

空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 III: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高*

刘屹岷 吴国雄 刘辉 刘平

(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

通过理论分析和数值模拟,研究了降水所致凝结潜热影响副热带高压带断裂的物理机制。基于全型垂直涡度方程的尺度分析指出,强的对流凝结加热的垂直梯度的变化,导致副热带地区对流层高层和中高层的高低压分布呈现出反位相。数值试验证实凝结潜热是决定东半球夏季副热带高压位置和强度的关键因素:东亚季风降雨所致凝结潜热加热使高层南亚高压位于加热中心西侧,中层西太平洋副热带高压位于加热中心东侧。通过定常波的传播,副热带地区的凝结潜热加热对中高纬天气的形成和维持有一定影响。

关键词: 空间非均匀加热, 对流凝结加热, 南亚高压, 西太平洋副热带高压。

1 引 言

非绝热加热是大气运动及其变化的主要能源。早在 1953 年, Smagorinsky^[1]指出非绝热加热是形成准定常行星波的重要原因。李维亮等^[2]指出亚洲季风区夏季热源是全球大气的主要热源所在。Hoskins 和 Rodwell^[3]利用 ECMWF 1983~1988 年平均资料计算了全球夏季平均的非绝热加热场,指出孟加拉湾北部是夏季热源中心,季风潜热释放是其主要部分。他们将计算出的全球热源输入模式,积分几天后,能模拟出许多夏季平均的全球环流特征,并特别指出北非的干旱是由亚洲季风区的潜热释放所造成的^[4]。有些学者也研究过亚洲季风区的加热对邻域的副热带高压(包括对流层高层的南亚高压及中层的西太平洋副高,以下副热带高压简称副高)的影响。例如, Li 和 Luo^[5]就曾指出湿过程能显著地增强副高及气流的经向发展。喻世华^[6]、张韧^[7]提出西太副高与东亚雨带之间存在着一种相互作用与制约的关系。这些研究大多只是从观测资料分析出发,而资料分析中的相关并不等于响应,仅从相关来研究因果关系,有很大的局限性。本系列工作的第 I 部分(吴国雄等, 1999)^[8]通过对全型垂直涡度倾向方程的尺度分析,证明了在副热带地区,亚洲季风强大的潜热加热可使副热带高压中心和低压中心在低空分别位于加热中心的东侧和西侧,在高空分别位于加热中心的西侧和东侧。

* 初稿时间:1998 年 8 月 24 日;修改稿时间:1998 年 11 月 3 日。

资助课题:本研究得到国家自然科学基金委员会重点项目“副热带高压带的变异机理”(编号 49635170),优秀国家重点实验室项目(49823002)及项目 49905002 的联合资助。

本文继续文献[8]的工作,通过理论分析和数值试验,阐明夏季(用7月作代表)凝结潜热加热对副高形成和变异的重要作用。在第2节首先通过分析全型垂直涡度倾向方程,从理论上研究降水所致凝结潜热影响副热带高压带断裂的物理机制。第3节用一理想潜热源试验证明纬向对称环流下对流潜热加热的确能强迫出副热带高压。第4节进一步检验在7月环流背景下模式潜热加热对副热带反气旋形成的影响。第5节比较了7月感热加热和潜热加热对东半球副高的作用。结论和讨论在第6节给出。

2 潜热加热对副热带高压带断裂的影响

全型垂直涡度方程(吴国雄和刘还珠^[9],1999)可写为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v = (1 - \kappa)(f + \zeta) \frac{\omega}{P} - (f + \zeta) \frac{Q}{\theta} + \frac{1}{\alpha} \frac{d}{dt} \left[\frac{P_E}{\theta_z} - C_D \right] + \frac{1}{\theta_z} \mathbf{F}_\zeta \cdot \nabla \theta_z + \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}, \theta_z \neq 0 \quad (1)$$

式中右端前4项分别代表上升运动,热源本身、大气内部热力结构的变化及摩擦耗散对涡度变化的影响。后三项则代表空间非均匀加热的贡献。

在不考虑大气内部热力结构的变化、热源本身、摩擦及感热加热而仅考虑潜热加热 LH($Q=Q_{LH}$)的情况下式(1)为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v = (f + \zeta)(1 - \kappa) \frac{\omega}{P} + \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q_{LH}}{\partial z} - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q_{LH}}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q_{LH}}{\partial y} \quad (2)$$

根据尺度分析^[8],上式中水平非均匀加热的影响要比垂直非均匀加热的贡献小一个量级以上(其作用本节暂不考虑)。由于深对流凝结潜热加热的中心一般在对流层中高层,位于300~400 hPa。对于惯性稳定($f + \zeta > 0$)及静力稳定($\theta_z > 0$)的大气,由式(2)可知,最大潜热加热下方,由于 $\frac{\partial Q_{LH}}{\partial z} > 0$,短时间内即可强迫出气旋式环流。

对于长时间尺度的演变,涡度的局地变化可略。起始于纬向对称的初始场($v_0 \approx 0$),由于副热带低层是东西风交接带($u \approx 0$),平流很弱,而且垂直运动项 $(f + \zeta)(1 - \kappa) \frac{\omega}{P}$ 的量级(10^{-11})又比热源的垂直变化所产生的涡度强迫的量级(10^{-10})小^[8]。因此在最大潜热热源的下方,式(2)简化为

$$\beta v \propto \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q_{LH}}{\partial z} > 0 \quad (3)$$

于是在 β 项作用下,热源中心下方出现偏南风,使气旋式环流出现在热源西侧,反气旋式环流出现在热源东侧(图1b)。在最大潜热加热中心上方,则有

$$\beta v \propto \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q_{LH}}{\partial z} < 0 \quad (4)$$

于是 β 效应将使热源区上方出现偏北风,因此反气旋式环流出现在热源西侧,气旋式环流出现在热源东侧(图1a),与对流层中下层形势反位相。尽管这种空间分布与文献[8]一致,但这里给出的机制却与文献[8]有显著的不同。文献[8]中认为高层涡度场的分布是由于平流引起的。但观测和模拟(见下节)表明,由于强的潜热释放改变了纬向温度梯度,使加热中心南侧为强东风异常,北侧为强西风异常。因而热源区从低空到高空,平流均很弱。

