

热力适应、过流、频散和副高

II. 水平非均匀加热与能量频散*

刘屹岷 吴国雄 宇如聪 刘新

(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 利用位涡方程和热力适应原理, 讨论了因非绝热加热的空间不均匀性导致的大气动力特征的变化, 进一步阐明了副热带地区的深对流凝结潜热加热的垂直不均匀性使副热带高压在中低空出现在热源区以东, 在高空出现在热源区以西。在此基础上, 深入研究了水平非均匀加热对大气环流的影响。结果表明加热区以北, 虽然非绝热加热消失, 但存在加热的水平梯度在西风环流的背景下在高低层造成深厚的负涡度强迫, 因而高层热源北部边界附近的西风向南偏转进入加热区, 造成加热区北部边界及其以北发生次级辐散; 低层热源区的南风发生反气旋偏转, 汇入加热区外的西风气流中, 造成低层加热区北部边界及其以北发生次级辐合, 结果该区域产生了垂直上升运动及负的涡度强迫源, 对应着异常强烈的反气旋环流。该负涡度强迫源还通过能量频散, 在西风带中以 Rossby 波的形式向中高纬传播, 影响中高纬地区的异常环流型。

关键词: 非均匀加热; 水平梯度; 副热带高压; 能量频散

1 引言

在北半球夏季, 东亚大气环流的主要特征是存在着两个持久稳定的副热带反气旋。一个是对流层上层的南亚高压, 另一个是对流层中层的西太平洋副热带高压。它们的季节变化与东亚季风的进退紧密相关, 其时空分布的变化不仅与本地地区的灾害天气如台风、暴雨有关, 而且与严重的气候异常如大面积的旱涝有关。因此长期以来, 这两个系统的形成和演变一直是引起极大关注的问题^[1~3]。

早春以后, 青藏高原上空强烈的抬升感热通量对气柱的持续加热达每天 $2\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[4,5]。由于这种感热加热, 高原上气柱的强烈上升运动像气泵一样, 在低层抽吸周围的空气到高层向外排放。由于这一气泵活动主要是被表面感热所驱动, 吴国雄等^[6]定义其为感热驱动气泵 (Sensible Heat Driven Air-Pump), 简称为 SHAP。SHAP 在近地层产生正的涡度, 在上层产生负的涡度, 调节该地区的大气环流。这些作用与青藏高原的动力强迫一起对维持高原上巨大的暖湿反气旋非常必要^[7]。然而, 这种方式产生的对流层上层的反气旋主要在高原上空, 位于南亚高压以北, 仅能部分解释南亚高压的形成。另一方面 Li 和 Luo^[8]的数值结果显示湿过程能增强南亚高压和经向气流的发展。这意味着除了高原作用外还存在其他的南亚高压的形成和维持机制, 它与季风区的凝结

1999-12-29 收到, 2000-08-01 收到再改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900, 中国科学院“百人计划”气候模式的有效化和国家自然科学基金资助项目 49905002、49635170 共同资助

潜热加热有关。

对西太平洋副高的研究大多数是关于其对周边天气和气候的影响^[9~11]。Nitta^[12]所作的相关分析发现当菲律宾海附近的对流活动增强时,从菲律宾附近的热源激发出位势高度的波列,通过日本向北传播。Huang 和 Li^[13]的工作进一步指出,由于这些向北的准定常波的传播,西太平洋副高的位置偏北,强度增强。然而尽管这些事实已很明了,关于该副高异常的机制仍然不清楚。非常有意思的是有关空间非均匀加热对副热带高压形成和变异影响的系列工作^[14,15]指出,由于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低层的高低压分布呈现出反位相。注意到除此机理所阐述的热源邻域效应外,在加热区以北尽管外热源已不存在,但仍有显著的负涡度产生(详见文献[15]图2),环流场也有强烈的响应,其结构特征与 Nitta^[12]、Huang 和 Li^[13]的准定常波流型非常相似。因而揭示热带强对流区北侧反气旋流场形成的原因对于认识夏季定常波的传播机制是非常重要的。

本文工作的第 I 部分^[16]利用位涡性质和全型垂直涡度倾向方程,讨论了因非绝热加热导致的大气动力特征的变化,阐明了大气动力过程向外加热强迫适应的原理。在这部分的工作中,把气柱中的热力适应看成是一个相对孤立的系统,数值试验中的背景流场被设为零。这时气柱的热力适应仅影响毗邻的大气环流。当这种热力适应发生在非零的背景流场,尤其是出现在副热带或在西风气流中时,则热力适应所形成的负涡度源将出现频散,并影响副热带及全球环流的形态。本文在第 I 部分工作的基础上,利用数值试验来讨论在存在基本气流的场合副热带对流凝结加热强迫在副高形成中的作用,以及这一加热强迫是如何通过频散过程而影响全球环流的。

