

非地转平衡流激发的重力惯性波对梅雨锋暴雨影响的动力学研究^{*}

许小峰

(中国气象局, 北京, 100081; 南京气象学院, 南京, 210044)

孙照渤

(南京气象学院, 南京, 210044)

摘 要

文中以 2000 年 6 月 1~3 日的一次梅雨锋暴雨过程为例, 通过数值模拟, 得到了降雨区和强度都与实况基本吻合的结果。进一步利用数值模拟场, 比较详细地分析了大尺度环流调整后的地转平衡被破坏、非平衡流出现、低空急流建立、重力波发生与传播对暴雨过程的影响。研究表明, 副高的西伸北跳可以造成局部地转平衡被破坏, 引起环流的适应调整, 以建立新的平衡。在这一过程中, 会出现与之相适应、配合的低空急流和重力波的发生; 重力波的频散有利于急流中心大风区的传播, 引导气流和水汽集中区对传播方向有显著影响; 低空急流的建立则是导致暴雨发生的重要条件之一。通过对高时空密度中尺度数值模拟资料的分析, 可以较清晰地反映出上述结果。

关键词: 梅雨锋暴雨, 非平衡场, 低空急流, 重力波。

1 引 言

梅雨锋暴雨是影响中国的主要灾害性天气之一, 在历史上曾多次在江淮地区造成由梅雨锋引发的重大洪涝灾害。天气学分析表明, 在梅雨锋暴雨发生期间, 常伴随有一支低空西南急流出现, 大量的水汽输送与集中与这支急流有关, 而急流的建立又与大尺度的环流调整相联系。对于这种环流调整可以从多种角度进行分析, 而风压场的适应是最基本的原理与机制。即: 当地转平衡受到破坏出现非地转风后, 将激发出重力惯性波, 随着重力惯性波的频散, 运动的非地转分量消失, 重新建立起风压场的地转关系。这一地转适应过程是由 Rossby^[1,2]最先提出的, 其后不少学者又做了进一步研究。如 Cahn^[3]和 Charney^[4]对地转适应过程中重力惯性波频散的作用给出了解释; 叶笃正^[5]首先指出了地转适应过程中的尺度问题。在应用方面 Fritts 和 Luo^[6]利用一个二维模式讨论了急流附近在地转适应过程中激发出来重力波的特征, 指出急流附近非地转运动是

重力惯性波的一个重要源区; Stobie 等^[7]分析了 1979 年 5 月发生在美国中部的一次强风暴, 发现这些风暴的分布与移动与重力波有明显的关系; Uccellini 和 Kouch 对 13 例重力波进行了研究, 结果表明这些波动对降水强度和分布有明显影响。

近年来, 随着中尺度气象学的研究, 特别是中尺度数值模式的不断完善, 为研究梅雨锋暴雨过程中非地转平衡运动发生后重力波的激发与传播提供了条件。本文通过对一次梅雨锋暴雨的中尺度数值模拟结果的诊断分析, 揭示了大尺度环流调整后非平衡流的发生、重力波频散及对低空急流生成和暴雨发生的影响。

2 资 料

文中分析所用的主要资料包括: 分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 、时间间隔为 6 h 的美国 NCEP 全球再分析资料和以此为基础进行的中尺度数值模拟资料、日本 GMS 静止卫星云图资料、中国全国基本气象台站网观测资料和加密观测的逐时雨量资料。模拟资料的

^{*} 初稿时间: 2003 年 2 月 10 日; 修改稿时间: 2003 年 7 月 16 日。
资助课题: 国家自然科学基金(40175023)。

水平最高分辨率为 9 km, 垂直为 23 层, 使用的模式为 NCAR/PSU 的非静力 MM5 模式(第三版)。

3 基本实况与数值模拟结果

2000 年 6 月, 中国主要雨带出现在淮河流域。6 月 1~3 日, 受强盛的西南暖湿气流和北方南下的冷空气共同影响, 淮河流域出现了持续性大暴雨(图 1)。

从 6 月 1~3 日 3 d 的降雨量分布可以看到, 6 月 1 日 08 时~6 月 2 日 08 时, 江淮流域有 3 个大于 50 mm 降雨的雨区出现。6 月 2 日 08 时~6 月 3 日 08 时, 雨带移北, 出现了大范围成片雨区, 在淮北至河南东部一带还出现了成片的大于 100 mm 雨量的特大暴雨区。总体上, 本次过程降雨一般为 50~100 mm, 江苏中部、安徽中北部、河南南部和湖北东北部的部分地区超过了 200 mm。河南省有 62 个站过程总雨量超过了历史同期最大值; 安徽淮北 2 d 总雨量是 6 月上旬常年平均总降水量的 3~4 倍。

