

孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发的影响 II: 数值试验*

刘屹岷

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京, 100029)

陈仲良

(香港城市大学物理与材料科学系大气研究实验室, 香港)

吴国雄

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京, 100029)

摘 要

通过数值试验研究了孟加拉湾季风爆发期间该地区旺盛的对流凝结加热对南海季风爆发和副热带高压“撤出”南海的影响, 结果证明在孟加拉湾地区引入模拟的对流凝结潜热使该地区出现了强烈的上升运动, 引起了孟加拉湾季风的爆发。同时由于对凝结加热的非对称 Rossby 响应, 在南海北部导致西风出现和增强及垂直上升运动。因低层水汽平流的共同作用下, 在南海北部引起了对流的发展。而正是南海北部的凝结加热促使南海地区温度经向梯度逆转, 使副热带高压脊面的倾斜从冬季型转为夏季型, 即低层的副热带高压减弱南移。最后当对流在南海地区发展起来时, 副热带高压移出南海地区。

关键词: 孟加拉湾季风潜热加热, 南海副热带高压, 数值试验。

1 引 言

在文献[1]中, 作者利用观测资料对 1998 年东亚季风爆发期间环流的特征进行了诊断。发现南海北部低层西风的出现和对流持续发展与孟加拉湾季风气旋有关。伴随孟加拉湾地区旺盛的对流发展, 南海北部低层出现了西风和对流活动。正是由于南海北部地区的对流凝结加热促使南海地区经向温度梯度的反转。在热成风关系的制约下南海上空低层副热带高压逐渐减弱南移。

文中将从大气环流模式的模拟出发, 分析观测到的亚洲季风爆发的 3 个阶段是否存在于模式中。进而通过一系列的理想的数值试验对孟加拉湾季风加热影响南海地区环流特别是副热带高压的机制进

行研究, 验证诊断研究的结果。虽然本研究着重于局地气候演变, 但南海季风爆发与大尺度环流变化相关联, 因此使用了 NCAR 第 4 版本的气候模式 CCM3。CCM3 是一个全球气候谱模式, 其标准水平分辨率为 $T42$, 约 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$; 垂直方向 18 层, 最上层为 2.917 hPa; 时间积分步长是 20 min。CCM3 中完整的物理过程和数值方法可参阅文献[2]。深对流参数化使用 Zhang 和 McFarlane^[3] 方案。浅对流用 Hack^[4] 方案。给定逐日变化的 SST 后, CCM3 能产生一个全球及年平均的能量平衡: 入射太阳辐射与向外长波辐射 (OLR) 之间的差小于 0.5 W/m^2 ^[5]。一般来说, CCM3 能够在一定程度上重现观测到的气候, 特别是大尺度特征和季节变化。

研究中模式从 NCAR 提供的 12 月 1 日的大气

* 初稿时间: 2003 年 1 月 28 日; 修改稿时间: 2003 年 2 月 10 日。

资助课题: 国家自然科学基金重点项目 (40135020, 40023001), 中国科学院创新 (ZKCX2-SW-210), 全国优秀博士论文作者专项基金和香港 Croucher 研究基金的联合支持。

和陆面初始场开始积分,海温强迫为有年际变化的1978年12月到1998年3月月平均海温。从1998年4月1月开始,换成周平均的海温^[6]强迫以模拟亚洲季风爆发。模式积分到1998年6月,该期间的模拟被称为背景试验(试验CON)。

2 模式模拟的亚洲季风爆发(试验CON)

本节试验中以1998年周平均海温^[6]作为大气的下边界,将模式从1998年4月1日积分到6月11日。图1给出模式模拟的OLR以及NCAR的OLR。与NCAR的OLR(图1a)相比,显示模式能基本上模拟出亚洲季风爆发的3个阶段(图1b)。季风的第1次爆发出现在孟加拉湾,第2次是在南

海地区,最后在印度次大陆。以 $190 \sim 210 \text{ W/m}^2$ 等值线范围所表征的南海夏季风爆发日期在5月21~22日,几乎与图1a相同。但是模拟的孟加拉湾季风爆发日期太早,印度季风也比NCAR OLR所给出的早10 d左右。另外,孟加拉湾季风爆发期间模拟的孟加拉湾和中南半岛上的OLR比NCAR的数值大。前者反映了模式在模拟季风爆发过程中能力问题,后者原因是,在南海季风爆发前的5月15~20日,15°N以南平均的中南半岛南部的OLR大于 230 W/m^2 (参阅图2a),对流仅在中南半岛的北部发展,模拟的南部($100 \sim 110^\circ\text{E}$)对流太弱。但在观测中,对流在整个中南半岛都很强,特别是5月17~21日期间(见文献[1]中的图4)。