本文第 2 节将简单介绍所用模式及试验设计,第 3 节分析在存在基本气流的场合潜热加热通过基本热力适应所强迫出的副热带环流型,第 4 节利用位涡度方程集中探讨大气是如何通过对水平非均匀加热的适应而出现环流异常的。讨论和结论在第 5 节给出。

2 模式与试验

为了考察大气流场对外热源的适应过程,本文利用气候系统模式 LASG/IAP GOALS^[17]进行数值模拟。该模式的大气部分为 9 层 15 波菱形截断的全球大气环流模式,垂直方向采用 σ -坐标。海洋部分为 20 层全球海洋环流模式^[18]。陆面模式为 SSiB 模式^[19,20]。辐射过程采用 Shif^[21]的 K-分布方案。在本试验中,设定全球为海洋;海洋模式关闭,以给定的 7 月纬向平均海表温度分布作为大气的下边界。太阳高度角固定为 7 月 15 日的值。其他所有外强迫(包括 CO_2 、气溶胶、云量等)均取 7 月纬向平均值,因此进行的是重复式的 7 月试验。为集中研究对流加热对大气环流的影响,试验中感热加热被从热力学方程中去除,使空间非均匀加热场中只保留潜热加热。施加于模式大气的潜热加热是参照对 NCEP/NCAR 1980~1995 年资料的分析设计的,其中心位于 (20°N , 90°E),强度为 $8^\circ\text{C}/\text{d}$,水平方向以二维正弦函数形式向外减少,其范围是 ($70\sim 110^\circ\text{E}$, $6.6\sim 33.3^\circ\text{N}$),加热边界 ($0^\circ\text{C}/\text{d}$) 如图 1 中粗线所示,垂直廓线见图 4 中阴影部分,加热最大层次位于模式的第 6 层,约 336 hPa。

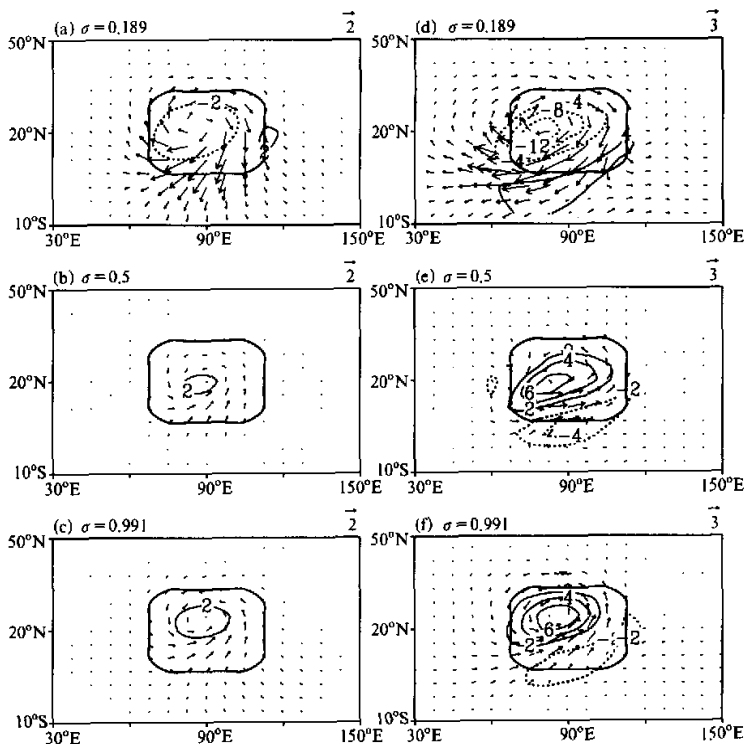


图1 在副热带深对流凝结加热的热力适应的数值试验中第1天(a、b、c)和第3天(d、e、f)在上层 $\sigma=0.189$ (a、d)、中层 $\sigma=0.5$ (b、e)和下层 $\sigma=0.991$ (c、f)的流场(单位: m s^{-1})和涡度场(单位: 10^{-6} s^{-1} , 实线为正, 虚线为负)的分布, 粗线界定最大加热层($\sigma=0.336$)上加热为零的区域

3 垂直非均匀加热—副热带环流对潜热加热的基本热力适应

3.1 瞬变响应

通量形式的位涡方程^[16]可写为

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla_h \cdot \mathbf{V}W + \frac{\partial}{\partial z} wW = F_\zeta \cdot \nabla \theta + \zeta_a \cdot \nabla Q, \quad (1)$$

其中

$$W = \zeta_a \cdot \nabla \theta \quad (2)$$

为气块的总位涡。根据文献[16]的分析, 方程(1)右端 $\zeta_a \cdot \nabla Q$ 中最大项为 $\zeta_a \partial Q / \partial z$ 。因此凝结加热在最大加热中心上方造成反气旋式涡度, 在中心下方是气旋式涡度。图1给出试验中环流(流场和涡度场)的响应。环流场的响应是通过将