从 500 hPa 形势图上看, 2000 年 31 日 20 时, 位于中国东部沿海低槽北缩东移, 位于台湾东南部的副热带高压(下文简称副高)开始西伸北抬增强, 588 线向东南沿海扩展, 到 6 月 1 日 20 时, 副高完成了西进北跳, 588 线从台湾以东迅速到达海南省附近, 并北抬了 2~3 个纬度, 控制的范围覆盖了中国华南沿海大部地区(图 2)。这次副高的变化为后来的江淮降水创造了有利条件。

随着副高的增强, 暖湿气流沿副高西侧向北输送, 北方有弱冷空气南下, 在江淮地区建立了梅雨锋。低压涡旋在梅雨锋附近生成、加强和东移, 强降水也随之发生。

利用 MM5 模式对该过程进行了数值模拟, 降雨结果见图 3。范围、强度与实况基本吻合。这一结果为进一步利用模拟场进行诊断提供了依据。

图 4a 为模拟 6 月 1 日 10 时的 700 hPa 流场分布, 可以清楚地看到从江南、华南西部到长江流域出现了一支明显的低空西南急流。图 4b 为相同时刻和层次上的等风速场, 可以看到急流中心强度达 16 m/s 以上。这支西南低空急流的出现对这次梅雨锋暴雨过程起到了重要作用, 包括水汽集中与辐合、涡度场与辐合场的建立与加强、对垂直环流的影响等。低空急流的发生与副高的北跳有密切关系, 是大尺度天气场调整的结果。

4 副高的突然西伸北跳和地转平衡的破坏

随着副高的西伸北抬, 500 hPa 高度上 588 线

表征的脊线 6 月 1 日下午至夜间已经伸到 25°N, 110°E 附近, 而且其等高线的反气旋曲率也明显增大, 如图 2b 所示。副高突然西伸北跳的过程, 首先由大尺度气压场上的变压或气压梯度发生变化显示出来。从副高西伸过程看, 它在其脊线反气旋曲率最大的部位也是造成变高或变压为最大的区域(图 2b 中阴影区部位)。

从图 5a 上可以看到 6 月 1 日 15 时, 在四川、湖北、湖南、贵州四省的交界处出现了明显的正变高区, 最大区位于湖南省北部, 存在一大于 30 gpm/3 h 的中心区域(见箭头指处)。图 5b 给出了 21 时 850 hPa 的 3 h 变高, 从贵州、湖南西北部至湖北西部, 存在西南—东北走向的高值区域(大于 20 gpm)。类似的变化在其他高度层上也同样存在(图略)。综合各层的 3 h 变高和位势高度梯度看, 在副高迅速西伸点及其邻近区域, 明显存在一片较大的变高和位势高度梯度区域, 而且其水平尺度属于 α 和 β 中尺度。

为了进一步说明副高北跳后对地转平衡破坏的影响, 计算了 850 hPa 偏差风在副高西伸北跳前后的变化及分布(图 6)。从图 6a 上可以看出, 副高北跳后, 在副高的西北侧贵州至湖南、湖北西部一带出现了偏差风的高值区(箭头所指的阴影区)。很显然这个高值区与地转平衡被破坏有直接关系, 形成了西南东北向的非平衡流场。图 6b 则反映了偏差在地转平衡破坏前后的变化, 可以看出, 6 月 1 日随着副高的西伸加强, 偏差风也出现了明显的加强趋势(图 6b 箭头所指的阴影区)。而偏差风加强的地方即是副高西伸北跳过程地转平衡破坏最为激烈的地方。这种由于高度场变化引起的地转偏差加大的原因实际上包括了流场辐合、辐散和变压风的影响结果。由此可见, 由于副高的突然西伸北跳, 在贵州、湖南、湖北一带引起强烈的气压增高, 从而引起地转平衡的破坏, 在气压强烈增高的地方产生强烈的非地转偏差。这种现象清楚地表征了地转平衡破坏的过程。

对于自转地球上的大气运动, 其涡旋场中具有定常的部分, 而且它比大气相对地球的运动涡度量大多得多, 此时的线性方程为:

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \Psi = -f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

由上式可知, 涡旋场和散度场之间总是通过科氏力的作用而相互影响, 涡旋一般为不定常。但在

整个运动变化过程中,由于科氏力的作用,涡旋场、散度场和压力场之间存在着相互影响,涡旋场和压力场相互调整。在一定的条件下,当波动能量能够波及到无穷远区域去,散度场不再变化,就只剩下处于相互平衡状态下的涡旋场和压力场。这就是大气运动的地转适应过程的物理原因,其本质是通过散度场使气压梯度力和科氏力与惯性力发生调整,最后在一个新的基础上达到平衡关系^[8]。