因此这里的研究认为,是由于强对流凝结加热的垂直梯度发生了变化,才导致对流层高层和中低层的高低压分布呈现出反位相。这在下面的数值试验中得到证实(图 3c)。在加热区的近地层,副热带 Burge 数很大(Hoskins 和 Karoly^[10],1981),非绝热加热主要由上升绝热冷却所平衡,近地面上形成暖性低压(图 1c),详细讨论可参见文献[8]。

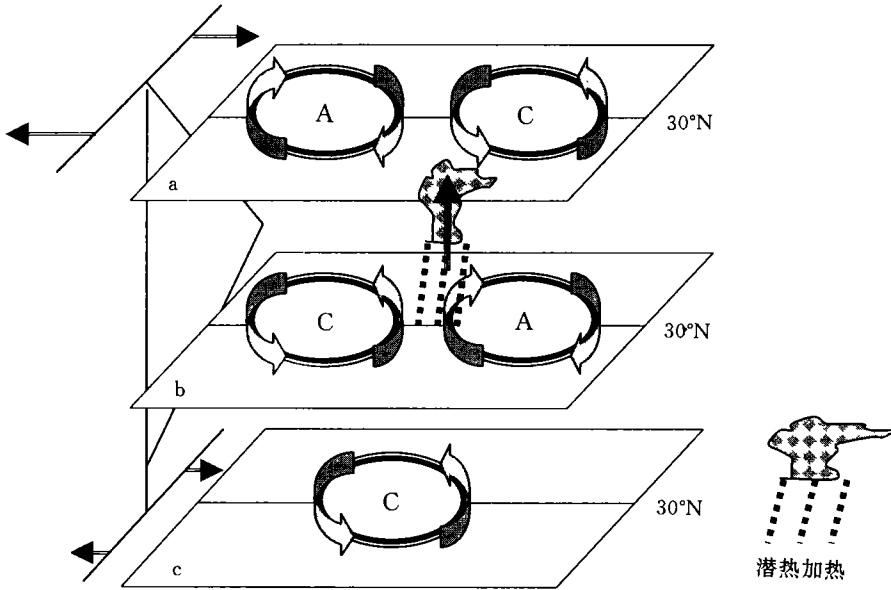


图 1 凝结潜热加热(Q_{LH})沿副热带的垂直分布对副热带高压形态变异的影响
(a. 高层;b. 低层;c. 近地层。阴影区为加热中心,“A”和“C”分别表示“ Q_{LH} ”所激发的反气旋和气旋偏差环流;图中左侧折线为加热廓线)

3 理想化凝结潜热加热强迫的副热带高压

为进一步说明潜热加热对副热带高压形成的作用,本文设计了一个理想热源试验(IDEAL)。所用模式是 IAP/LASG GOALS 陆气耦合模式(Liu 和 Wu^[11],1997;吴国雄、张学洪等^[12],1997)。在本节的理想试验中,只用 AGCM 部分,下垫面取为纬向对称的海面。初始状态是模式 7 月气候的纬向平均场。在固定 7 月背景下,参照对 NCEP/NCAR 1980~1995 年资料的分析,于 20°N,90°E 加一中心强度为 8°C/d 的椭圆形热源,水平方向以二维正弦函数形式向外减少,其范围是 70~110°E,8.8~33.3°N,1°C/d 的加热边界如图 2 中粗线所示,垂直廓线见图 2d 中阴影部分。加热最大层次位于模式的第 6 层,约 336 hPa。模式积分 24 个月,取后 12 月作平均,以研究大气对潜热加热的定常响应。试验中热力学方程中去除感热加热,使空间非均匀加热场中只保留潜热加热。

3.1 纬向高度偏差的形态

图 2a—c 是理想热源强迫出的位势高度的纬向偏差在北半球的空间分布,由各层位势高度减去其纬向平均得到。在 200 hPa (图 2a)上,在热源的邻近地区,热源西侧是高压,

东侧是低压。在最大的加热层下方的 500 hPa (图 2c) 上, 环流形势相反, 热源西侧是低压, 东侧是高压。这与上节的理论分析结果相符。

值得注意的是热源东西两侧最大偏差中心并不位于热源区的纬度范围, 而是在其北面。而且热源区的北面, 反气旋中心的强度比气旋中心大, 这是因为对流凝结加热在其北侧激发出附加的负涡度源。根据式(3)和(4), 对流凝结加热在降水区的低空激发出南风, 在高空激发出北风。在 f -效应和 β -效应的共同作用下, 所激发出的南/北风异常在加热区的北边界达到最大。在本试验中达到 5ms^{-1} 。于是在北边界的北侧造成低空辐合, 高空辐散以及强度达 $2 \times 10^{-2} \text{hPa s}^{-1}$ 的上升运动(图略)。根据式(2), 上升运动对应着负涡度制造。因此在北边界的北侧激发出附加的负涡度源, 它与垂直非均匀加热效应共同作用, 使对流降水区及其北部各层上, 高压比低压强, 范围大(图 2a—c)。

图 2d 给出沿 30°N 处流函数的垂直剖面。图中阴影区表示潜热加热沿加热中心 20°N 的垂直廓线。图中显示给定的潜热加热在纬向对称的环流上强迫出同图 1 完全一致的气旋和反气旋的分布。几乎以加热中心为轴对称, 反气旋(气旋)式环流分别出现在最大加热层上方西(东)侧及最大加热层下方东(西)侧。加热中心的近地层是气旋式环流。这也与文献[10]关于冬季副热带加热的数值试验的结果相同(参见其图 3a)。

3.2 定常波传播

在图 2a—c 中除了热源东西两侧高度场的差异外, 还明显存在向极传播的, 具有相当正压结构的 Rossby 波波列: 正的高度异常中心出现在热源北部和堪察加半岛附近; 负的异常中心则出现在贝加尔湖以东及东北太平洋上空。为了分析其形成原因, 图 3a—c 给出加热前后纬向风场(等值线)及热源(阴影)沿 90°E 的垂直分布。图 3a 是起始时刻纬向对称的纬向风分布, 加热区被置于东西风的交界处。图 3b 是由于加热造成的纬向风的变化。