试验的结果与相应的无热源的试验结果相减得到的, 显示在热源区高层为反气旋式环流及水平辐散 (图 1a、d)。图中较细的实线和虚线是涡度场的响应, 加热在高层造成负的涡度。随时间演变响应增强。图 1c、f 为对流层低层的响应。与高层形势相反, 在热源区下方为水平辐合和气旋式环流。与文献[16]中分析的赤道地区潜热加热试验的响应相比, 短时间内, 副热带地区的潜热加热在加热区产生的涡度变化与赤道地区加热产生的变化相同。同时加热区以西也出现了 Rossby 波的传播, 但以赤道为对称的 Kelvin 波不再存在。这种环流型也与 Gill^[22]得到的非均匀涡度强迫的结果一致。

从图 1a、d 上可以看出高层的负涡度中心和反气旋式环流向西移动, 热源的东南区出现了正涡度及气旋式环流, 低层与之相反。这是 β 效应逐渐增强的结果^[14,15]。 $\sigma=0.5$ 层位于最大加热层的下方, 短时间内, 热源区应该出现正的涡度。图 1b、e 给出该层上环流和涡度场的响应, 与低层 $\sigma=0.991$ 的形势相似出现了水平辐合及气旋式涡度, 其东南部为反气旋式环流。

3.2 定常响应

在不考虑大气内部热力结构的作用和地面摩擦作用时, 将 (2) 式中位涡的定义代入 (1) 式并利用连续方程, 位涡方程可写为

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \zeta}{\partial t} \theta_z + (\mathbf{V} \cdot \nabla \zeta) \theta_z + \beta v \theta_z \\ & = (f + \zeta)(1 - \kappa) \theta_z \frac{\omega}{p} - (f + \zeta) \theta_z \frac{Q}{\theta} + (f + \zeta) \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}. \end{aligned} \quad (3)$$

对于长时间尺度的演变, 涡度的局地变化可略, 方程 (3) 左端为位涡度方程中的平流项和 β 项。右端分别是垂直运动项 (ω 项)、热源项、加热垂直变化项以及加热的纬向和经向变化项。根据尺度分析 (参见文献[14,16]), 在热源区加热的垂直变化项比其他项大一个量级, 而资料分析及数值试验的结果^[15]表明强烈的季风潜热加热区中平流项很弱。因此, 最大加热的下方有

$$v \propto \frac{f + \zeta}{\beta \theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} > 0, \quad \theta_z \neq 0, \quad (4)$$

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。在最大潜热加热中心上方, 则有

$$v \propto \frac{f + \zeta}{\beta \theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} < 0, \quad \theta_z \neq 0, \quad (5)$$

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。

将试验继续积分到 24 个月, 取后 12 个月平均, 以此研究大气对副热带潜热源的定常响应。图 2 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 和 700 hPa (图 2b、c) 上, 环流形势相反, 热源西侧是低压, 东侧是高压。这与理论分析结果相符。

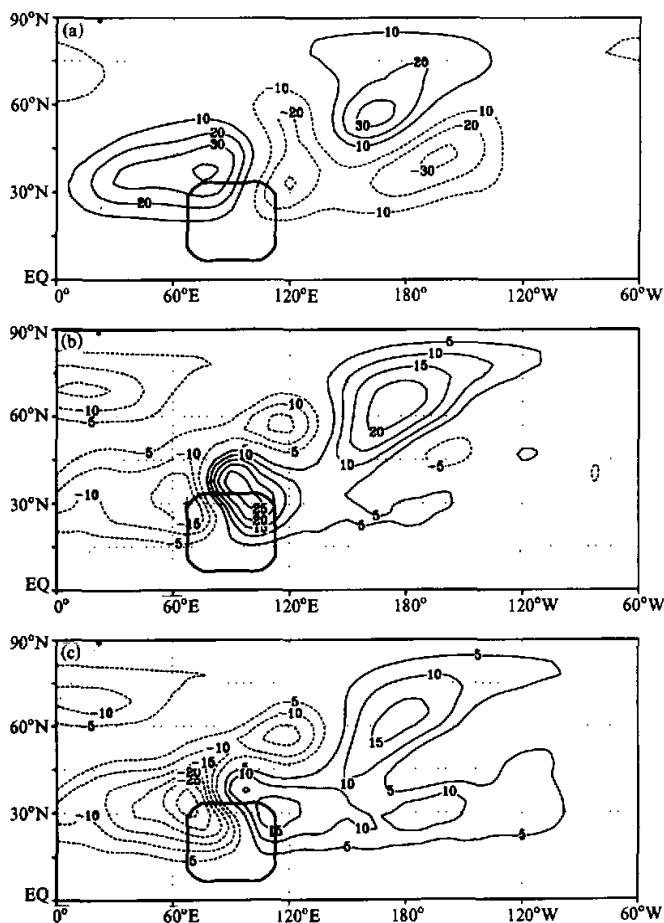


图2 理想热源数值试验积分13~24个月平均的位势高度的纬向偏差的空间分布(单位: 位势米)