上述分析结果清楚表明,根据地转适应原理,当副高从西太平洋上迅速北跳并西伸,其脊线伸至中国大陆的长江流域的南部时,原来处于地转平衡的大气运动被破坏,从而激发惯性重力波,通过惯性重力波的频散作用,使不平衡流的能量迅速频散到无限的空间,从而使大尺度的流场将迅速发生调整,以适应新的气压场,显然,这一调整过程是一个快过程。由此可见,根据地转适应理论,惯性重力波的产生是地转平衡破坏的必然产物,通过重力波的频散作用才使被破坏的不平衡状态得以重新恢复。

5 惯性重力波的形成及其对低空急流增幅的强迫作用

上述已经指出地转偏差必然要激发惯性重力波,而非地转扰动通过重力惯性波的频散将气压场和风场间的不平衡能量散布到整个空间,从而使风场和气压场达到新的平衡。因此,惯性重力波的存在和传播在地转适应过程中担当了重要的角色。如何确定惯性重力波的存在和传播呢?根据惯性重力波的动力特性,我们可以通过散度场的空间和时间

的变化来确定和检验惯性重力波的存在和传播。

图 7 给出了 700 hPa 层上,利用 MM5 中尺度数值模式输出的高时空分辨率的散度场的空间分布。

在图 7a 和 b 上,2000 年 6 月 1 日 15 时从贵州西北部到湖南省北部存在一条辐散、辐合交替的带状区域,辐散、辐合区水平尺度大约为 150 km 左右,这种结构的持续时间大约为 1~ 1.5 h。到 1 日 18 时 30 分贵州西部经贵州北部,到湖南北部再次出现辐散、辐合交替的带状区,同时在江西省南部到鄂赣皖交界处也存在一条辐散、辐合交替结构的带状区。与 15 时相比,辐散、辐合结构比较清楚。从时间上看,它持续了大约 1.5 h。这种辐散、辐合场的分布本质上应是系统性地转偏差风出现引起的,可以通过偏差风的散度场分布与变化清楚地说明地转偏差风所激发的惯性重力波的传播(图 8)。图 8a 和 b 分别为图 7 对应时刻的 850 hPa 地转偏差风的散度的空间分布,在这两幅图上同样可以看出偏差风辐合辐散的交替变化区域,与图 7 的情况是相一致的。

上述结果清楚地表明地转偏差激发的惯性重力波的存在及其传播。同样,还可以使用单站的散度随时间的变化进一步证明重力波的存在和传播。

图 9 为 2000 年 6 月 1 日 08 时~ 3 日 08 时(北京) 700 hPa、28°N, 111°E 处的散度随时间的连续变化图,该点正是位于图 7b 箭头所指处。

从图中可以看到在该具体位置上辐合、辐散随时间的连续变化,数值以零值为基线上下波动,正是辐合、辐散的变化特征。

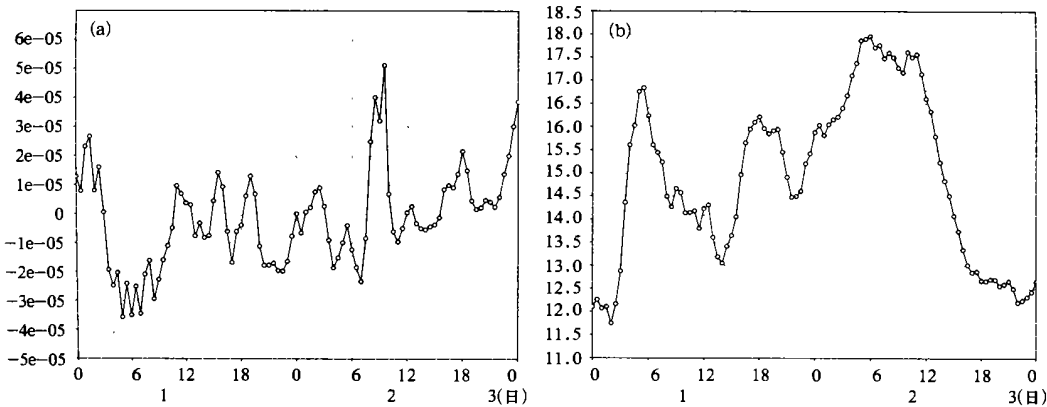


图 9 2000 年 6 月 1 日 08 时~ 3 日 08 时(北京) 700 hPa 28°N, 111°E 散度(a)和 28°N, 109°E 风速变化(b)

上述结果清楚地表明,在副高突然西伸北跳过程中,在变压最大处,即地转偏差最强处激发出一支沿副高西北侧边缘,由西南向东北传播的惯性重力波列,该惯性重力波持续时间约为1.5 h,与地转适应理论中纬地区的适应时间尺度相当。

