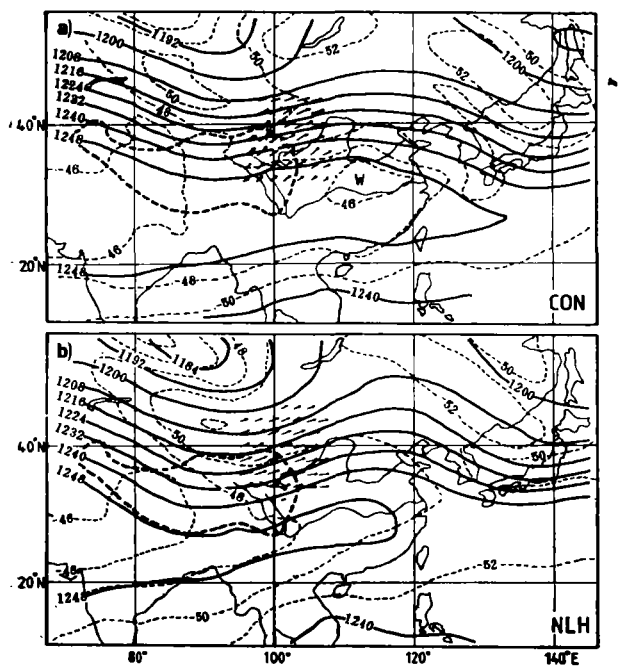


图 5 CON(a)与 NLH(b)预报的 48 小时 200 hPa 高度场和温度场
(实线，单位：dagpm；虚线，单位：°C)

二、天气过程与对照实验

1982 年 7 月 21 ～ 22 日，我国东部地区产生一次典型的梅雨末期暴雨过程。20 日 00GMT，700 hPa 上，在长江流域已有一条明显的切变线。切变线以北为一系列弱高压。副热带高压脊位于 25°N附近。切变线与副高脊之间西风风速在 12 ms^{-1} 左右，没有明显的LLJ(图略)。500 hPa 上，青藏高原中部有一个涡旋(图略)。这个涡旋是西南季风与中纬度西风相互作用形成的[7]。当这个涡旋东移移出高原时，对流层下层，四川盆地上空西南涡发展。图 1 a 为 48 小时后，7 月 22 日 00 GMT 的 700 hPa 风场分析值，(以下简称为 ANA)。西南涡已经发展得相当强，它与副热带高压脊之间的气流转成西南风，风速超过 20 m s^{-1}。强暴雨发生在LLJ的左前方。21 日 00 GMT—22 日 00 GMT，河南南部的雨量最大达320mm(图 2 a)。200 hPa 上(图 1b)，STJ 位于 40°N 附近。最大风速在 45 ms^{-1} 以上。位于 STJ 呈反气旋脊的地区 (105°—115°E)。暴雨区在 STJ 之南，表现为一个高压脊。梅雨末期，7 月下旬南亚青藏高压已经相当发展。雨区上空的反气旋环流处于南亚青藏高压之中。反气旋环流是辐散的，主要流出在雨区的东南部。这支流出气流向南汇入 EJ，使 200 hPa上 EJ 在 20 ms^{-1} 左右。其特征和 1981 年 7 月四川暴雨的例子相似[5]。