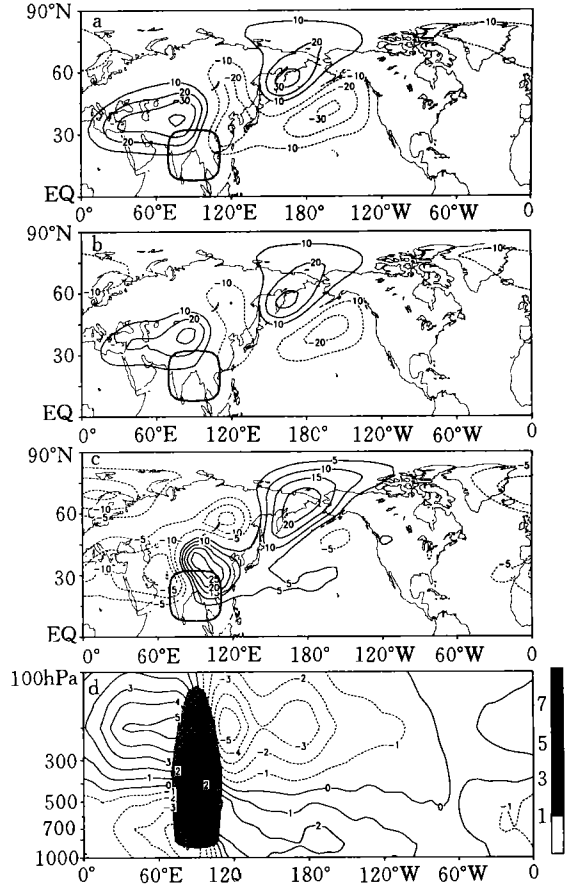


图 2 固定 7 月理想热源试验 (IDEAL) 积分第 13~24 个月平均的位势高度的纬向偏差的空间分布 (a. 200 hPa; b. 300 hPa; c. 500 hPa, 单位: gpm; d. 沿 30°N 流函数垂直剖面, 单位: $10^5 \text{m}^2/\text{s}$). 图中阴影区为热源垂直廓线, 单位: $^\circ\text{C}/\text{d}$)

在对流层中高层,热源区以北西风加强,热源区及其以南东风增大,于是潜热强迫使其北侧的西风急流和其南侧的东风急流加强(图 3b,c)。

此外,与 3.1 节所讨论的附加的负涡度源相对应,在加热区以北 35°N 附近自下而上出现一异常反气旋中心(图 3b)。图 3b 还显示,在加热区近地层有气旋式环流,它随高度不断减弱,到 500 hPa 以上已为反气旋式环流所替代。这是因为凝结潜热释放使气柱增暖,因而水平非均匀加热和温度同位相。从而,根据式(2)右端最后两项,气柱中有反气旋式涡度生成。不过,这种水平非均匀加热的效应要比垂直非均匀加热弱得多。详细讨论可参见文献[8]。

Hoskins 等^[10,13]定义的定常波传播的波折射指数 K_s 是:

$$K_s = (\beta_M / \bar{u})^{1/2} \quad (5)$$

其中,

$$\beta_M = \frac{2\Omega}{a} \cos^2\psi \cdot \frac{d}{dy} \frac{1}{\cos^2\psi} \frac{d}{dy} (\cos^2\psi \bar{u})$$

y 是麦卡托投影中的坐标。

根据其理论,平面上传播的定常波动沿波折射指数大的方向转折,而在东风带,波被截陷。图 3d 是根据图 3c 所示纬向风场计算得到的波折射指数 K_s ,沿加热中心 90°E 的垂直分布。从图中可以看出,在对流层各个层次上,热源激发出的 Rossby 波都能向东向极传播。这就可以解释为何在图 2 中存在着向东和向北传播的 Rossby 波波列。尤其在 300 hPa,由于接近最大加热中心,那里 $\frac{\partial Q_{LH}}{\partial z} \approx 0$,纬向高度偏差不显著,因此波列受到干扰最小(图 2b)。图 2 中波列的相当正压结构则是由于高纬的地转性强,平流特征显著所决定的(参见文献[1])。这种波传播特征表明,副热带地区的凝结潜热加热对高纬度天气系统(如阻塞高压)的形成和维持有一定的影响。

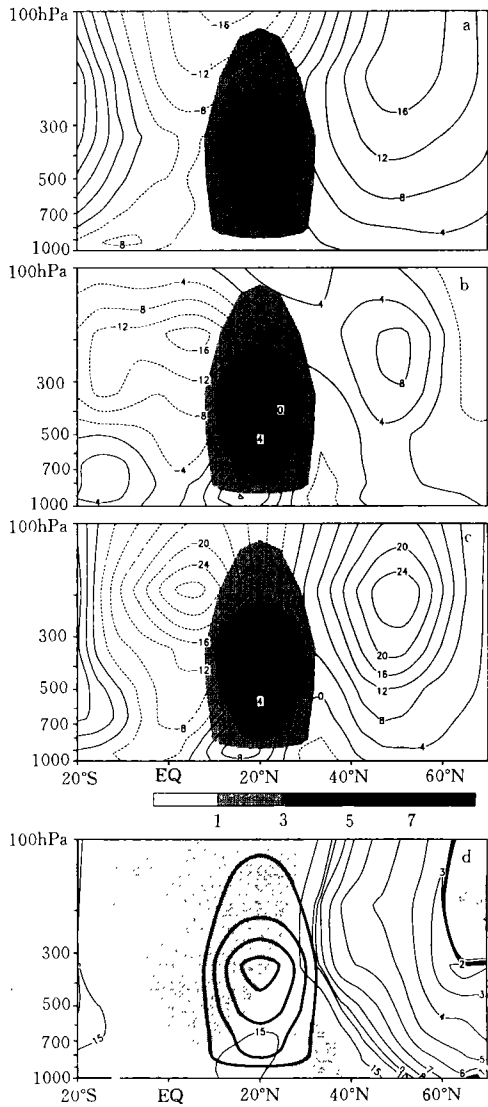


图 3 IDEAL 试验中沿 90°E 的初始纬向风场(a),加热造成的纬向风的改变(b),合成(积分结果)纬向风场(c),及定常波波折射指数 K_s (d)的剖面分布
(单位:a—c 为 m/s,d 为波数。a—c 中阴影及 d 中粗线代表热源沿 90°E 的垂直廓线,单位:°C/d。d 中阴影表示波的截陷区)