(a) 200 hPa; (b) 500 hPa; (c) 700 hPa

粗线界定最大加热层($\sigma=0.336$)上加热为零的区域

4 水平非均匀加热—中高纬环流对潜热加热的次级热力适应

4.1 热力适应产生的次级负涡度源

值得注意的是图2中热源区东西两侧最大偏差中心并不位于热源区的纬度范围, 而在其北部边界。而且热源区以北, 虽然加热为零, 但高低层均出现反气旋性环流异常, 在中高纬地区也呈现出相当于正压的 Rossby 波列特征。这显然已不能用垂直非均匀加热予以解释。在本节中将应用方程(3)对此进行分析。

加热区范围内,如文献[14,15]中所述,垂直非均匀加热使高层出现北风、辐散和反气旋式环流,低层出现南风、辐合及反气旋式环流;加热区有强烈的垂直上升运动(图3a)。这是环流对深层对流加热的基本热力适应。

在加热区以外,方程(3)右端中的热源项和加热垂直变化项为零,而通常 $\partial v / \partial z$ 比 $\partial u / \partial z$ 小一个量级,因此在该区域方程(3)或说全型涡度方程可简化为如下形式:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v = (f + \zeta)(1 - \kappa) \frac{\omega}{P} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y} \quad (6)$$

由于在中高纬西风环流的背景下水平涡度 $\partial u / \partial z > 0$,而对流加热的水平变化项在高低层均有 $\partial Q / \partial y < 0$,从而造成负的涡度强迫。因此高层热源边界附近的西风在负涡度的作用下向南偏转进入加热区,加强了加热区的北风并造成加热区北部边界及其以北产生辐散,这是次级辐散点(图3b)。在最大加热层以下的低层,热源区的南风在边界附近的负涡度的作用下产生反气旋旋转,汇入加热区北部的西风气流中,造成低层加热区北部边界及其以北产生水平辐合,这是次级辐合点。结果高空辐散和低层辐合在热源区以北产生了垂直上升运动。根据涡度方程(6),上升运动应造成负的涡度强迫。因此在加热区北部,水平非均匀加热使方程(6)右端的两项均为负号,使高低层出现深厚的强的负涡度源。在加热区的南侧,水平涡度和加热梯度也为反向,因此也出现负的非绝热加热涡源。由于该区域纬向东风盛行,西行质块流经该区时在低空向北偏转,与南侧气流形成辐散;在高层上述负涡度强迫使热源区南侧仍有异常北风发展,与基流形成辐合。因而在 ω 及其偏差场(图5c、图6c)上,加热区南侧为弱的下沉运动区。在那里方程(6)右端两项反号,因此涡度和环流异常并不明显。

为定量地说明图3所示机理,本文计算了方程(3)中各项。结果表明方程右端中,在加热区内, $(f + \zeta)\theta_z \partial Q / \partial z$ 最大,比其他项大一个量级,但加热区以外该项为零。方程(3)右端第二项热源项 $(f + \zeta)\theta_z Q / \theta$ 在加热区内很小,在加热区外也为零。

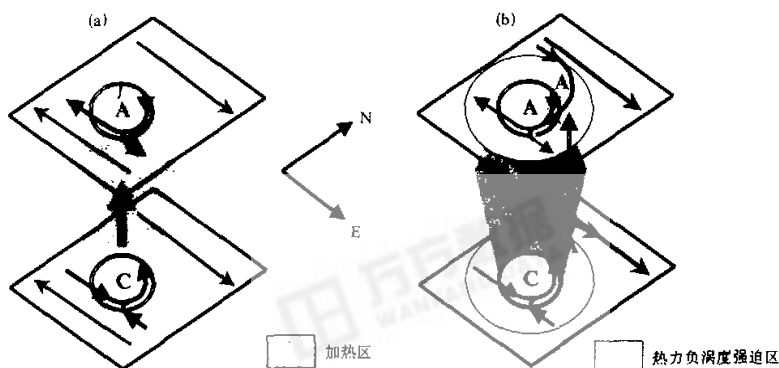


图3 副热带环流对空间非均匀加热的热力适应示意图

- (a) 垂直非均匀加热在加热区内产生低层的辐合和气旋式环流及高层的辐散和反气旋环流;
 (b) 水平非均匀加热在加热区内外产生负涡度强迫,使加热区北面低层辐合,高层辐散,出现上升运动及深厚的反气旋中心