图 3 为沿 115°E，通过雨区的垂直剖面图。取自欧洲中期天气预

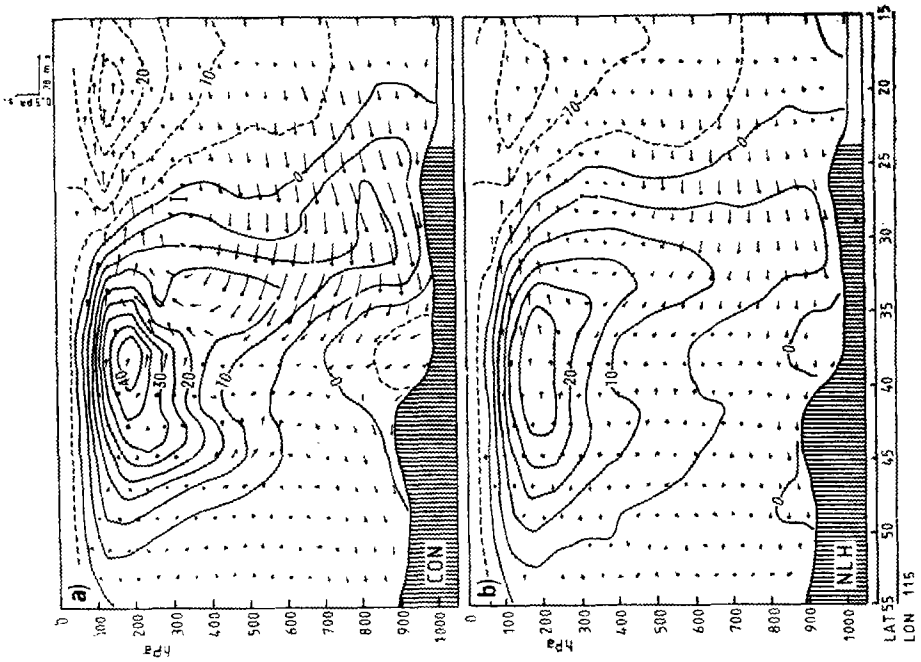


图 7　CON(a)与NLH(b)模拟的 48 小时沿 115°E 垂直剖面图
（单位同图 3）

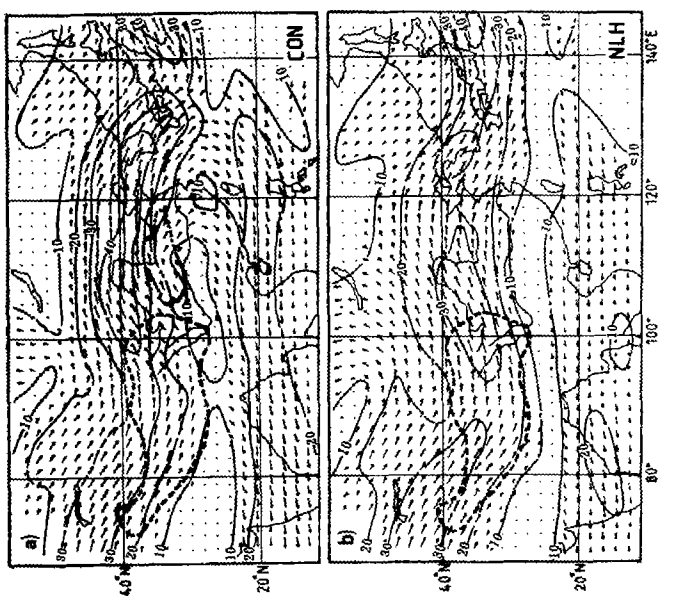


图 6　CON(a)与 NLH(b)预报的 48 小时 200 hPa 风场
（细实线为等风速线，单位，m s^{-1}；点线示CON预报的>10 mm 降水区域）

报中心(ECMWF)四维同化后的分析。强的上升运动与雨区一致，位于STJ之南和LLJ之北。横向流动主要发生在上升运动的南侧。通过LLJ向北的横向运动在柯氏力作用下将增强西风风速。向南的横向运动发生在对流层上层一直伸展到100 hPa以上并通过EJ中心。这一横向运动将增强东风风速。100hPa上EJ达30 ms^{-1}。这样环绕LLJ和EJ形成一个北面上升南面下沉的垂直反环流。反环流中心'I'位于28°N, 350 hPa附近。北美强对流天气过程中的垂直环流也是以反环流为主要特征[8]。不过这是高空西风急流与下层环流的耦合，和这个个例中LLJ与EJ的耦合是不同的。STJ北侧有微弱的下沉。结合其南侧的上升运动，环绕STJ有正环流的趋势，但是没有相应的向北的横向运动，所以与STJ相联系的垂直环流并不明显。