还应指出,另一个有利于重力波加强与传播的条件是水汽。由于沿副高西侧有较充足的水汽存在,在辐合、辐散的作用下,使水汽抬升凝结,释放潜热加热局部大气,进一步加强了散度场的变化幅度。从图10a上可以看到沿副高西北侧边缘重力波传播路径上对流云系的存在,与图7是吻合的。

从6月1日10时(UTC)850 hPa相对湿度分布(图10b)可以看到在湖南到江西北部 and 贵州到湖北西部分别有一条比湿相对较大的带状区域。它们的走向与重力波波列的走向基本一致。对于这一点,在图10a的云图中也可以反映出来。由此可见,副高西北侧边缘的波动对流云系应与重力波的存在有一定关系。

综合各层的散度场分析表明:在3 h变高和位势高度梯度较大的区域,即湖南省与江西省的交界处和湖南省与贵州省交界一带,均存在辐散、辐合交替结构的波列,在湖南与江西交界处激发出的波列也十分清楚。从这一带的地形看,恰巧处于罗霄山脉,而且这种波列在850和900 hPa层上要比700 hPa层结构要清晰得多。这应与地形的影响有关。

经过风压场的适应调整后,在副高西侧和西北侧的湖南、贵州一带急流有了明显加强,这可从图11a中6月1日10时与01时700 hPa风场差值分布图反映出来。经过近10 h的演变,在急流区风速增幅显著(图中阴影区)。这也进一步说明图4反映的急流区是在重力惯性波频散过程中加强的。

图9b显示了2000年6月1日08时~3日08时(北京)700 hPa 28°N, 109°E风速随时间变化曲线。从图4b上可以看到沿贵州和湖南交界处为明显的西南-东北向急流带,其中有一些风速超过14 m/s的大风核区。图9b反映了该区域某一点上急流强度随时间的变化,可以看到大于15 m/s的大风中心随时间有3次经过该处,尤其当6月2日06时重力波达到最强时,其风速也增幅最大,体现出重力波向北频散时对急流中心核区的输送变化。这种变化最终会对降雨产生有利的影响,通过急流核的向北移动可以造成水汽的输送和集中,在合适的动力和热力条件下有利于暴雨的发生。

上述结果表明由于重力波的存在,不仅将由于副高西伸产生的 β 或 γ 中尺度范围的扰动能量频散到了一个更加广阔的空间里,使得流场与气压场在新的状态下又达到了新的平衡。同时,又通过重力波的传播,使得在其下游引发新的流场与气压场之间的适应,从而使得急流不断地向下游方向扩展开,并最终使西南低空急流出现增幅。从实际的重力波传播的方向上看,与中高层的引导气流比较一致,同时也与中低层的水汽场分布有关。

通过区域场的辐合辐散变化分布和单点的散度场、风场随时间的变化分析,可以基本上描述重力波的发生、传播和影响,利用数值模拟结果有利于给出较高的时空密度分析,以弥补观测资料的不足。

6 非地转平衡流激发的惯性重力波对梅雨锋暴雨的影响

上一节的讨论已经清楚地表明由于惯性重力波的影响使副高西和西北侧的西南低空急流得到增幅,西南低空急流的增幅必然会导致暖湿空气向北输送的增加,从而导致沿梅雨锋的水汽通量辐合加强,使梅雨锋暴雨进一步加强。

图11b给出6月1日12时与01时(UTC)700 hPa水汽通量散度的差值分布场,即:副高西伸前后水汽通量散度的变化。可以从箭头所指的阴影区看到水汽通量散度的辐合区在该处有了显著变化,为明显的水汽辐合区,表明由于急流的加强使得水汽的输送和集中都有利于降雨的发生。正是在该水汽集中的区域附近6 h后降了暴雨。

图12a为在图1a箭头所指的降雨中心点处做的水汽通量散度连续变化分布,在6月1日白天至夜间该处持续出现水汽通量辐合,这段时间该处水汽量迅速增加(图略),在6月2日02时开始出现了一次明显降雨过程(图12b)。

以上结果表明当平衡出现在大气处于湿饱和状态条件下时,易导致中尺度系统的环流局部异常,通过非平衡流区激发出惯性重力波造成能量的频散,而且风场的垂直切变和水平切变也随之增大,这将进一步导致大气的切变不稳定和对称不稳定,从而有利于引发新的扰动。

7 结 论

综上所述,可以解释由于副高迅速增强,破坏了地转平衡,从而导致区域气压梯度场迅速加大,则科

氏力 $f v$ 也随之调整增大, 出现非平衡流场, 并激发重力惯性波, 通过偏差风辐合、辐散场的变化将非平衡能量频散出去。从理论分析和数值模拟的结果分析表明, 重力波主要是沿着西南风引导气流向东北传播的。