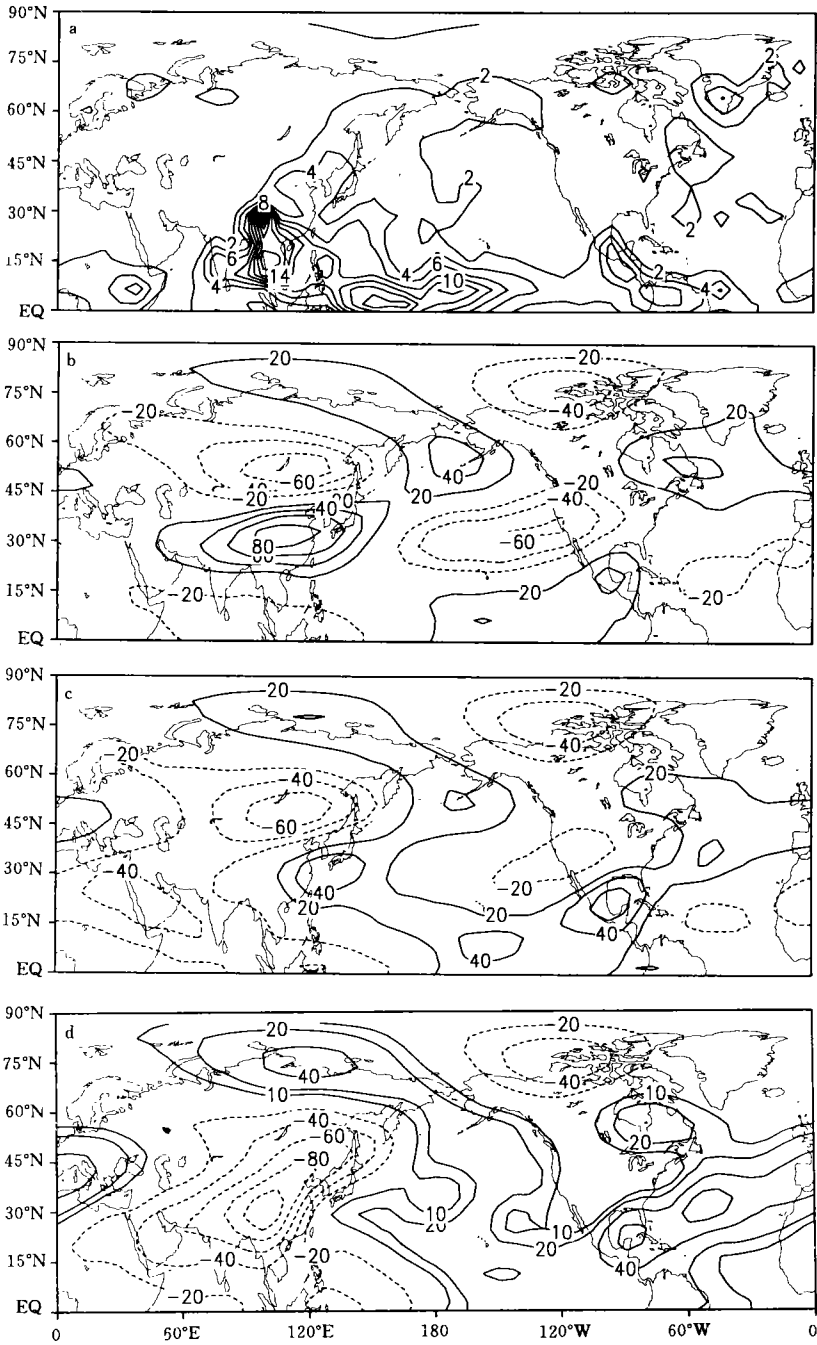


图4 NSH1 试验积分第13~24个月平均的降水(a)以及200 hPa(b), 300 hPa(c)和500 hPa(d)位势高度纬向偏差的空间分布
(单位:a中为 mm/d,b—d 为 gpm)

4 7月潜热加热对副热带高压形成的影响

本节用模式控制试验中得到的7月凝结潜热加热作强迫源去驱动纬向对称的模式大气,以考察大气对实际(模式)潜热加热的响应。

4.1 无地形(纬向对称洋面)背景下大气对模式潜热加热的响应(NSH1)

选取固定的7月15日的太阳高度角,以纬向对称海洋为下垫面,纬向对称的模式7月气候为初始场,并以模式控制试验中保存下来的各等压面上的7月平均潜热加热作为模式的凝结潜热强迫,积分模式24个月。与第3节相同,试验中感热加热被去掉。图4给出后12月平均的降水,200,300和500 hPa位势高度纬向偏差的空间分布。图4a所示降水场反映了给定的潜热加热场垂直积分的空间分布。一般来说,每天2 mm的降水相当于对流层整层垂直平均有每天0.5℃的加热。

200 hPa(图4a)上,沿30°N在加热中心以西的副热带地区,以青藏高原至长江中下游为中心,出现了位势高度的纬向偏差正值,强度达80 gpm。中心以东的中东太平洋上是负值,强度为-60 gpm。与图2相似,加热所激发的定常Rossby波向东、向极传播(图4b, c, d),传向中高纬地区并影响整个北半球。中高纬度的空间结构仍为相当正压,不过强度比图2的大一倍左右,位置也偏东。这与试验中90°E附近中心降水强度偏大位置偏东是相应的。在500 hPa上,副热带地区的位势高度场形势与高层200 hPa相反,副高出现在加热中心以东的太平洋上,强度为20 gpm(图4d)。而无潜热加热的对比试验显示,副热带上空基本上是纬向对称带状高压(图略)。因此,用实际的7月潜热加热同样使副热带高压带发生断裂。

4.2 有地形背景下大气对模式潜热加热的响应(NSH2)

本节试验(NSH2)与4.1节试验(NSH1)不同之处在于NSH2中恢复了海陆分布及模式地形,即利用了陆气耦合模式,但仍无表面感热加热。图5a—c是200,300和500 hPa位势高度纬向偏差的空间分布。因为固定的潜热加热相同,这里不再给出降水场。从图5可看出,200 hPa南亚高压位于降水中心即潜热加热中心区的西侧,中高纬仍反映了Rossby波的传播(图5a, b, c)。500 hPa太平洋副高位于热源中心的东侧。这与第2节的理论分析及前两个数值试验(IDEAL和NSH1)相符。仔细对比图4和5发现,洋面上的副热带高压均增强了。