另外加热的纬向变化项 $(-\partial v / \partial z)(\partial Q / \partial x)$ 在热源内外均很小, 因此图 4a、c 分别给出加热的经向变化项 $\frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y}$ 和 ω 项 $(f+\zeta)(1-\kappa)\theta_z \omega / P$ 沿加热中心 90°E 的垂直分布。图 4a 显示加热的经向变化在加热区北部及其以北地区的高低层均产生负的涡度强迫, 量级为 $10^{-13} \text{ K s}^{-2} \text{ m}^{-1}$, 比加热的垂直变化项($10^{-11} \sim 10^{-12} \text{ K s}^{-2} \text{ m}^{-1}$)^[21]小 1~2 个量级。散度场上(图 4b), 对应于环流对加热的一级响应, 加热区内上层辐散, 下层辐

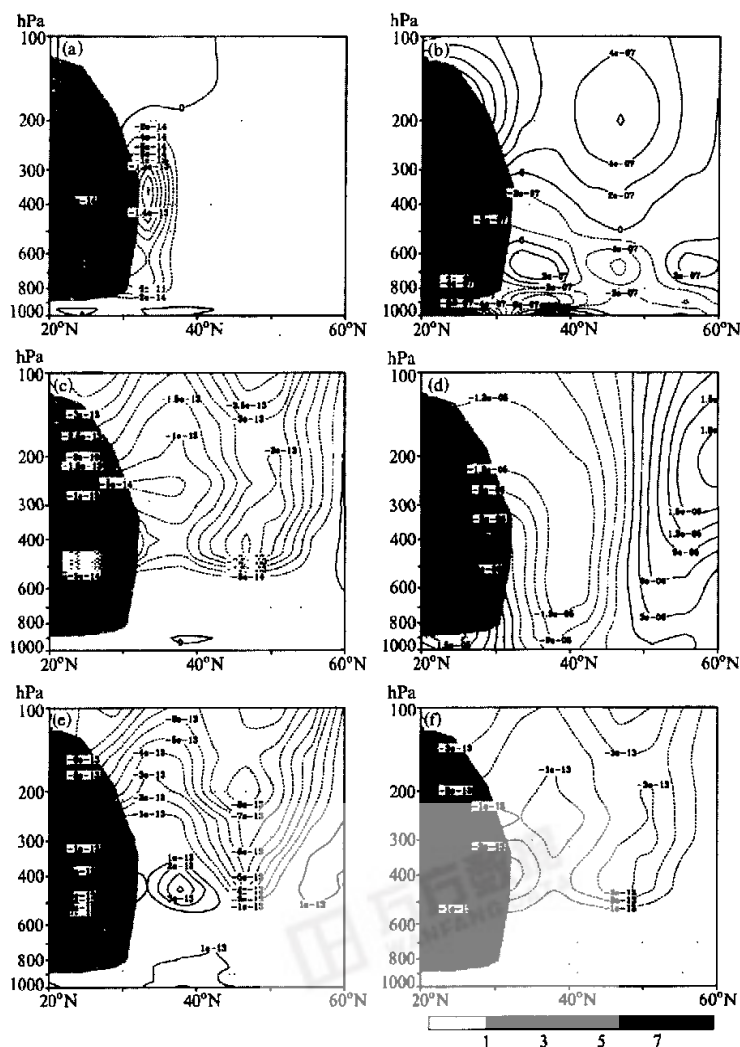


图 4 由理想热源数值试验积分第 13~24 个月平均结果计算得到热源中心以北地区加热的经向变化位涡度强迫项 (a)、水平散度 (b)、 ω 位涡度强迫项 (c)、垂直相对涡度 (d)、项 I (e) 及项 II (f) 沿加热中心 90°E 的垂直分布, (a)、(c)、(e)、(f) 的单位是 $\text{K s}^{-2} \text{ m}^{-1}$, (b) 和 (d) 的单位是 s^{-1} ; 图中阴影区为加热廓线, 单位是 K d^{-1}

合; 对应于上述环流的次级响应, 最大辐散 (高层) 及辐合 (低层) 中心出现在加热区以北的 45°N 附近。由此产生的垂直上升运动及其造成的负涡度强迫在加热区内最大, 在 45°N 附近达到第二个极值 (图 4c)。加热的经向变化项和 ω 项的共同作用使加热区北部边界附近及以北地区涡度为负 (图 4d)。图 4d 中热源区低层出现的正涡度是由于热力适应加热在局地近地层产生气旋式低压所致^[14,16]。