扰动与凝结潜热释放相互作用也对重力波的加强和传播造成影响。重力波引发的扰动辐合增强了西南低空急流和水汽通量辐合, 从而使对流加强, 导致凝结潜热的释放, 引起中尺度范围内(局地)的大气密度 ρ 减小, 进一步引起低空辐合, 使重力波加强。同时根据地转平衡原理, 当密度 ρ 减小时, f 不变, 则 u 将增大, 也有利于风速加强, 这在水汽充足的地区尤为明显。最终使西南低空急流明显增幅。在急流带上和附近地区, 还会出现风速的辐合与切

变, 造成大的扰动, 并对水汽的输送和集中起到重要作用, 特别是要急流的左前方, 易形成 β 或 γ 中尺度对流系统, 促使暴雨的发生和增强。由此可见, 由于副高的突然西伸北跳, 地转平衡遭到破坏, 非地转平衡流激发出惯性重力波, 导致西南低空急流增幅和水汽通量辐合增强, 从而加强了梅雨锋暴雨。这就是副高突然西伸北跳有可能引起梅雨锋暴雨增强的动力学机理之一。本文侧重从重力波的发生与传播的角度, 分析了对梅雨锋暴雨的影响, 考虑到暴雨发生的复杂性, 往往是众多因子共同作用的结果, 如高低空急流相互作用、水汽输送与辐合、不稳定能量释放、垂直环流形成等, 因此, 对暴雨机理的分析与诊断还有赖于更综合、系统的分析。

参考文献

- 1 Rossby C G. On the mutual adjustment of pressure and velocity distribution in certain simple current system I. J Mar Res. 1937. 1: 15~ 28
- 2 Rossby C G. On the mutual adjustment of pressure and velocity distribution in certain simple current system II. J Mar Res. 1938. 2: 239~ 263
- 3 Cahn A. An investigation of the free oscillation of a simple current system. J Meteor, 1945, 2: 113~ 119
- 4 Charney J G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. Meteor, 1947, 4: 135~ 163
- 5 Yeh T C. On the formation of quasi geostrophic motion in the atmosphere. J Meteor Soc Japan. 1957, 75: 130~ 134
- 6 Fritts D C, Luo Z. Gravity wave excitation by geostrophic adjustment of the jet stream. I: two-dimensional forcing. J Atmos Sci, 1992, 49: 681~ 697
- 7 Stobie J G, Einaudi F, Uccellini L W. A case study of gravity waves convective storms interaction, 9 May 1979. J Atmos Sci, 1983, 40: 2804~ 2830
- 8 叶笃正, 李崇银, 王必魁. 动力气象学. 北京: 科学出版社, 1988. 221~ 222

DYNAMIC STUDY ON INFLUENCE OF GRAVITY WAVE INDUCED BY
UNBALANCED FLOW ON MEIYU FRONT HEAVY RAIN

Xu Xiaofeng

(China Meteorological Administration, Beijing 100081; Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Sun Zhaobo

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract

Through the diagnosis of a Meiyu front heavy rain process occurring from 1 to 3 June, 2000, this paper has studied the affection on the rainstorm caused by the ageostrophic wind, the unbalanced flow, low level jet (LLJ), and the generation and propagation of gravity wave after the abrupt change in large-scale circulations. The results illustrate that the subtropical high suddenly moved northwestward, then the geostrophic balance was destroyed, local pressure gradient increased rapidly, and unbalanced flow occurred, thus the adjustment of circulation was caused so as to build a new balance. During this process, LLJ and gravity wave appeared to meet the change. Unbalanced energy dispersed through the divergence and convergence of the geostrophic departure wind. The gravity wave dispersion can promote the propagation of the strong wind center along the LLJ, and the dispersion direction was influenced by the steering flow and the water vapor concentrated area. The LLJ is one of the important conditions to induce heavy rain. Especially in the left front part, the convergence and shear of wind occurred. It is found to the generation of disturbance, meso- γ vortex, and meso- β convective system and provided a favorable condition for the rainfall. Based on the analysis of the high resolution simulating data, all the results can be clearly illustrated.

Key words: Meiyu front heavy rain, Unbalanced flow, LLJ, Gravity wave.