ECMWF有限区域模式的结构和全球模式一样，采用σ坐标，垂直方向15层，水平格距为1.875°经度/纬度[9]。模式中的物理过程包括大尺度凝结和修改的郭晓岚对流参数化方案[10]，长、短波辐射和边界层感热，潜热通量和摩擦。详细的次网格尺度参数化方法可参看Tiedtke等的技术报告[11]。模式中的地形是经过平滑后的地形[12]。

取1982年7月20日00GMT，全球四维同化后的分析为初值。积分区域为0°—70°N，40°—160°E。水平边界值取自分析值。对照实验（以下简称为CON）包括模式中全部物理过程。图4 a为CON的700 hPa 48小时预报。西南涡的位置和强度与ANA（图1 a）较一致。其东南方的LLJ的强度达23 ms^{-1}。模式预报的24—48小时雨区呈东西向，位于河南南部。最大雨量为66 mm(图2b)，仅为ANA的1/5左右。这是因为实测的雨量中包括中尺度β或γ系统产生的暴雨而模式的低水平分辨率和对流参数化方法不能描述。虽然如此，预报的雨区位置和范围与实况很一致。就雨区内平均的潜热释放而言，差别就不会如此大，因为强的降水只占整个雨区的一小部分。因5 a和6 a为模拟的200 hPa温压场和流场。南亚青藏高压明显发展，强度达12490 gpm。雨区上空有明显的高压脊并伴有−46°C的暖中心。高空流出的风速在10—15 ms^{-1}左右，呈现出反气旋辐散并汇入EJ。STJ的强度在45 ms^{-1}以上而EJ达25 ms^{-1}。图7 a为CON模拟的通过雨区的风场垂直结构与垂直环流。除了850 hPa上模拟的LLJ略强外，STJ，LLJ和EJ的位置和强度都与ANA(图3)较一致。强的上升运动位于32°—35°N之间，与实况有同一量级（～−0.5 Pa s^{-1}）并与雨区一致。一个强的垂直反环流(I)耦合LLJ和EJ。和ANA一样，围绕STJ的垂直环流并不明显 。

综上所述，CON基本上模拟了这个个例中雨量的集中；对流层下层西南涡的发展上层青藏高压的发展；雨区上空反气旋式的流出；LLJ，STJ和EJ的加强及其与雨区在空间上的联系。因此可以作为对照实验来讨论高低层环流的耦合。

三、无潜热加热的模拟结果

无潜热加热反馈实验(以下简称为NLH)是在模式中保留水汽过程，但是大尺度凝结和对流加热不反馈到热力学方程中去。比较NLH和CON的结果可以对潜热加热的作用作一个估计。

700 hPa上(图4 b)NLH模拟的天气尺度环流系统与CON的(图4 a)很一致。西太平洋副热带高压及其南部东北信风有相同的位置与强度。青藏高原北面中纬度西风带扰

动的位置与强度也相同。说明梅雨期大尺度环境场是由斜压性与大地形的强迫产生的，与以前在模式中采用不同高度的青藏高原所作的数值实验得到的结果相同[7]。

显著的差别是模拟的暴雨天气系统。NLH 中 LLJ 风速在 14 ms^{-1} 左右，比 CON 小 8 ms^{-1}。图 8 为通过 LLJ 的全风速与地转风速的垂直廓线。500 hPa 以下风速都是超地转的。在 ANA 和 CON 中非地转风在 5 ms^{-1} 以上，700 hPa 以下风速的垂直切变大于