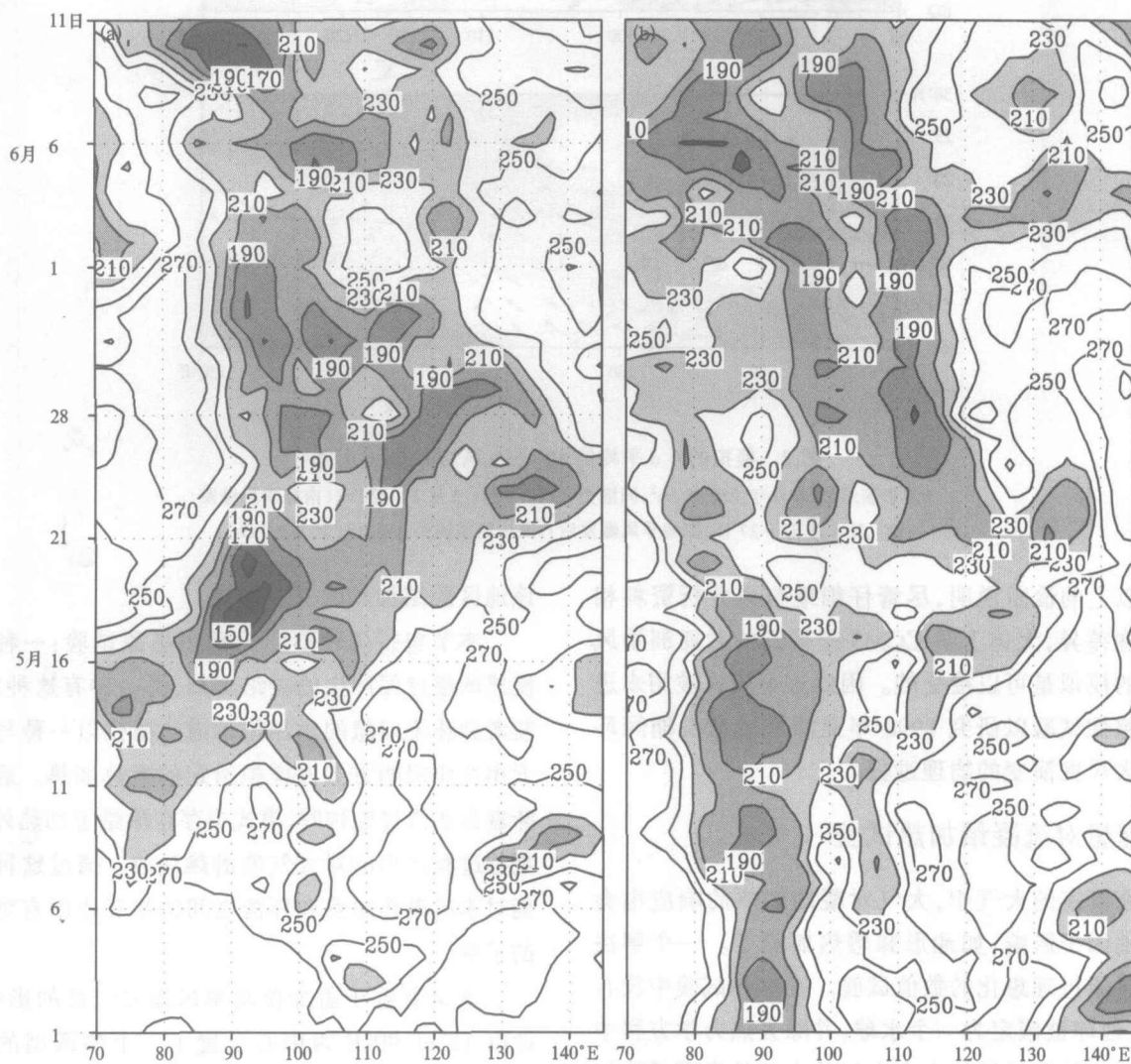


图1 5月1日到6月11日沿7~20°N平均的OLR时间-经度剖面

(a. 来自NCAR, b. 模式模拟。间隔: 20 W/m^2)

模拟的环流场上同样显示出 5 月 21 日前后,南海地区低层流场有着显著的差别(图 2)。5 月 21 日之前,孟加拉湾地区有一个强大的低压环流和强盛的降水,低层副热带高压控制着中南半岛、南海和西太平洋的广大区域。南海北部地区呈现弱的西风,但有着较强的对流活动。与观测的文献[1]中图 4c,d 相比,模式基本上能模拟出南海季风爆发前孟

加拉湾地区的气旋式环流和南海北部的西风。南海季风爆发后的 5 月 22~27 日,西风在南海除其东南地区外的大部分地区盛行。强烈的降水出现在整个南海区域。低层副热带高压的西边界已经从图 2a 中的 95°E 移到 112°E ,但没有观测分析中的那样偏东(参见文献[1]中图 4e)。

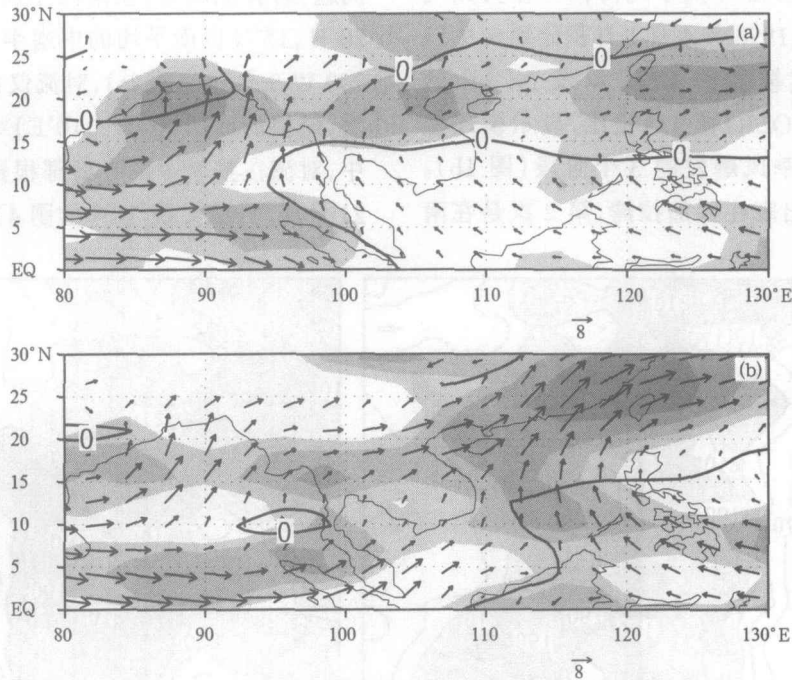


图 2 模拟的 6 d 平均的 850 hPa 风场和 OLR 分布

(阴影表示 OLR 小于 230 W/m^2 , 间隔为 20 W/m^2 ; a. 5 月 15~20 日(南海季风爆发前), b. 5 月 22~27 日(南海季风爆发后); 图中粗实线是 850 hPa 上 $u=0$ 线)

以上的诊断说明,尽管仔细地与再分析资料相比存在差异,大体上从 CCM3 中得到的对亚洲季风爆发的模拟是可以接受的。因此这个模式被用来进行敏感性试验以研究 1998 年亚洲季风爆发期间环流的大尺度演变的物理过程。