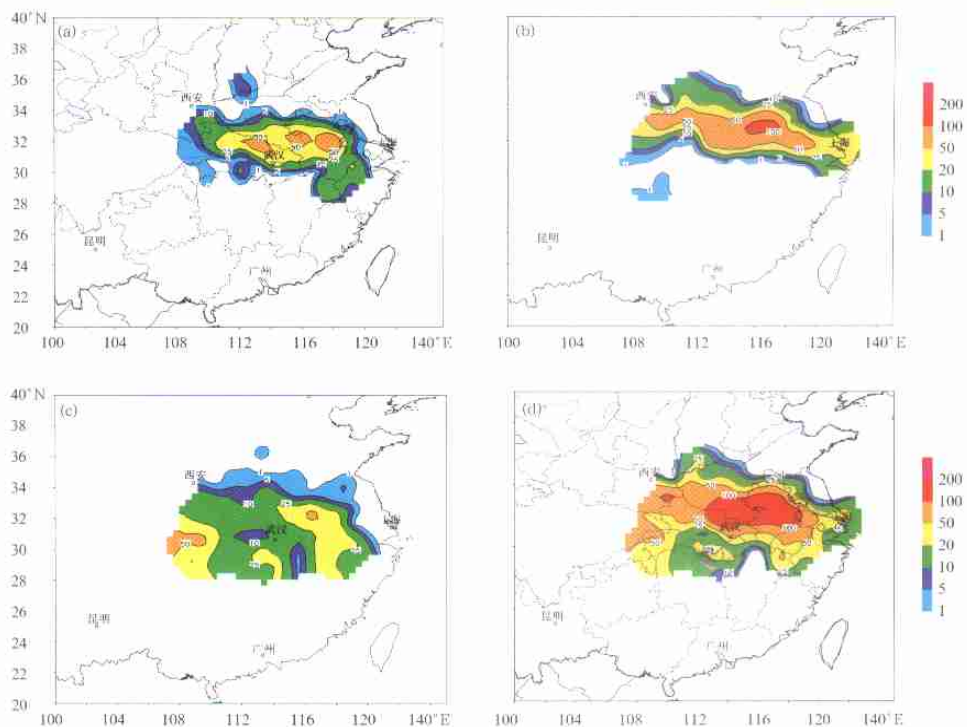


图1 2000年6月1~3日逐日(a,b,c)(北京时08~08时)和总降水量(d)分布

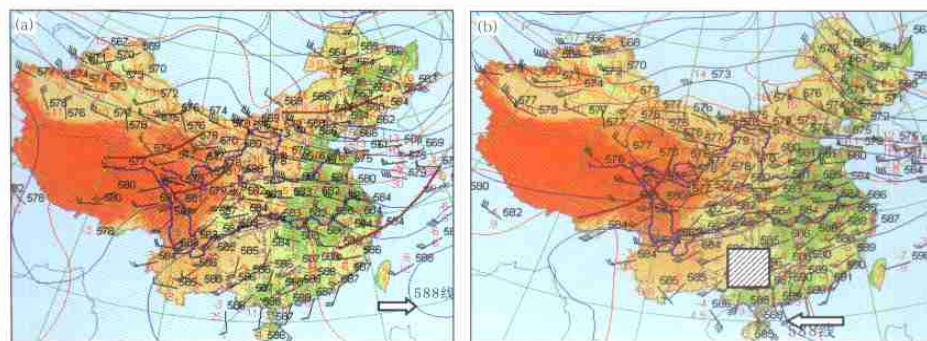


图2 2000年5月31日(a)和6月1日 (b)20时(UTC) 500 hPa形势分布

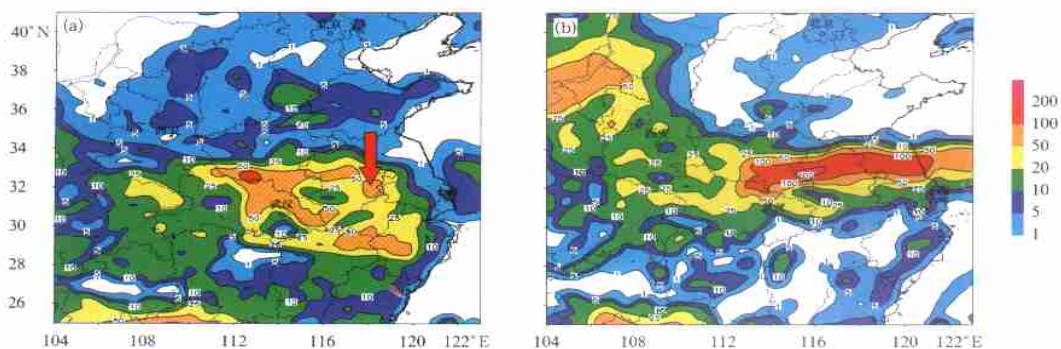


图3 6月1日08时—6月2日08时(a)和6月2日08时~6月3日08时(b)模拟雨量(mm)分布

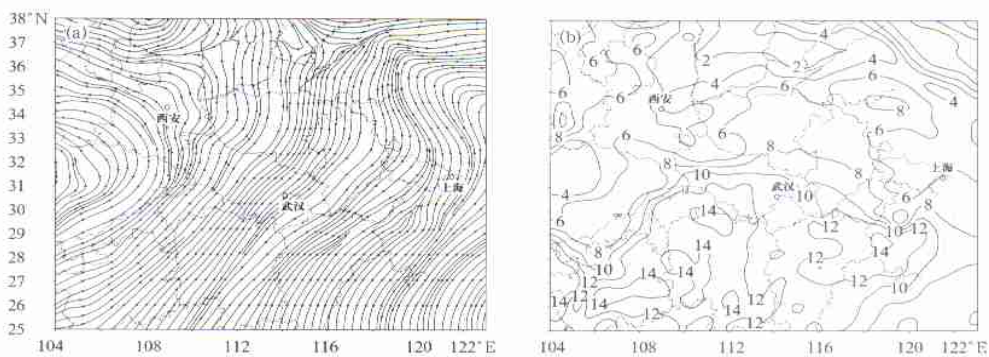


图4 6月1日10时(UTC)700 hPa流场(a)和等风速场b (单位: m/s)