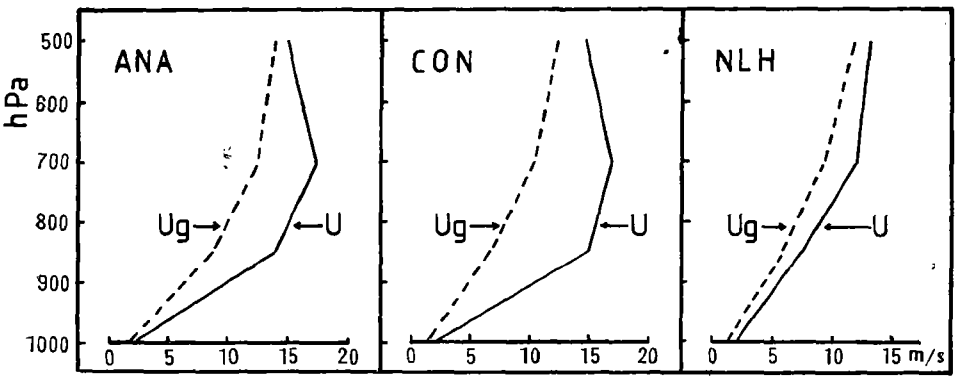


图 8　通过 LLJ(115°E, 32°N)的
全风速与地转风速廓线
(ANA 1982 年 7 月 22 日 00 GMT, CON 43 小时模拟结果，NLH 48 小时模拟结果)

地转风的垂直切变。其特征与量级和日本南部梅雨期的 LLJ 相同[3]。NLH 中非地转风为 2 ms^{-1} 左右。表 1 给出 CON 和 NLH 预报的每 12 小时 LLJ 的强度。强暴雨发生在 24—36 小时。从表中可以看出，NLH 预报的 LLJ 略有加强 (2 ms^{-1})。但考虑潜热加热后(CON)，LLJ 在 24—36 小时之间加强 7 ms^{-1}。表明在这个例子中，LLJ 的动力特征是由地形和斜压性决定的，但是其显著增强则是与暴雨(潜热释放)同时发生的。模式的对流参数化中没有垂直方向的动量湍流输送，所以 CON 中 LLJ 的加强是风场和质量场调整的结果，因而不是动量的对流垂直输送效应[3]。

表 1　CON和NLH预报的每12小时700hPa上LLJ的强度(单位：ms^{-1})

小　时	0	12	24	36	48
CON	12	13	16	23	22
NLH	12	13	13	14	14

200 hPa 上(图 5b、6b)NLH 模拟的中纬度西风带和 STJ 比 ANA (图 1b)、CON (图 6a)偏南约 3 个纬距。中心风速 35 ms^{-1}。南亚青藏高压减弱 80 gpm，没有明显的对流增温中心。雨区上空流出的风速在 10 ms^{-1} 以下，汇入 EJ 的一支很弱。相应的 EJ 比 CON 的减弱 10 ms^{-1} 左右。注意到潜热释放只发生在有限区域内，因此 NLH 和 CON 预报的差别是对局地的潜热加热非线性响应的结果。这种响应的细节目前还不清楚。另外还应指出，NLH 实验中整个预报区域内无凝结潜热释放。模式中的主要凝结区发生在河南南部，但是其它地区的凝结加热效应也应包括在内。