3 理想对流凝结加热试验

在真实的大气中,大气对凝结加热的响应也会受其他因子影响,如地形和感热加热等。一个解决方法是通过理想化的数值试验。在这种试验中没有陆面,地球被假定为一个水球,并除去热力学方程中的辐射加热和扩散到自由大气的全球的表面感热加热,而施加于模式大气的潜热加热是一个理想的季风潜热源。这个热源模仿 5 月孟加拉湾季风爆发时

该地区凝结加热的三维结构。

本节包括两种不同的理想热源试验:一种没有模式调整过程产生的凝结加热,另一种有这种加热。前者意味着理想的孟加拉湾潜热源仅以一种与环流无相互作用的方式去模拟给定的潜热加热。后者意味着当水汽过饱和时,模式中存在除给定加热外由于凝结过程产生的对大气的潜热加热。通过这种方式能对季风潜热加热和环流之间的相互作用有更深入的了解。

这里着重于孟加拉湾季风爆发气旋的影响,因此以 12°N , 90°E 为中心设置了一个椭圆型的加热场,如图 3 所示。它代表了在大约 400 hPa 上中心值为 8°C/d 的深对流加热^[7,8]。模式的初始场是从试验 CON 中得到 5 月 11 日的资料的纬向平均场。

3.1 无大尺度调整过程的孟加拉湾季风加热试验 (试验 CH₁)

本节试验 CH₁ 中,积分开始在孟加拉湾设置一深对流凝结潜热加热。第 1 天,在热源上空的低层

即强迫出一涡度为正的气旋式环流(图 4a),上空为负涡度的反气旋式环流(图略)。这是因为与文献 [1] 中的方程(1)相似,短期内有

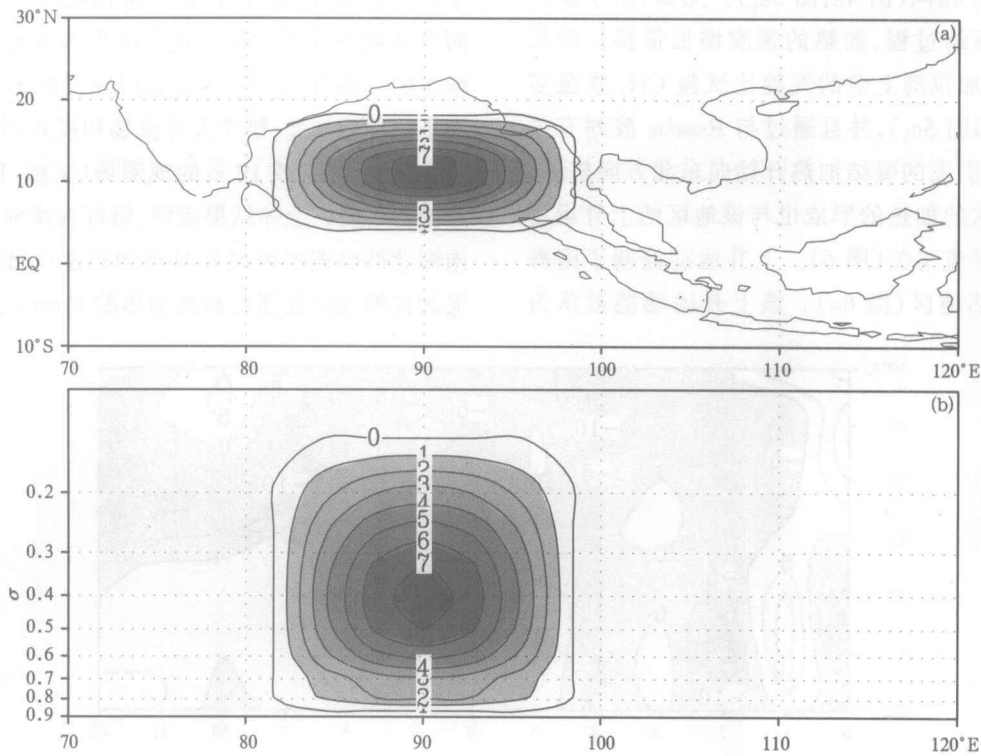


图 3 试验 CH₁ 中潜热加热的空间分布

(a. $\sigma = 0.409$ 平面分布, b. 12°N 垂直剖面。间隔: $1^\circ\text{C}/\text{d}$)

$$\frac{\partial \zeta_z}{\partial t} \propto \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} \quad \theta_z \neq 0 \quad (1)$$

因此,在对流层低层,加热随高度增加,产生了正的涡度,而在高层与之相反。

从图 4b, c 上可以看出涡度中心随时间增加而增强。除这些局地效应外,加热产生了一向西移动的 Rossby 波。与 Liu 等^[7] 的类似,这些结果与 Gill^[9] 的研究一致。

对定常态,在最大加热层(约 400 hPa)以下,文献[1]中的方程(1)变成

$$\beta v \propto \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} > 0 \quad \theta_z \neq 0, z < H_{\max} \quad (2)$$

因此强迫出了南风,低层副热带气旋的中心就出现在深对流加热的西面,反气旋中心出现在加热的东面。从第 5 天起可以看到这样的分布型(图 4b)。这时南风在加热区盛行,在加热区的西部和东部,分别出现了气旋和反气旋中心。这样纬向对称的反气

旋带被非绝热加热所破坏,产生出取决于加热垂直扩线的环流型^[10]。

另外,从第 5 天开始,加热区北部出现一反气旋(图 4b)。这是因为水平非绝热加热在加热区北部产生了一负的涡度强迫。事实上,应用热成风原理,在全型涡度方程中,水平非均匀加热强迫项可以写成^[10]:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_x &\propto - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} = - \frac{g}{fT\theta_z} \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial Q}{\partial z} \\ \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_y &\propto \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y} = - \frac{g}{fT\theta_z} \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial Q}{\partial z} \end{aligned} \quad (3)$$

这里 $\theta_z \neq 0$ 。因此,在加热区及其周围,当加热区上空的气柱被加热时,温度的水平梯度和水平非绝热加热的梯度同位相,形成了负涡度。在对流层低层,加热区内的南风受此强迫,发生顺时针偏转^[7,11]。这一引发的反气旋的西风在中国南部盛行,并伸展到南海北部(图 4b, c,)。而该西风对南海季风爆发非常重要^[12]。