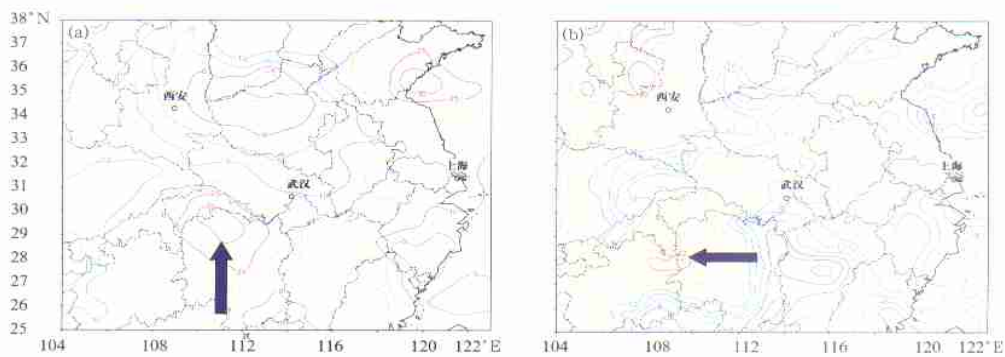


图5 2000年6月1日07时(a)和13时(b) 850 hPa 3 h变高场 (UTC)

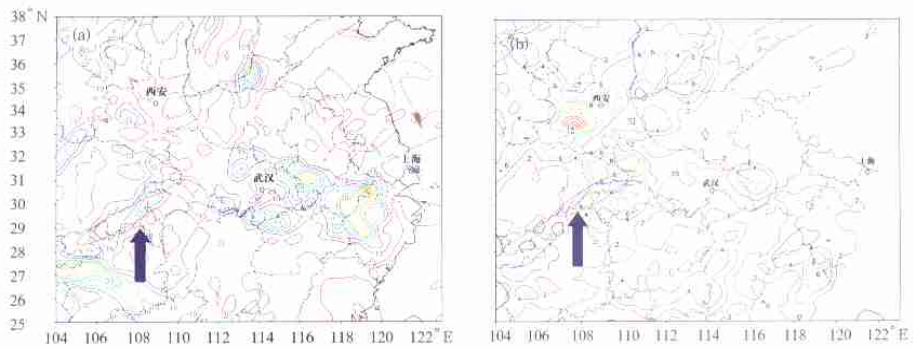


图6 2000年6月1日(a)13时850 hPa偏差风分布(b)13时与01时偏差风场差值(UTC)

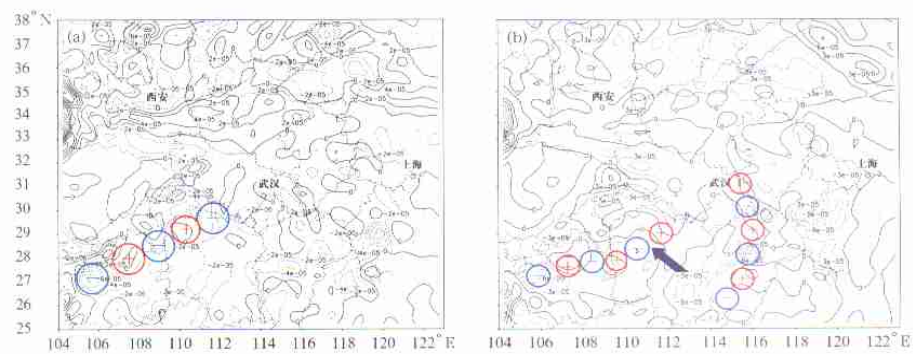


图7 2000年6月1日07时(a)和10时30分(b) 700 hPa散度场 (UTC)