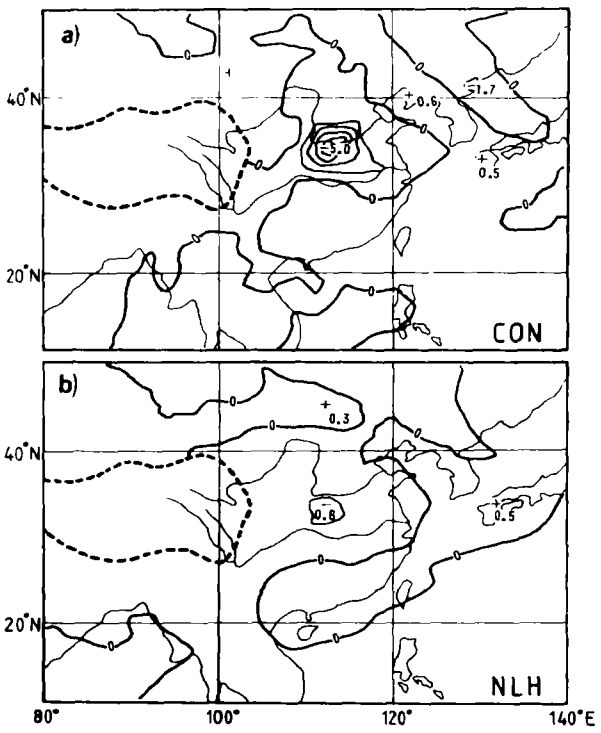


图 9 CON(a)与NLH(b)模拟的 48 小时 500 hPa 上垂直速度
(单位：10^{-1} Pas^{-1})

图 9 a,b 分别为CON和NLH预报的垂直速度。CON 中的上升运动集中在雨区范围内，达 -0.6 Pa s^{-1}。NLH 预报的垂直运动分布和CON的很一致，但是在暴雨区内，其上升运动只有 CON 的 1/10 左右 ($-0.6\cdot10^{-1}$ Pa s^{-1})，不过仍表现为一个上升运动最大中心。这一方面表明斜压过程和大地形的强迫仍然是形成梅雨期环境流场的重要因子。而另一方面，雨区中集中的上升运动在量级上的差别说明，如同 Charney[13] 在分析热带大尺度运动时指出的那样，在潜热释放区域有强的上下层垂直耦合。这相当于梅雨末期环流系统中的一些裂缝或内边界层，是大气运动动能的源区。作者和 Dell'Osso[5] 对 1981 年 7 月四川暴雨数值实验的能量学分析证明了这点。

比较 NLH 和 CON 模拟的垂直方向风场结构和垂直环流(图 7)的差别可以清楚的看出垂直耦合的加强。NLH 也模拟出一个耦合 LLJ 和 EJ 的反环流 (I)。但是其强度比CON 弱得多，相应的 LLJ, STJ 和 EJ 比 CON 模拟的分别减弱约 5,15 和 10 ms^{-1}。陈秋士[14] 曾用在条件性不稳定大气中重力惯性波的不稳定予以解释，并指出释放的潜热是不稳定的重力惯性波的能源。这是一个垂直环流增强的机理。而初始的发展，如同 NLH 模拟的结果所表明的，仍是由于斜压过程。

通过 STJ 的横向运动是向南的(图 7)，因此 CON 中 STJ 的加强不能用局地的经圈环流来解释。从图 5 a 可看出，CON 模拟的 STJ 上游，雨区的西北部出现强的，自高压指向低压的非地转风，而在 NLH(图 5 b) 中则是准地转的。顺气压梯度运动的非地转风得到动能，在柯氏力的作用下将得到向右方向的加速度。上游的空气质点沿气流方向运动时将使下游的风速加强。Keyser 和 Johnson[15] 曾讨论过这种机理。

四、结 论

ECMWF 有限区域模式较好的预报了 1982 年 7 月下旬，梅雨末期的一次暴雨过程，包括西南涡的发展，暴雨区及其和 LLJ, STJ, EJ 的空间上的联系。无潜热加热的模式也模拟出大尺度环境场，虽然产生暴雨的直接环流系统较弱。说明斜压性和大地形强迫对梅雨的大尺度环流的维持是相当重要的。

潜热加热使 LLJ 以北雨区内的上升速度增加一个量级。增大的上升运动增加了一个

北面上升南面下沉的反环流。这个反环流扩展到整个对流层。反环流的下支，向北的横向运动增强 LLJ。反环流的上支，向南的横向运动(伴随着雨区上层向南的流出)增强 EJ。增强了的 LLJ 和 EJ 通过质量-动量调整有利于反环流的维持。

梅雨末期的暴雨过程中，LLJ 和 EJ 的垂直耦合是重要的。而潜热释放大大增强了这种垂直耦合。

参 考 文 献

[1] 陈受钧，1956 年 6 月东亚上空风场与温度场，北京大学学报，1961，2，77-84。

[2] Tao, S. Y., and Y. H. Ding, Observational evidence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **62**, 23-30, 1981.