3.2 有大尺度调整过程的孟加拉湾季风加热试验 (试验 CH₂)

本节试验中,除设置的孟加拉湾加热外,模式中大尺度凝结加热也被启动。第1天,环流的响应几乎与试验 CH₁ 相同(图 4a,图 5a₁)。然而,由于放开了大尺度的凝结过程,加热的强度增加很快。结果在第3天,孟加拉湾上空的气旋比试验 CH₁ 强很多(参见图 4c 和图 5c₁),并且通过与 Rossby 波列有关的西风,模式引发的凝结加热开始向东北方向扩展,这一向北向东的加热的形成也与该地区的上升运动和低层水汽平流有关(图 6)。上升运动控制了南海特别是其北部地区(图 6a)。该上升运动被认为

是对孟加拉湾加热响应的 Rossby 波波动^[9]。如果仔细考查加热的垂直分布就会发现,引发的加热集中在对流层的中上层,与设置的加热类似。这两种加热的共同作用使中南半岛的南风比图 4 试验 CH₁ 中的强。然而,位于中南半岛和南海北部的西风在两个试验中几乎相同。这是因为该西风是 Rossby 波响应的一部分,在 2~3 d 的时间受局地加热的影响很小。尽管如此,第7天环流场和模式引发的加热的分布与5月17或19日的观测场(文献[1]中图 4c 和 d)相当一致。上述结果表明,恰好在南海季风爆发前南海北部出现的西风和对流加热至少部分是由于对孟加拉湾地区加强的对流加热的 Rossby 波的响应。

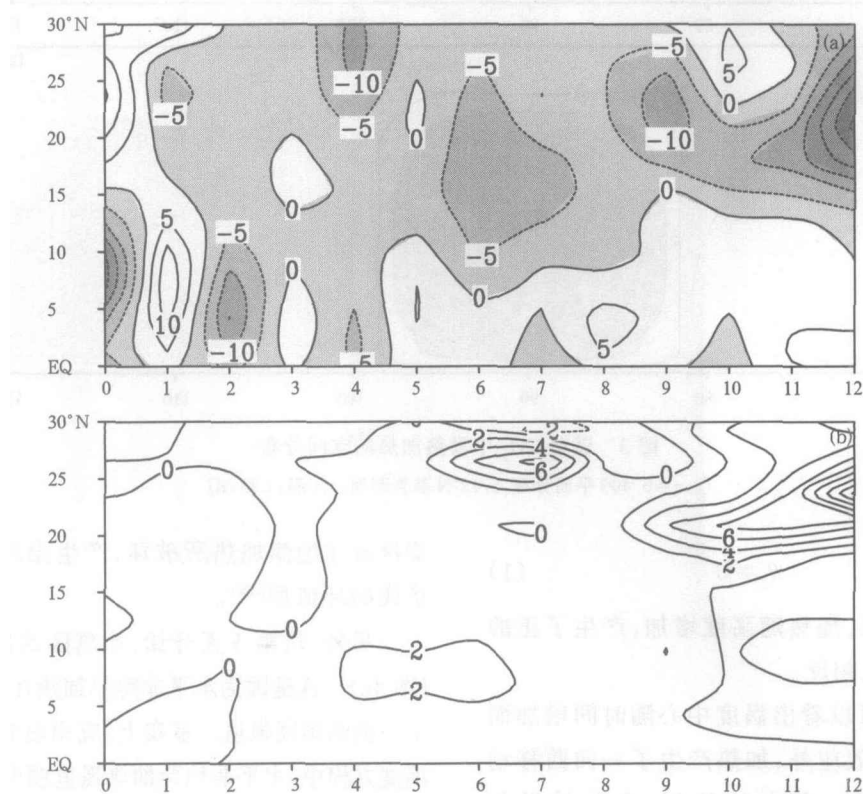


图6 试验 CH₂ 中南海地区范围(110~120°E)平均的 500 hPa 垂直速度和 700 hPa 水平水汽质量平流 m_q 从初始场到积分 12 天的时间-纬度分布
(a. 500 hPa 垂直速度,单位: 10^{-3}Pa/s ; b. m_q ,单位: $10^{-9} \text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)

试验 CH₂ 中, $u = 0$ 线的位置在积分的第1天(图 5b₁)与初始场没有大的差别。与5月中的观测场比较(文献[1]图 4b),模式模拟显示出非常强烈的风场的垂直切变。这显示使用全球纬向平均场作为初始场具有强的冬季型温度经向梯度。从第5天开始,南海地区的副热带高压脊面倾斜减弱(图

5c₂)。第7天,由于南海北部的加热, $u = 0$ 线在 200 和 500 hPa 的位置非常接近(图 5e₂)。然而,脊面的倾斜仍然是冬季型。一部分原因是因为初始的经向温度梯度太强,另一部分原因是模式引发的南海北部的加热太弱(试验中无深对流参数化过程)。尽管存在这些缺陷,图 5,表明由于孟加拉湾季风强迫所

产生的南海北部的凝结加热确实对局地的增暖和南海地区冬季型的经向温度梯度减弱作出了贡献。

4 无孟加拉湾加热试验

尽管上节的两个试验已经对文献[1]引言中提出的两个问题给出了新的认识,但试验中并没有导致南海季风爆发。考虑到逆转初始冬季型的经向温度梯度所需的时间取决于季风爆发前平均的加热率的经向梯度,即,

$$\Delta t = - \frac{(\partial T / \partial y)_0}{(\partial Q / \partial y)} \quad (4)$$

加热率 Q 表示内外强迫。对给定的加热率经向梯度,那么所需引发季风爆发的时间决定于初始的经向温度梯度。很明显,在试验 CH_1 和 CH_2 中,短时间内太强的冬季型经向温度梯度难以逆转。