图 4e 和 f 分别给出的是方程 (3) 左端两项, 即三维位涡度平流项与 β 项之和 (项

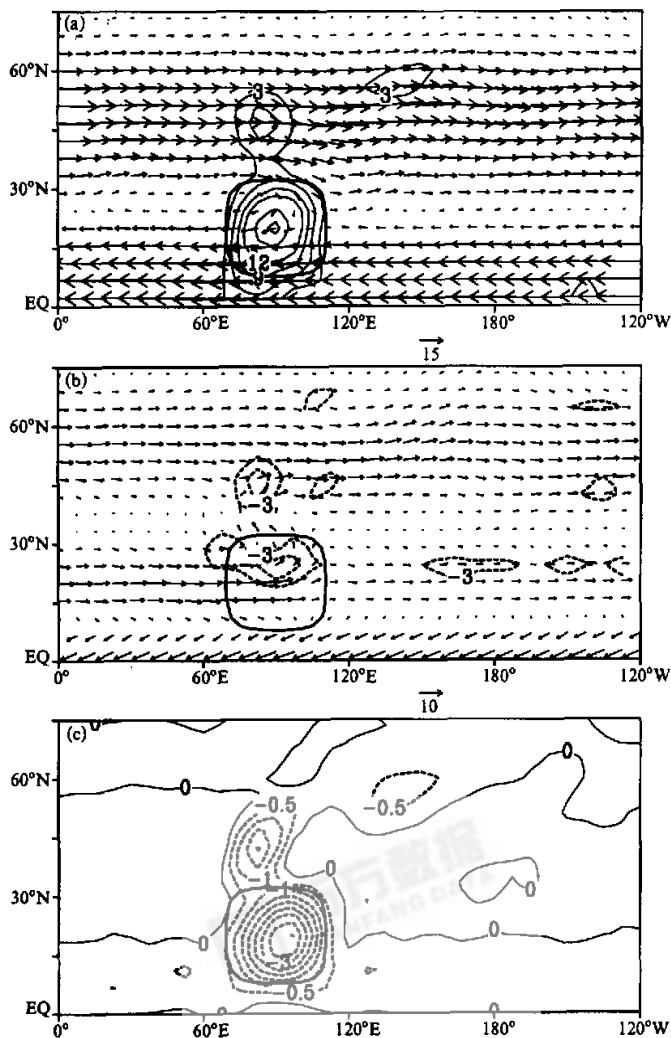


图 5 200 hPa (a) 及 700 hPa (b) 风矢量场和辐合辐散的空间分布, (c) 是 ω 在 500 hPa 上的空间分布

单位: (a), (b) 中风矢量场为 m s^{-1} , 辐合辐散场为 10^{-7} s^{-1} , (c) 为 $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$

实线框界定最大加热层 ($\sigma = 0.336$) 上加热为零的区域

I), 及加热的经向变化与 ω 强迫项之和 (项 II) 沿 90°E 的垂直分布。可见在热源区以北尤其是 45°N 附近项 II 与项 I 的符号一致, 量级相当, 在 45°N 均是负涡度中心。也就是说在该区域加热的经向变化强迫项与 ω 强迫项共同起着平衡平流项与 β 项的重要作用。在中层 ($400\sim 500\text{ hPa}$) 43°N 以南, 项 I 为正, 而项 II 为负, 两者并不平衡。这是因为项 II 中没有包括加热的垂直变化项 $(f+\zeta)\theta_z\partial Q/\partial z$ 和大气内部热力结构强迫项。前者在加热区内加热中心层 (336 hPa) 以下为正; 后者在热源区外起着一定的作用, 其影响将会在今后工作中作进一步的研究。