5 感热加热对副热带高压形成的影响

5.1 7月感热加热对副热带高压形成的影响

在图5c中西太平洋副高中心强度高达40 gpm,而NCEP再分析场显示500 hPa太平洋副热带高压的强度不足20 gpm(图8d)。由此可见,仅潜热释放所强迫出的西太平洋副高比实际的偏高。文献[14]讨论了感热加热对副高形态变异的影响,理论分析及数值试验都说明夏季陆面感热加热导致500 hPa上气旋式涡度出现在感热加热中心区的西侧,反气旋式涡度出现在感热加热中心区的东侧。北美西岸强大的陆面感热加热使500 hPa太平洋上出现低压,北美大陆上为高压。因此图5c中西太平洋副高的强度太大可能与忽略表面感热加热有关。在NSH2试验的基础上,下一个试验恢复表面感热加热的作用,并定义此试验为控制试验1(CON1)。然后将CON1的结果减去无感热试验NSH2的结果。

同样也取后 12 个月作平均。由于这两个试验中潜热加热完全相同,因此两个试验结果之差主要反映了感热加热的作用。

图 6 给出了 CON1 试验中感热加热的空间分布 (a) 及 CON1 和 NSH2 之间 200 hPa (b), 500 hPa (c) 高度差异纬向偏差的空间分布。固定 7 月模拟的欧亚大陆上感热通量的主要特征是西高东低,因而对流层中层高压中心出现在 40°N 的朝鲜半岛附近,位于最大感热区以东。低压中心则位于西欧至地中海上空(图 6b,c)。北美地区最大感热加热中心

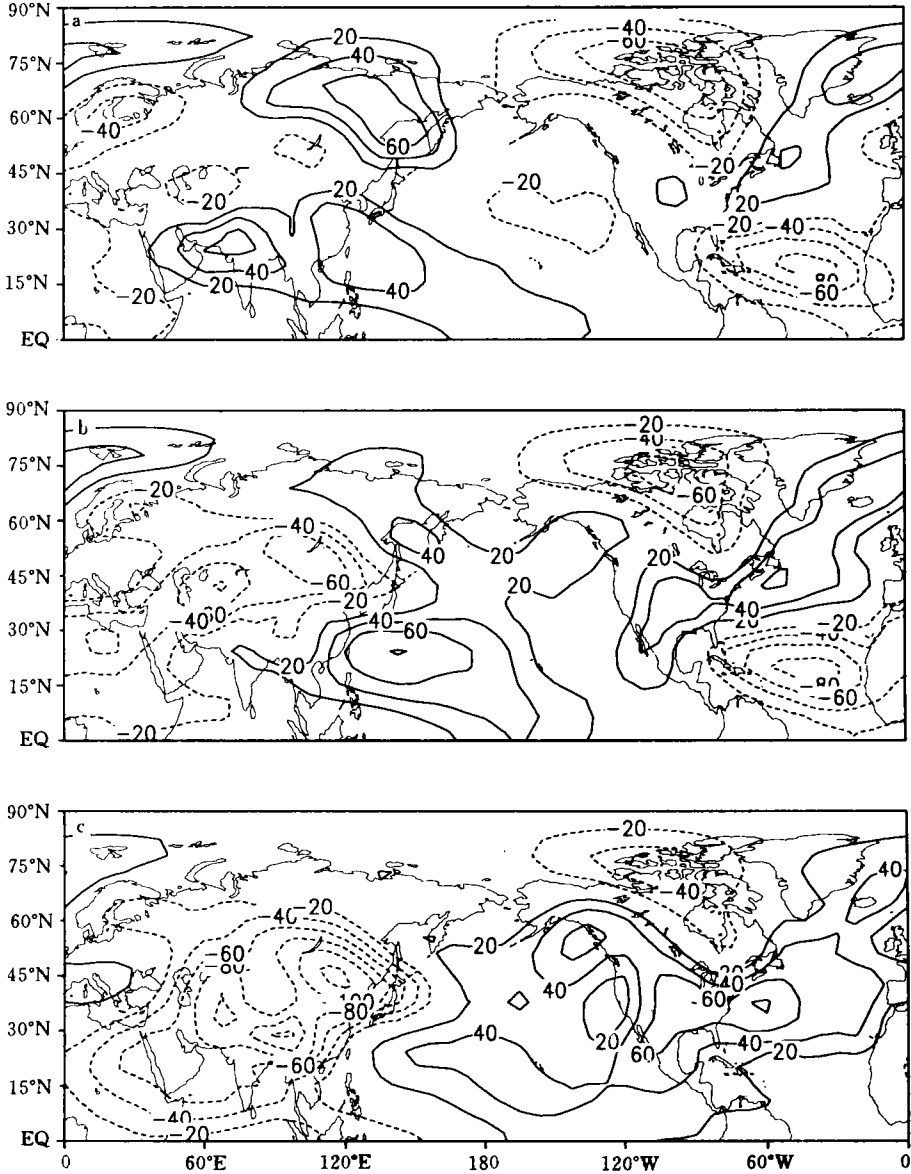


图 5 NSH2 试验积分第 13~24 个月平均的位势高度纬向偏差的空间分布

(a. 200 hPa; b. 300 hPa; c. 500 hPa。单位: gpm)