为克服这一问题,需用较真实的初始场来做试验,因此这里做了无凝结加热试验(NOCH)。除热力学方程中孟加拉湾和中南半岛地区($2 \sim 26^\circ N$, $80 \sim 112^\circ E$)的凝结加热在积分过程中被关闭外,试验 NOCH 同上述试验 CON。试验中所选区域比孟加拉湾大。这是因为从图 2 和图 5c₁(积分第 5 天)中可看出增强的中南半岛地区的加热是孟加拉湾强迫的副产品。试验 CON 和 NOCH 间的差异应在某种程度上解释大气对孟加拉湾加热的响应。试验 NOCH 以试验 CON 积分结果的 5 月 12 日为初始场。选取 12 日是因为这天位于试验 CON 的孟加拉湾季风爆发期。

积分第 1 天的响应是局地的。从第 4 天到第 7 天,在中南半岛和南海北部可见西风 and 凝结加热,模拟出了非对称 Rossby 波的响应(图 7b, c)。这一响应在第 11 天更加强烈,且向西南方向延伸(图 7d)。另一方面,孟加拉湾和南海地区上空的凝结加热使南海地区反气旋环流的减弱。结果,在试验 CON 的第 11 天,西风和深对流控制了南海的大部分地区(图 7e),南海季风爆发了。

为进一步理解这一过程,图 8 给出了副热带高压脊线的位置。注意到在第 1 天,南海地区 500 hPa 上副热带高压脊线位于 850 hPa 脊线以南,而 200 hPa 上没有东风(图 8a)。说明环流仍处于冬季型。10 d 以后,由于凝结过程加热了南海北部的大气,温度场有了很大的变化。除了中层(500 hPa),南海北部的温度增加(图 8b)。在对流层上层 500 ~ 200 hPa,南海北部的增暖大于 $1.5^\circ C$,比南部的大得多。

结果南海地区的脊面倾斜从第 1 天的冬季型(图 8a)转为第 11 天的夏季型(图 8c)。这意味着 850 hPa 的反气旋已向南移,并撤出南海(图 7e),南海季风爆发。以上所有从敏感性试验中得到的结果给出如下结论:正是跨越南海地区加热的水平差异对南海水平温度梯度的逆转,以及南海季风爆发作出贡献。

5 结论和讨论

20 世纪 90 年代以后,随着观测资料和再分析资料的出现,发现在大多数情况下,亚洲季风爆发经历 3 个连续的阶段:首先在孟加拉湾,然后在南海,最后是印度半岛^[13~16]。季风爆发期间环流的一个明显的改变是副热带高压的形态。季风爆发前,副热带高压脊面随高度向南倾,爆发后北倾^[17]。孟加拉湾季风和南海季风的爆发都伴随着低层低压的发展和副热带高压的东撤。本研究基于对 1998 年的个例分析,以了解季风爆发过程中的机理,特别利用模式考查了孟加拉湾季风气旋的深对流与南海季风爆发之间的物理联系。

结果表明,孟加拉湾季风爆发后不久,该地区的副高脊面向北倾斜,但在南海上空仍是南倾。因此在低层气旋控制了孟加拉湾地区,而反气旋着控制南海;深对流在孟加拉湾和中南半岛上发展起来。与有关的凝结加热对大气环流有着重要的影响:

(1) 使低层局地的南风变得更为强烈,导致其西边的气旋和东边的反气旋增强。这一增强的南风和西南风平流更多的水汽到增强的反气旋的北部,并使中国南部沿海西风和湿度增加,这也在文献[12]中观察到。

(2) 孟加拉湾地区的深对流产生了非对称的 Rossby 波,该波列以东部上升西部下沉为特征。沿中国南部沿海,如文献[12]所指出,这一上升运动与增湿了的空气一起有助于对流有效位能(CAPE)的释放。

(3) 孟加拉湾地区的深对流还产生了非对称的 Rossby 波波列,其反气旋位相位于中南半岛北部和中国西南部,其第 2 个气旋位于中国东部。该气旋西风因而加强南海上空反气旋的西风。另一方面,这一强迫出的反气旋东部的北风和西北风将中纬度的冷空气带到增湿了的中国南部沿海,因而也对 CAPE 的释放起作用。