[3] Ninomiya, K., and T. Akiyama, Baiu frontal zone and heavy rainfalls, *Meteor. Res. Note*, **138**, 277 pp. 1979.

[4] Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms, *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 682-703, 1979.

[5] Chen, S. J., and L. Dell'Osso, Numerical prediction of the heavy rainfall vortex over eastern Asia monsoon region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**. 730-747, 1984.

[6] Maddox, R. A., The evolution of middle and upper tropospheric features during a period of intense convective storms, Preprints, 11 th Conf. on Severe Local Storms, Kansas City AMS, 41-48, 1979.

[7] Chen, S. J., and L. Dell'Osso, The effect of Qinghai-Tibet Plateau forcing on the meso-scale rain-bearing circulation systems over Eastern China during presummer rainy season, *J. Meteor. Soc., Japan*, **64**, 53-63, 1986.

[8] Bluestein, H. B., and K. W. Thomas, Diagnosis of a jet streak in the vicinity of a severe weather outbreak in the Texas Panhandle, *Mon. Wea. Rea.*, **112**, 2501-1522, 1984.

[9] Burridge, D. M., and J. Haseler, A model for medium range weather forecasting, *ECMWF Tech. Rep.* No. 4, 45 pp, 1977.

[10] Kuo, H. L., Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240, 1974.

[11] Tidetke, M., J. F. Geleyn, A. Hollingsworth and J. F. Louis, ECMWF model, parameterization of sub-grid scale processes, *ECMWF Tech. Rep.* No. 10, 46 pp, 1979.

[12] Tibaldi, S., and J. F. Geleyn, The production of a new orography, land and sea mask and associated climatological surface fields for operational purpases, *ECMWF Tech. Memo.* No. 40, 96 pp, 1981.

[13] Charney, J G., A note on the large scale motions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **20**, 607-609, 1963.

[14] Chen, Q. S., The instability of the gravity-inertia wave and it's relation to low level jet and heavy rainfall, *J. Meteor. Soc., Japan*, **62**, 730-747, 1982.

[15] Keyser, D. A., and D. R. Johnson, Effects of diabatic heating on the ageostrophic circulation of an upper tropospheric jet streak, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1709-1724, 1984.

THE VERTICAL COUPLING OF UPPER AND LOWER JETS IN A HEAVY RAINFALL CASE DURING THE LATE PERIOD OF MEIYU SEASON
——Numerical Experiments

Chen Shoujun
(Department of Geophysics, Peking University)

Abstract

Numerical experiments for a heavy precipitation case during the late period of Meiyu season were carried out by using the ECMWF limited area model. The development of south-west vortex, heavy rainfall area and the spatial and temporal relationship between low level jet (LLJ), subtropical jet (STJ) and Southern Asia easterly jet (EJ) were well simulated in the control experiment (CON). Experiment without latent heating (NLH) also simulated the broad features of the circulation (except those of rain bearing systems), it shows the relative importance of baroclinic and orographyic forcing.

In the precipitation area, the simulated upward motion in the NLH was only one tenth of that in the CON. An indirect vertical circulation, with ascending north and descending south, was enhanced by latent heating. The lower branch of the indirect circulation, with northward transverse motion increased the speed of LLJ and the upper branch with southward transverse motion intensified the EJ. In other words, the vertical coupling between LLJ and EJ is quite essential for the occurence of the heavy precipitation and the latent heat release acts as a positive feed back processes for such vertical coupling.