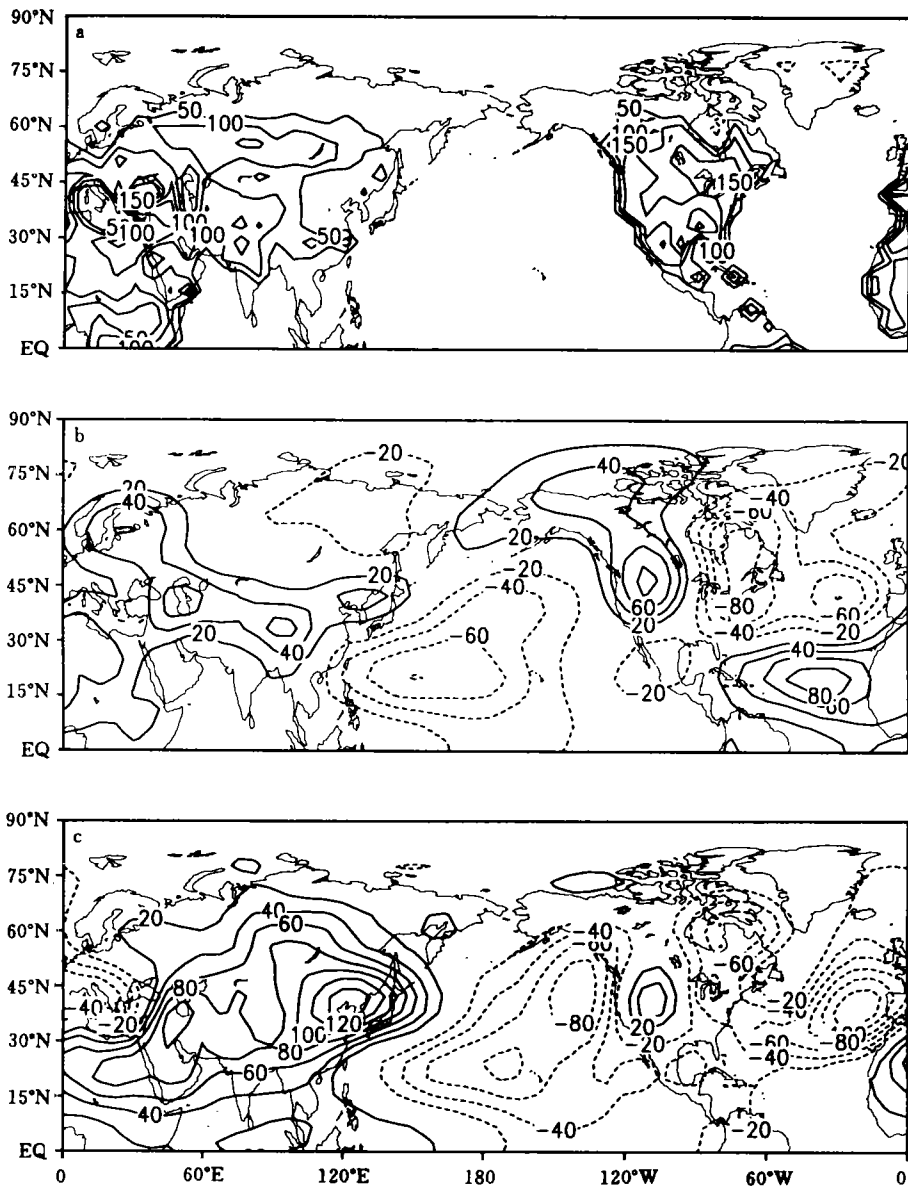


图 6 CON1 试验积分第 13~24 个月平均的表面感热通量(a. 单位:W/mm)以及 CON1 和 NSH2 之间 200 hPa(b)、500 hPa(c)高度差异的纬向偏差 (单位:gpm)的空间分布

在大陆西岸,高压中心出现在 40°N 的北美大陆上(北美副高),北非大陆西岸的感热加热也使北非上空高度增加(图 6b,c)。两大洋上是低压。与仅有凝结加热的 NSH2 试验(图 5c)相比,可见感热加热与凝结加热对 500 hPa 太平洋副高形成的作用相反。感热加热使洋面上副高减弱。在这种固定 7 月试验中感热的影响达 80 gpm,要大于潜热的作用。图 6b

显示感热加热使 200 hPa 上南亚高压加强。

为了全面考查感热加热与潜热加热的综合作用,图 7 给出了上述 CON1 试验的 200, 300 和 500 hPa 位势高度纬向偏差的空间分布。高层 200 hPa (图 7a)和 300 hPa (图 7b) 青藏高原上的高度比 NSH2 的(图 5a,b)各增加 1 倍和 2 倍,反映出高原表面感热加热和季风降水造成的凝结潜热释放对南亚高压的形成都很重要。至于两者的相对重要性,还需要进行更深入的研究。