在关于南海季风爆发的研究中,Chang 和 Chen^[18]发现南海北部中纬度锋面是季风爆发的触发机制。Chan 等^[12]也发现 1998 南海季风爆发前

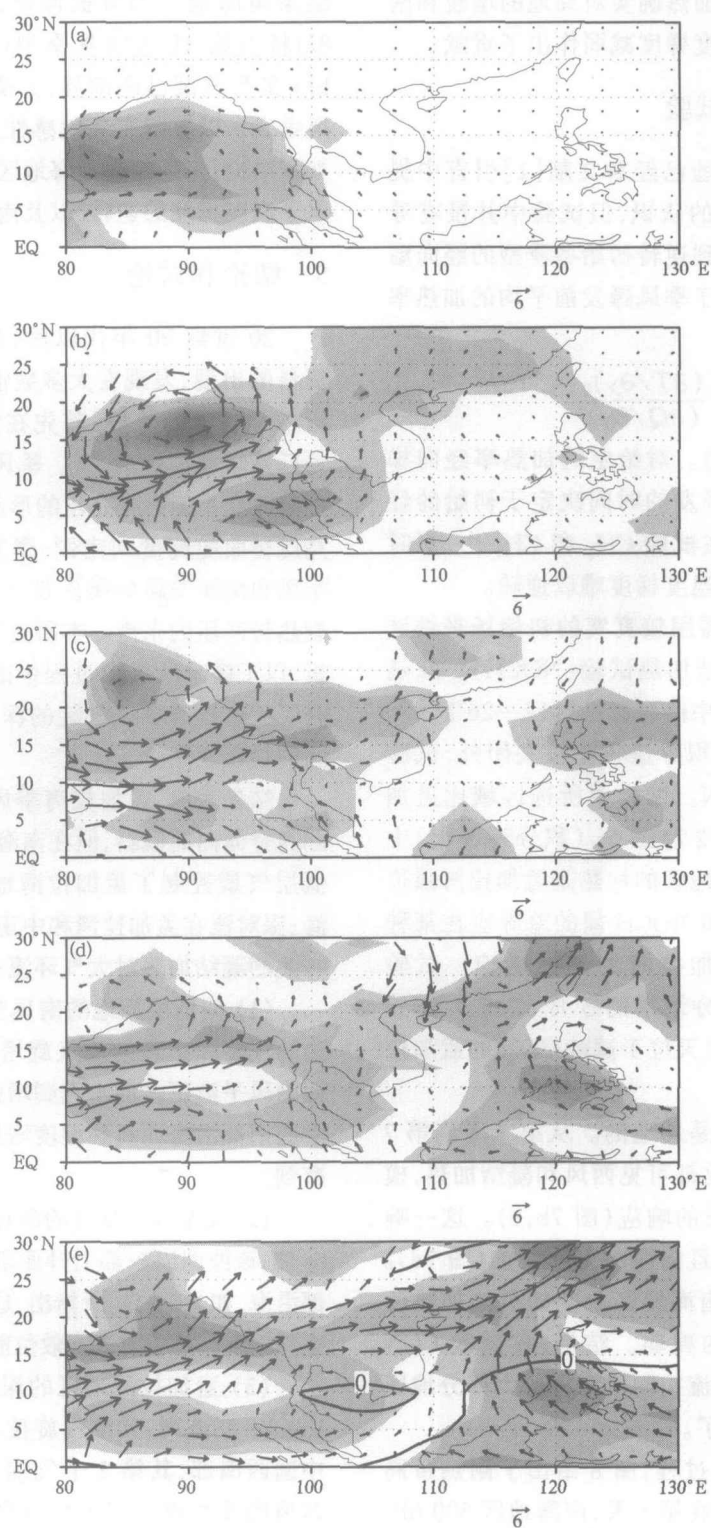


图7 试验 CON 和 NOCH 之间 $\sigma=0.409$ 层上凝结加热之差(阴影区, 间隔为 0.5, 2, 4, 6, 8 K/d...) 和 850 hPa 风矢量在积分第 1 天(a), 第 4 天(b), 第 7 天(c) 和第 11 天(d) 的分布, 以及积分 11 天试验 CON 中 $\sigma=0.409$ 层上凝结加热(阴影区) 和 850 hPa 风矢量(e)

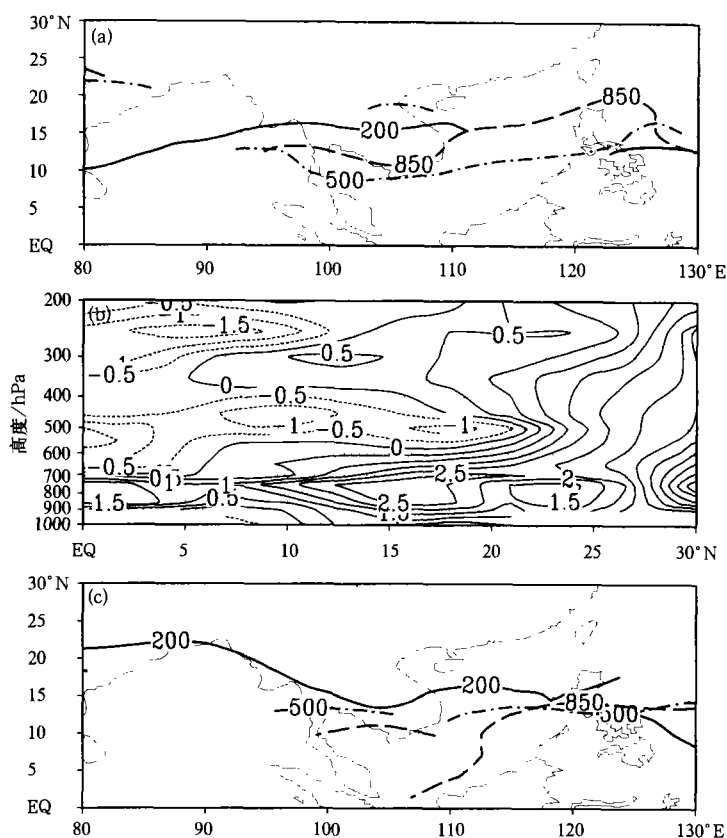


图8 试验 CON 中经向梯度为正的 $u=0$ 线在 200, 500 和 850 hPa 在积分第 1 天(5 月 13 日)(a)和第 11 天(c)的分布, 以及积分第 11 天与第 1 天温度差异的垂直-纬度剖面在 115°E 的分布(b)

一个通过南海北部的冷锋有助 CAPE 释放, 导致季风爆发。本研究的结果揭示, 源于加热区的北部, 存在一 Rossby 波的波列向西部方向传播(图 4 和图 5)。入侵南海的冷空气至少部分是由于与此 Rossby 波有关的、对孟加拉湾深对流的低层流场响应。这被本文数值试验 CH₁ 和 CH₂ 所证实。试验中, 尽管初始场纬向对称, 在孟加拉湾设置的深对流加热确实在南海北部产生了西风 and 凝结加热, 并且从较高纬度带来冷的北风。

本文还研究了南海北部高 CAPE 带形成及释放的重要性。表明由于 CAPE 的释放, 在对流层中上

层的深对流凝结潜热加热了南海北部大气, 使经向温度梯度逆转, 因而南海上空脊面的倾斜从冬季型转为夏季型。结果, 位于南海地区的副热带高压被气旋式环流替代, 反气旋环流撤到西太平洋。西风和南风控制了整个南海地区; 深对流也发展起来, 南海季风爆发。所有这些结果给出下列结论: 正是孟加拉湾季风爆发后该地区深对流的发展产生了有利于南海季风爆发的条件。尽管这是一个个例研究, 但结果可以被广泛应用。因为在大多数年份里孟加拉湾季风对流的出现早于南海季风爆发。

致谢: 感谢宇如聪博士、俞永强博士和刘平博士在模式移置过程中的帮助。

参考文献

- 1 刘屹岷, 陈仲良, 毛江玉等. 孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发期间环流与副热带高压演变的影响 I: 个例分析. 气象学报, 2003, 61(1): 1~9
- 2 Kiehl, J T, Hack J J, Bonan G B, et al. NCAR Tech. Note NCAR/TN-420+STR, 1996, 152pp. [Available from NCAR, Boulder, CO 80307.]
- 3 Zhang G J, McFarlane N A. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre gener-