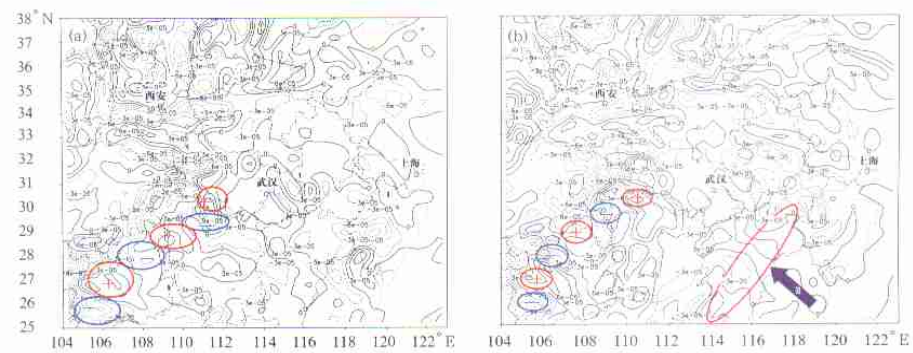


图8 2000年6月1日07时(a)和10时30分(b) 850 hPa地转偏差风散度(UTC)

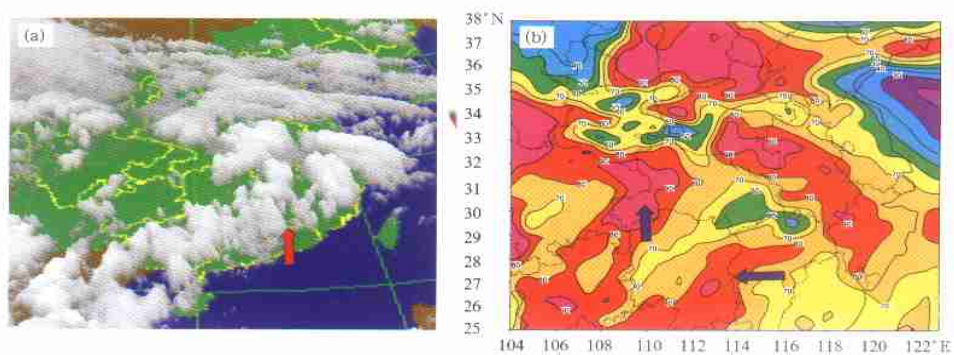


图10 2000年6月1日10时红外云图(a)和850 hPa相对湿度(b)(UTC)

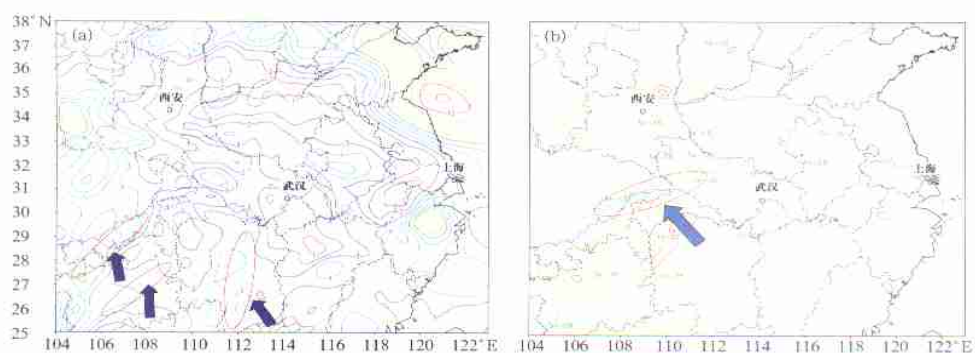


图11 2000年6月1日10时与01时700 hPa风场差值(a)和12时与01时700 hPa水汽通量散度差值分布场(b)(UTC)

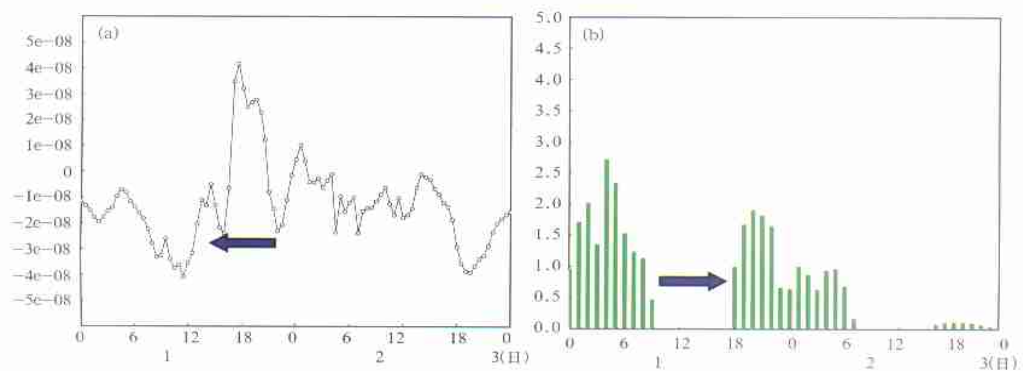


图12 2000年6月1~3日08~08时(北京)700 hPa 32°N, 113°E水汽通量散度变化(a)和相应时段内的雨量分布(b)