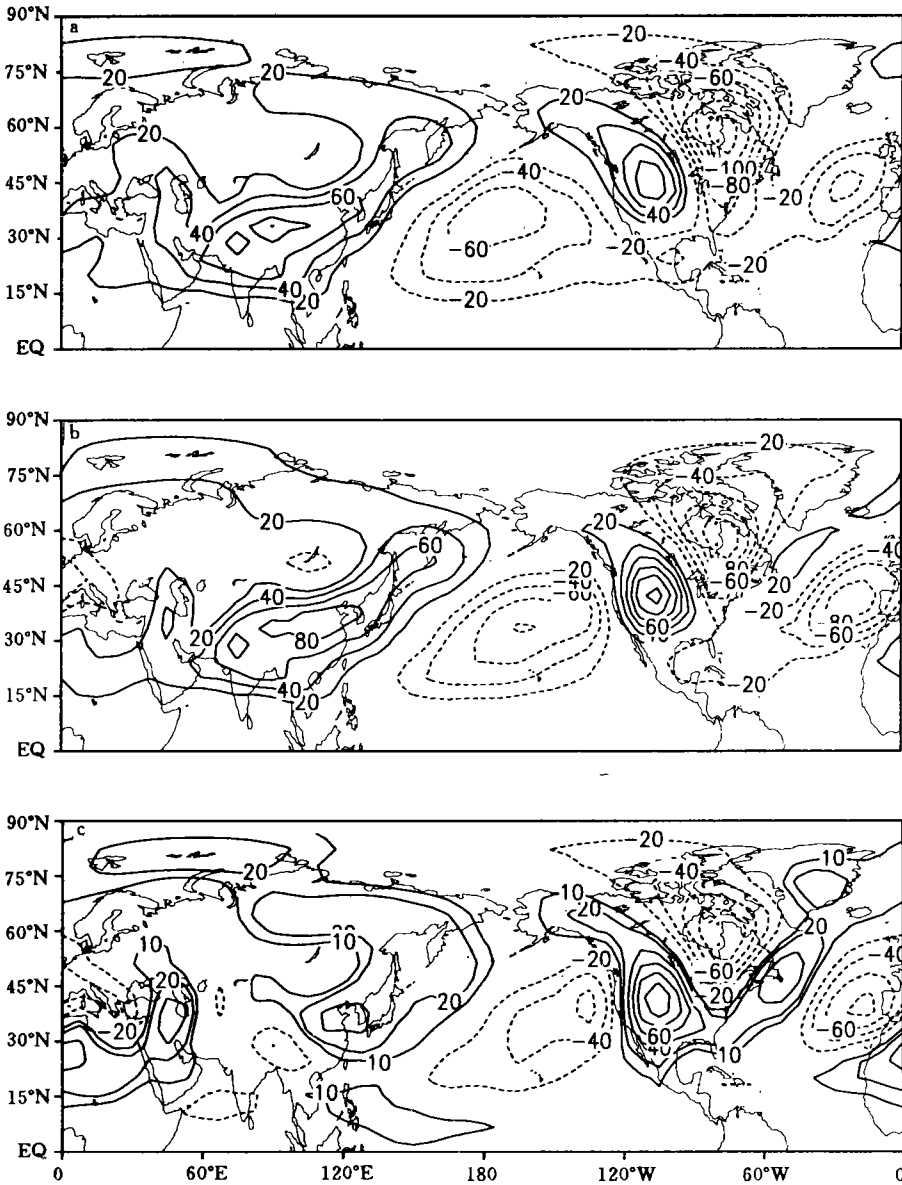


图 7 CON1 试验积分第 13~24 个月平均的位势高度纬向偏差的空间分布 (a. 200 hPa;b. 300 hPa;c. 500 hPa。单位:gpm)

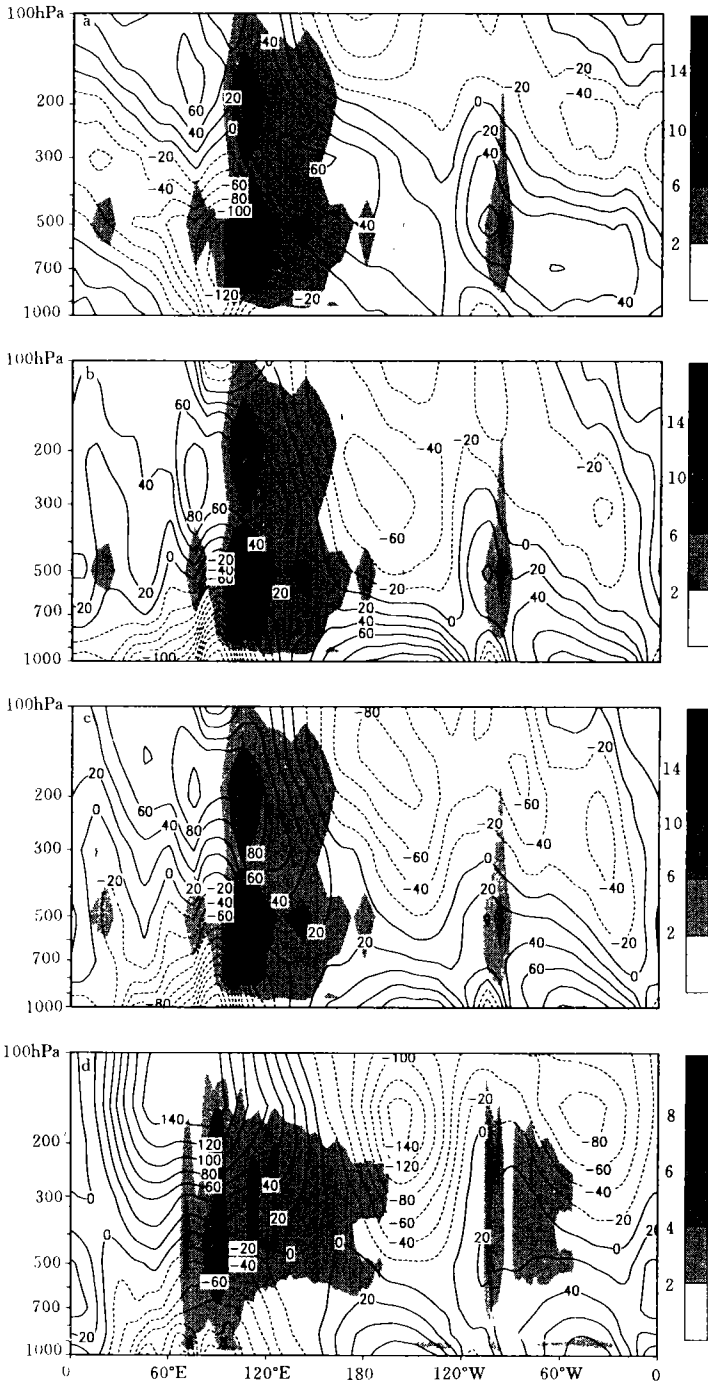


图 8 平均的 7 月位势高度纬向偏差场在 30°N 的垂直剖面
 (a. NSH2 第 13~24 个月; b. CON1 第 13~24 个月; c. CON2 16 a; d. NCEP 80-95。
 单位: gpm, 图中阴影区为 20°N 凝结加热垂直分布, 单位: C/d)

在 500 hPa 洋面上空,两者作用相反;西太平洋副高的强度已小于 20 gpm,更接近 NCEP 的结果(见图 8);在东太平洋地区感热加热完全超过了潜热强迫出的高压,使东太平洋出现低压(图 7c)。值得一提的是,与图 5c 比较,图 7c 清楚地表明了北美副高是由于夏季陆面强大的感热加热所致,与文献[14]的工作一致。