- al circulation model. *Atmos-Ocean*, 1995, 33: 407~446
- 4 Hack J J. Parameterization of moist convection in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model (CCM2). *J Geophys Res*, 1994, 99: 5551~5568
 - 5 Boville B A, Gent P R. The NCAR climate system model, version one. *J Climate*, 1998, 11: 1115~1130
 - 6 Reynolds R W, Smith T M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J Climate*, 1994, 7: 929~948
 - 7 Liu Y M, Wu G X, Liu H. Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere. *Climate Dyn*, 2001, 17: 327~338
 - 8 Rodwell M R, Hoskins B J. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J Climate*, 2001, 14: 3192~3211
 - 9 Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1980, 106: 447~662
 - 10 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 I: 尺度分析. *气象学报*, 1999, 57(3): 257~263
 - 11 刘屹岷, 吴国雄. 热力适应、过流、频散和副高 II: 水平非均匀加热与能量频散. *大气科学*, 2001, 24(3): 317~328
 - 12 Chan J C L, Wang Y G, Xu J J. Dynamic and thermodynamic characteristics associated with the onset of the 1998 South China Sea summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 2000, 78: 367~380
 - 13 Wu G X, Zhang Y S. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. *Mon Wea Rev*, 1998, 126: 913~927
 - 14 Wu K W, Chan J C L. International Conference on climate and environment variability and predictability. In: *Intraseasonal and interannual variabilities of the South China Sea summer monsoon*. Shanghai, China. 2000: 69
 - 15 Xu J, Chan J C L. First transition of the Asian summer monsoon in 1998 and the effect of the Tibet-tropical ocean thermal contrast. *J Meteor Soc Japan*, 2001, 79: 241~253
 - 16 Fong S K, Wang A Y. *Climatological Atlas for Asian Summer Monsoon*. Macau: Macau Foundation, 2001. 318pp
 - 17 毛江玉, 吴国雄, 刘屹岷. 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 I: 副高结构的气候学特征. *气象学报*, 2002, 60(4): 400~408
 - 18 Chang C P, Chen G T J. Tropical circulation associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. *Mon Wea Rev*, 1995, 123: 3254~3267

IMPACTS OF THE ONSET OF THE BAY OF BENGAL MONSOON ON THE ON SET OF THE SOUTH CHINA SEA MONSOON. PART II: NUMERICAL EXPERIMENTS

Liu Yimin

(*State Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid
Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, CAS, Beijing 100029*)

Johnny C L Chan

(*Laboratory for Atmospheric Research, Department of Physics and Materials Science, City
University of Hong Kong*)

Wu Guoxiong

(*State Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid
Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, CAS, Beijing 100029*)

Abstract

This study investigates the physical link between the convection associated with the BOB monsoon vortex and the SCS summer monsoon onset, as well as the mechanism of the evolution of the low-level subtropical anticyclone over the SCS through numerical experiments. It is shown that introduction of heating over the BOB results in vigorous convection over the BOB, and the BOB monsoon onset, as well as the development of westerlies and vertical ascent over the northern SCS region due to an asymmetric Rossby-wave response. Together with the low-level moisture advection, convection is induced over the northern SCS. It is the condensation heating over the northern SCS that causes the overturning of the meridional gradient of temperature over the SCS. Consequently the subtropical anticyclone in the lower troposphere over the SCS weakened gradually. Eventually as convection develops over the entire SCS domain, the subtropical anticyclone moves out of the region.

Key words: Condensation heating over the BOB, Subtropical anticyclone over SCS, Numerical experiment.