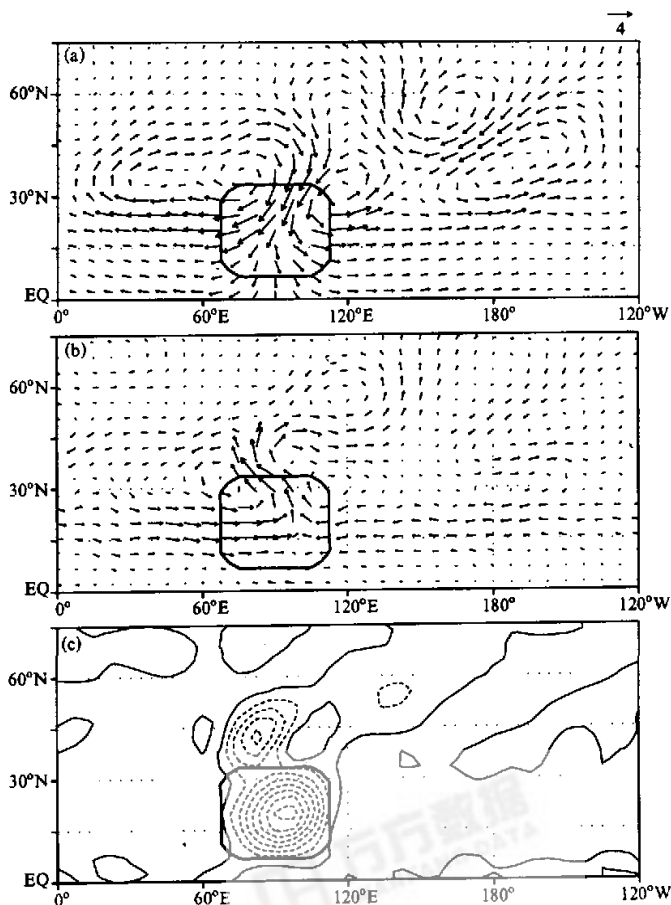


图6 同图5, 但为风矢量场 (a、b) 和垂直速度 (c) 的纬向偏差场

4.2 次级负涡源和中高纬环流异常

由于负涡源已位于中纬西风带中, 它对中高纬环流将施加重要影响。原本为纬向对称的流场出现显著的非对称 (图5)。热源区低空出现南风, 高空出现北风。热源区北

侧 45°N 附近, 高空有流场辐散, 低空有流场辐合。上升运动区自热源内部向北伸展。图 6 给出与图 5 相对应的偏差分布。高层 200 hPa 上 (图 6a) 热源区内为偏北气流。在加热区以北 45°N 附近的西风气流发生反气旋式偏转, 向南进入加热区, 使其西侧为反气旋式环流, 东侧是气旋式环流, 与图 2a 中高度场的响应相对应。最大加热中心下方的 700 hPa 上 (图 6b) 与之相反, 加热区内为水平辐合, 偏南风在热源北部边界附近发生反气旋式偏转, 进入热源区以北的西风带中, 产生水平辐合, 并使反气旋式环流位于加热区以东, 气旋式环流位于加热区以西, 对应于高低层的辐合辐散, 垂直运动场上 (图 6c) 加热区内及其以北均为上升运动。

从图 2a、b、c 和图 6a、b 中还可看到副热带地区的对流加热产生了能量频散, 源于加热区北部边界的涡度异常, 以 Rossby 波的形式向中高纬传播。这与赤道地区的对流加热效应有显著的不同。文献[16]曾讨论了大气环流对赤道地区感热和潜热源 (均位于东风带) 的响应。由于赤道地区不存在频散流场, 因此加热只影响周围地区。但图 2、图 6 所示位于副热带地区的潜热加热, 由于其北部边界已进入西风带, 而水平非均匀加热效应更使环流在热源北部产生的负涡度源位于西风气流中, 因此副热带地区的对流潜热加热能以能量频散的方式影响中高纬地区的环流型。关于能量频散过程更详细的讨论已在文献[15]中给出, 这里从略。

5 结论和讨论

基于位涡方程和热力适应理论, 本文通过分析一个理想热源数值试验的结果, 研究了因非绝热加热的空间不均匀性导致的大气动力特征的变化, 讨论了对流凝结潜热影响副热带及中高纬环流的物理机制。

在最大加热层以上的高层, 热源区内由于加热随高度减少产生负的涡度强迫, 在 β 项的作用下出现了北风和反气旋式环流, 热源区内部出现基本的水平辐散; 而热源中心以北, 由于加热的水平梯度的变化在西风环流的背景下同样造成负的涡度强迫, 因而热源边界及其以北地区的西风在负涡度的作用下向南偏转进入加热区, 加强了加热区的北风并造成加热区北部边界及其以北产生辐散, 出现次级水平辐散。最大加热层以下的低层, 热源区内由于加热随高度增加产生正的涡度强迫, 在 β 项的作用下出现了南风和气旋式环流, 热源区的内部出现基本水平辐合; 同样地热源中心以北, 加热水平梯度的变化造成负的涡度强迫, 因而热源区的南风在边界附近的负涡度的作用下发生反气旋偏转, 汇入加热区外的西风气流中, 造成低层加热区北部边界及其以北产生水平辐合, 出现次级水平辐合。结果高空辐散和低层辐合, 在热源区及其北面产生了垂直上升运动。根据位涡度方程, 上升运动也造成负的涡度强迫源。因此在热源区北部, 由于水平非均匀非绝热加热产生了深厚的反气旋环流。

事实上, 实际大气及 GCM 中均存在水平扩散过程, 使水平非均匀非绝热加热真正的影响超越边界附近, 也就是说在中纬度地区仍存在 $Q_y < 0$, 或者说在加热中心向外形成了一个较大范围的 $Q_y < 0$ 的“非均匀加热场”。于是, 在深对流凝结潜热的垂直梯度和水平梯度的共同影响下, 副热带加热区的北侧中低空在热源区以东出现高压, 高空在热源区以西为高压。

夏季东亚季风潜热加热是该季节环流系统的重要能源, 根据上述结论, 东亚季风降雨导致的凝结潜热加热对对流层高层的南亚高压和中低层的西太副高的形态变异有着重要影响。资料分析^[12, 13]显示, 西太平洋暖池附近对流增强时, 其北部有位势高度场的正的异常, 使副高偏北。这些结果与图 2b 相似, 能很好地被本文所讨论的在加热区以北所产生的负涡度源来解释。