5.2 感热与潜热的季节变化对副高的作用

上述试验都是以固定 7 月为背景,放入固定的潜热强迫源来研究潜热加热对副高形成的影响,这与实际的具有季节变化的热源强迫有一定的差别。为了进行比较,本文利用 GOALS 模式,积分 20 a,取后 16 a 平均(定义为 CON2),然后去分析 7 月份的气候状况。为了对照,在图 8a,b 中首先给出试验 NSH2(a)、CON1(b)积分第 13~24 个月平均的潜热加热与高度场的剖面分布,它清楚表明,仅有潜热释放即可激发出中低对流层的西太平洋副高及高层的南亚高压(图 8a),然而中低层的西太平洋副高太强(~ 40 gpm),而近地层的东太平洋副高及 200 hPa 的南亚高压太弱。表面感热强迫的引进极大地克服了上述问题(图 8b);感热加热使南亚高压增强,但显著地减弱对流层中层的西太平洋副高。500 hPa 上西太平洋副高的强度减小到 20 gpm 以下。感热加热也使中层北美地区副高带断裂,形成北美副高,还在近地层两大洋东部产生强大的东太平洋副高和东大西洋副高。与观测(图 8d)已相当吻合。图 8c 是 CON2 模拟得到的 7 月平均的潜热加热与高度场的垂直分布。从固定 7 月的试验(图 8b)及从有年变化的气候模拟中所计算得到的 7 月气候特征(图 8c)是非常相似的。换言之,季节变化对研究 7 月副高的形成机制并没有重大的影响。上述关于固定 7 月试验的一系列结果是可信的。对比图 8b 和图 8c 发现,季节变化的主要作用是使低层气压系统振幅减弱;使高层气压系统振幅增大;200 hPa 上的南亚高压以及两大洋的洋中槽强度几乎增一倍。于是其模拟的气候系统分布(图 8c)与观测(图 8d)更接近。

6 讨论和结论

本文通过理论分析及数值试验,进一步发展了本系列研究文献[8]第 I 部分提出的理论,证明由于深对流凝结潜热的释放在垂直方向不均匀,导致了高空高(低)压位于热源西(东)侧,低空高(低)压位于热源东(西)侧。并证明凝结潜热是决定东半球夏季副热带高压位置和强度的关键因素;东亚季风降雨所致凝结潜热加热使高层南亚高压位于加热中心西侧,中层西太平洋副高位于加热中心东侧。

文献[8,14]已经证明陆面感热加热能形成 1000 hPa 洋面副高。本文第 2,3 节说明凝结潜热加热使大气近地层出现气旋式涡度。因此夏季大陆东岸及大洋西部的对流降雨所产生的凝结潜热使其下方近地层为低压区,表面副高则位于中东太平洋和东大西洋。综合本文及文献[8,14],可得出以下结论:陆面感热加热是形成大气低层太平洋、大西洋副高及中层(500 hPa)北美副高、北非副高的关键因素,凝结潜热加热对其位置和强度有所修正。中低对流层西太平洋副高的形成主要是由于季风降水所致凝结潜热的作用,表面感热对其起着减弱的作用。而南亚高压的形成既与季风降水的潜热释放有关,也与青藏高原的感热加热有关;两者均起着增强南亚高压的作用。概言之,空间非均匀非绝热加热是决定副热带高压位置和强度的关键因素。

从文中试验的结果看,地形的动力强迫对西太副高的形成有一定的作用,但其详细的影响尚需进一步深入的研究。

参考文献

- 1 Smagorinsky J. The dynamical influence of largescale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere. *Quart J Roy Meteor Soc.* 1953, 79: 342—366
- 2 李维亮, 陈隆勋, 金祖辉等. 夏季平均大气环流结构及其热源分布. *气象学报*, 1983, 41 (1): 43~55
- 3 Hoskins B J, Rodwell M J. A model of the Asian summer monsoon. Part I: The global scale. *J Atmos Sci.* 1995, 52: 1329—1356
- 4 Rodwell M R, Hoskins B J. Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart. J Roy Meteor Soc.* 1996, 122: 1385—1404
- 5 Li M, Luo Z X. Effects of moist process on subtropical flow patterns and multiple equilibrium states. *Sci Sinica (B)*, 1988, 31 (11): 1352—1361
- 6 喻世华, 王绍龙. 西太平洋副热带高压中期进退的环流机制. *海洋学报*, 1989, 11 (3) : 372~377
- 7 张韧, 史汉生, 喻世华. 西太平洋副热带高压非线性稳定性问题的研究. *大气科学*, 1995, 19 (6) : 687~700
- 8 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 I: 尺度分析. *气象学报*, 1999, 57 (3) : 257~263
- 9 吴国雄, 刘还珠. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展. *气象学报*, 1999, 57 (1) : 1~15
- 10 Hoskings B J, Karoly D. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J Atmos Sci.* 1981, 38: 1179—1196.
- 11 Liu H, Wu G X. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SSiB. *Adv in Atmos Sci.* 1997, 14 (3) : 289—308
- 12 吴国雄, 张学洪, 刘辉等. LASG 全球海洋-大气-陆面系统模式 (GOALS/LASG) 及其模拟研究. *应用气象学报*, 1997, 8 (增刊) : 15~28
- 13 Hoskins B J, Ambruzzi T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J Atmos Sci.* 1993, 50: 1661—1671
- 14 刘屹岷, 刘辉, 刘平等. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 II: 陆面感热加热与东太平洋北美副高. *气象学报*, 1999, 57 (4) : 385~396

**THE EFFECT OF SPATIALLY NONUNIFORM HEATING ON
THE FORMATION AND VARIATION OF SUBTROPICAL
HIGH PART III: CONDENSATION HEATING AND
SOUTH ASIA HIGH AND WESTERN PACIFIC
SUBTROPICAL HIGH**

Liu Yimin Wu Guoxiong Liu Hui Liu Ping

*(State Key Laboratory of Numerical Modelling for Atmospheric
Sciences and Geophysical Fluid Dynamics(LASG)*

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029)

Abstract

The effect of condensation heating on the formation of enclosed subtropical anticyclone centers is studied using theoretical analysis and numerical simulation. The complete form of vertical vorticity tendency equation is employed for the analysis. It is found that, due to the variation of the vertical gradient of strong convective condensation heating, the distribution of cyclone and anticyclone in upper troposphere is out of phase with that in the middle and lower level in the troposphere. This is confirmed by numerical experiments. It is concluded that condensation heating is a key factor for the formation and location of summer subtropical high in the eastern hemisphere. The latent heating released by the monsoon rainfall forces the 200hPa South Asia high on the western side of heating center, and the 500hPa Western Pacific subtropic high on the eastern side of the center. Circulation in mid-high latitudes is also affected by the latent heating in subtropical area through the propagation of Rossby wave.

Key words: Spatially nonuniform heating. Convective condensation heating. South Asia high. Western Pacific subtropical high.