刘屹岷等：孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发的影响 II：数值试验

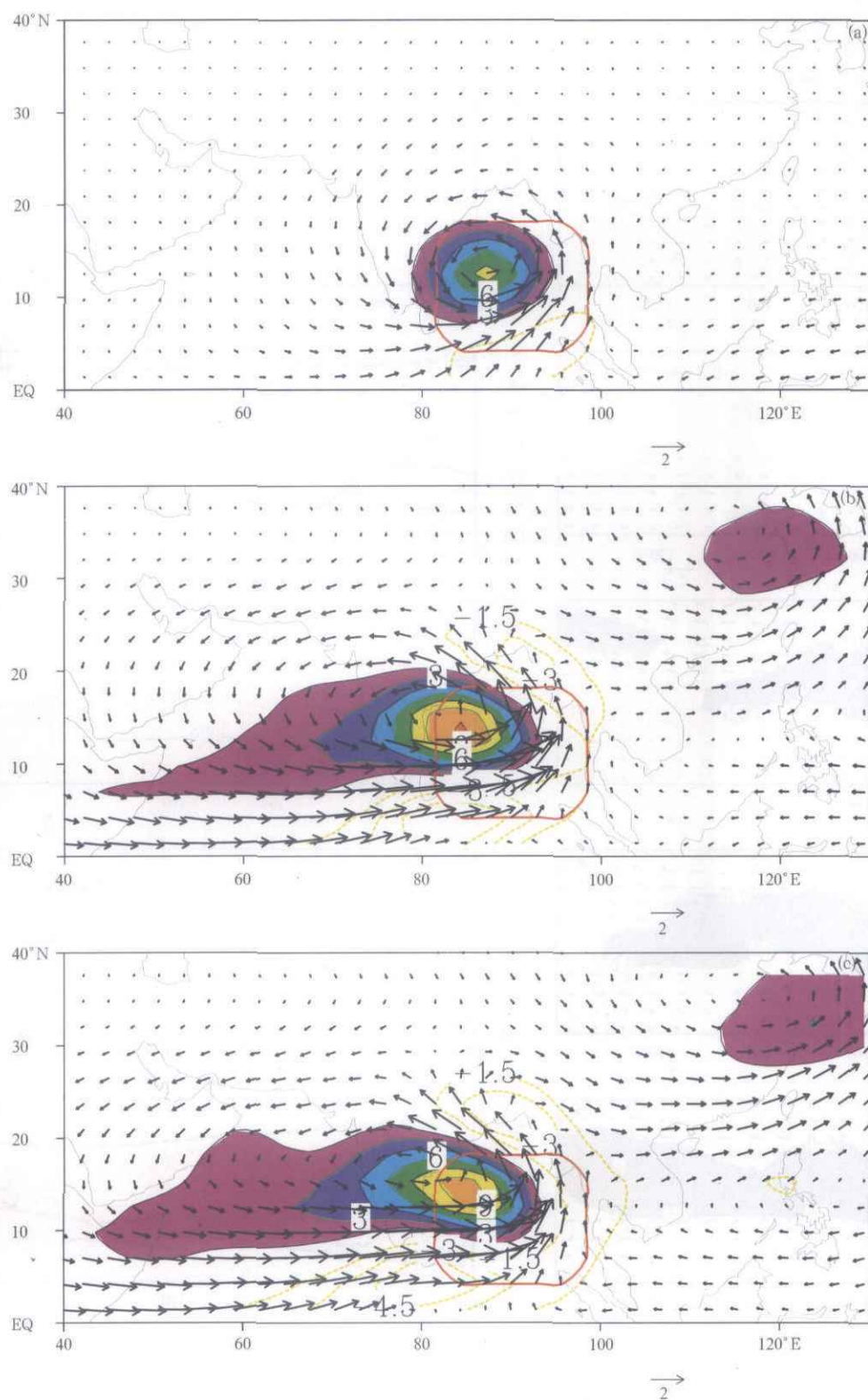


图4 试验CH₁中850 hPa相对涡度(单位为 $10^{-5} s^{-1}$, 阴影区表示正值, 虚线表示负值)和水平风矢量的纬向偏差

(a. 第1天, b. 第5天, c. 第7天; 图中粗实线为 $\sigma=0.409$ 层上设置的加热为 $0.5 K/d$ 的范围)

刘屹岷等：孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发的影响 II：数值试验

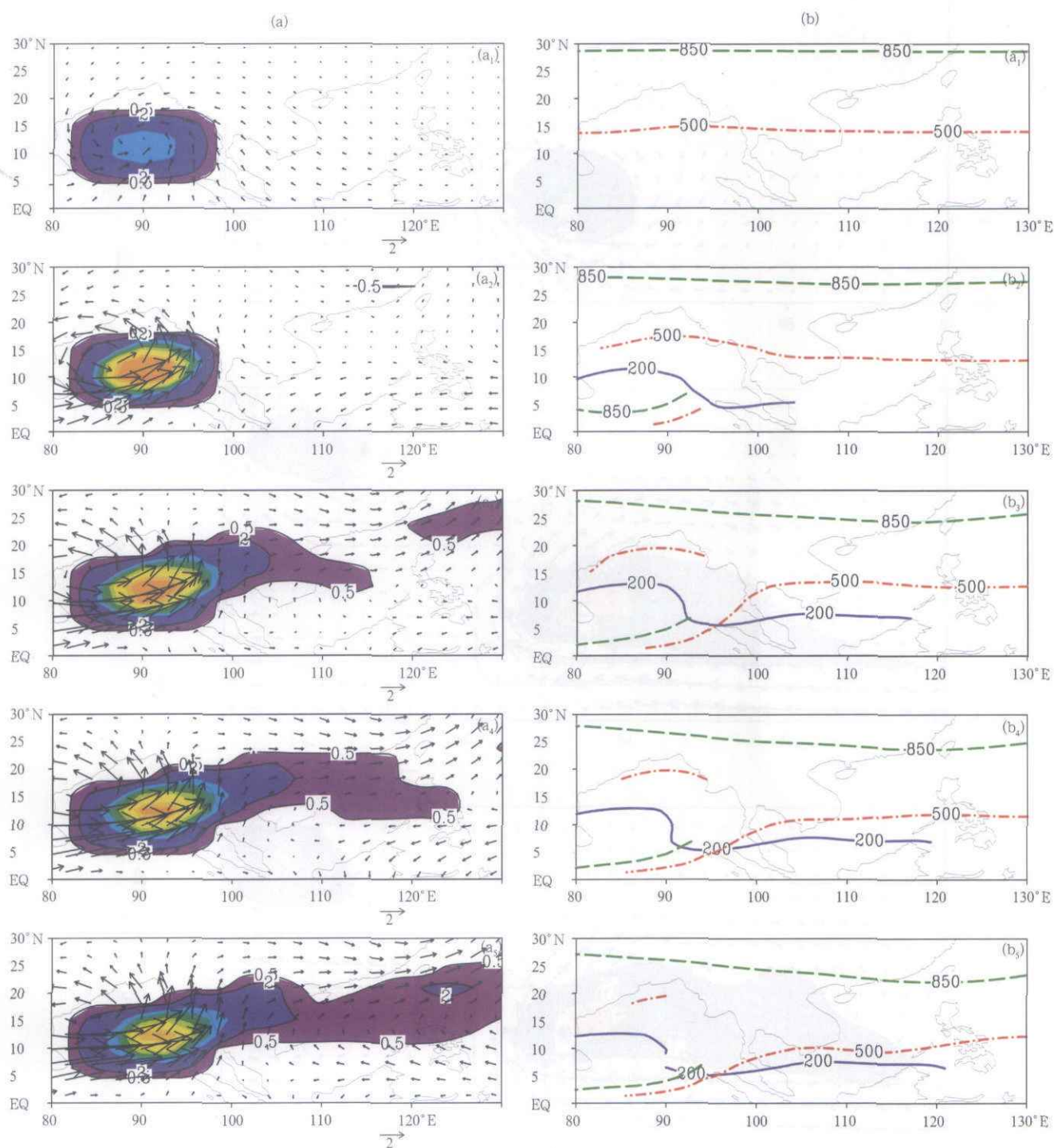


图5 试验CH₂σ=0.409层上凝结加热(阴影区, 间隔为0.5, 2, 4, 6, 8 K/d...)和850 hPa水平风矢量(单位: m/s)的纬向偏差(a), 及200, 500和850 hPa的经向梯度为正的 $u=0$ 线(b)的空间分布
(a₁~a₅和b₁~b₅分别为积分的第1, 3, 5, 6, 7天)