位于副热带地区的潜热加热, 其北部边界已进入西风带。而水平非均匀加热所激发的次级负涡度强迫源则位于西风气流中, 结果产生了能量频散, 以 Rossby 波的形式向东北方向传播, 影响中高纬地区的环流型。因此副热带地区的深对流加热不仅通过对垂直非均匀加热的热力适应影响加热区及周边的环流异常, 还通过对水平非均匀加热的热力适应和能量频散影响全球的环流异常。

参 考 文 献

- 1 Krishnamurti, T.N., Tibetan High and upper tropospheric tropical circulation during northern summer, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1973, **54**, 1234~1249.
- 2 Hang Ronghui and K. Gambo, The response of a model atmosphere in middle latitudes to forcing by topography and stationary heat sources, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1981, **60**, 78~92.
- 3 张初、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**, 687~700.
- 4 叶笃正、高由禧, *青藏高原气象学*, 北京: 科学出版社, 1979, 178pp.
- 5 Wu Guoxiong and Zhang Yongsheng, 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.
- 6 吴国雄、李伟平、郭华、刘辉、薛继善、王在志, 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风, 赵九章纪念文集, 叶笃正主编, 北京: 科学出版社, 1997, 116~126.
- 7 Ye Duzheng and Wu Guoxiong, The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation, *Meteor. Atmos. Phys.*, 1998, **67**, 181~198.
- 8 Li Maicun and Luo Zhexian, Effects of moist process on subtropical flow patterns and multiple equilibrium states, *Sci. Sinica (B)*, 1988, **31**, 1352~1361.
- 9 黄士松、余志豪, 副热带高压结构及其同大气环流有关若干问题的研究, *气象学报*, 1962, **31**, 339~359.
- 10 陶诗言等, 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, 1963.
- 11 Samel, A.N., Wang, W.C. and Liang X. Z., The monsoon rainfall over China and relationships with the Eurasian circulation, *J. Climate*, 1999, **12**, 115~131.
- 12 Nitta, T., Convective activities in the tropic western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **65**, 373~390.
- 13 Huang Ronghui and Lu Li, Numerical simulation of the relationship between the anomaly of the subtropical high over East Asia and the convective activities in the western tropical Pacific, *Adv. Atmos. Sci.*, 1989, **6**, 202~214.
- 14 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**, 257~263.
- 15 刘屹岷、吴国雄、刘辉、刘平, 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, *气象学报*, 1999, **57**, 525~538.
- 16 吴国雄、刘屹岷, 热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流, *大气科学*, 2000, **24**, 433~446.
- 17 吴国雄、张学洪等, LASG全球海洋—大气—陆面模式 (GOALS/LASG) 及其模拟研究, *应用气象学报*, 1997, **8** (增刊), 15~28.
- 18 Zhang Xuehong, Chen Keming, Jin Xiangze et al., Simulation of thermohaline circulation with a twenty layer oceanic general circulation model, *Theor. Apply. Climatol.*, 1996, **55**, 65~88.
- 19 Liu Hui and Wu Guoxiong, Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SSIB, *Adv. Atmos. Sci.*, 1997, **14**, 289~308.

- 20 Xue Y. K., P. J. Sellers, J. L. Kinter and J. Shukla, A simplified biosphere model for global climate studies, *J. Climate*, 1991, 4, 345~364.
- 21 Shi Guangyu, An accurate calculation and the infrared transmission function of the atmospheric constituents. Ph. D. Thesis, Dept. of Sci., Tohoku University of Japan, 1981, 191pp.
- 22 Gill, A. E., Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1980, 106, 447~662.

Thermal Adaptation, Overshooting, Dispersion, and Subtropical Anticyclone Part II: Horizontal Inhomogeneous Heating and Energy Dispersion

Liu Yimin, Wu Guoxiong, Yu Rucong and Liu Xin

(State Key Laboratory of Numerical Modeling Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract Based upon potential vorticity theory and thermal adaptation principle, the feature of atmospheric motion as a result of spatial inhomogeneous diabatic heating is investigated. It is further clarified 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 the troposphere. On the basis of these results, the impacts of horizontal inhomogeneous heating on the circulation are discussed. It is shown that to the north of a heating region, although there is no diabatic heating, there still exists deep negative vorticity forcing due to the horizontal inhomogeneous in the westerly flow. Air convergence in the low level and divergence in the upper level are induced. This generates ascent as well as negative vorticity source, which corresponds to a strongly anomaly anticyclone center appearing to the north of the heating region. This negative vorticity source can propagate in the westerly flow through energy dispersion and affect the circulation in mid-high latitudes.

Key words: inhomogeneous heating; horizontal gradient; energy dispersion; subtropical anticyclone