张亚妮，刘屹岷，吴国雄. 2009. 线性准地转模型中副热带环流对潜热加热的定常响应 II. 边界约束及风场与层结稳定度的自适应 [J]. 大气科学，33 (5)：891－902. Zhang Yani, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2009. Stationary response of the subtropical circulation to latent heating in a linear quasigeostrophic model. II: Boundary restriction and self-adaptation of basic flow and stratified stability [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 891－902.

线性准地转模型中副热带环流对潜热加热的定常响应 II. 边界约束及风场与层结稳定度的自适应

张亚妮[1, 2]　刘屹岷[1]　吴国雄[1]

1 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
2 中国科学院研究生院，北京　100049

摘　要　本文着重研究了线性模型中副热带环流对潜热加热的响应过程中影响高、低压系统中心位置的因子，剖析出边界层中基本流的垂直切变影响低层环流的根本原因，并且探讨了线性模式中基本流和静力稳定度自调整过程的重要作用。结果表明，在 β 效应和 f 效应、基本流在经向和垂直方向的二阶切变、以及东、西风基本流作用的非对称性等因素的共同作用下，高、低压中心位于热源北侧。结果还表明，当近地面基本流的垂直切变为零或者当风速随高度减小时，低层气旋和反气旋中心位于地面上，当风速随高度增大具有类似亚洲季风区的结构时，低层气旋和反气旋中心抬升离开地面；进一步考虑热源区附近静力稳定度和基本流自调整过程的作用后，反气旋中心继续抬升至中层，证明对流降水对其东侧对流层中低层副高的形成有重要贡献。指出基于传统线性准地转模式来研究副热带高压形成的缺陷在于应用不适当的下边界条件以及缺乏静力稳定度的自调整机制和基本流对热源的反馈机制，从而得到“潜热加热激发的低层反气旋中心位于洋面上”的不切实际的解。

关键词　潜热加热　副热带高压　β 效应和 f 效应　基本流切变　静力稳定度

文章编号　1006－9895 (2009) 05－0891－12　　**中图分类号**　P434　　**文献标识码**　A

Stationary Response of the Subtropical Circulation to Latent Heating in a Linear Quasigeostropic Model. II: Boundary Restriction and Self-adaptation of Basic Flow and Stratified Stability

ZHANG Yani [1, 2], LIU Yimin[1], and WU Guoxiong[1]

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing*　100029
2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing*　100049

Abstract　The factors that affect the centers of subtropical cyclone and anticyclone responding to latent heating are explored by using a linear quasigeostropic model. The mechanism that the vertical shear of basic flow in the boundary layer influences the lower troposphere circulation is revealed, and the importance of self-adjustment of basic flow

收稿日期　2008－03－03，2008－05－05 收修定稿

资助项目　中国科学院重要方向项目 KZCX2－YW－Q11－01，国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403607，国家自然科学基金资助项目 40821092、40523001、40810059005

作者简介　张亚妮，女，1976 年出生，博士生，主要从事副热带高压形成和变异的研究。E-mail：zhangyn@cma.gov.cn

＊ 通讯作者 E-mail：lym@lasg.iap.ac.cn

and static stability is discussed. Results show that the centers of the forced cyclone and anticyclone are located on the north of the heating area due to β and f effect, the second order shear of basic flow in the meridional and vertical directions, and the asymmetry of advection of westerly and easterly basic flow. Results also show that the centers appear at the surface when the vertical shear of basic flow is zero at the surface boundary or when wind decreases with height in the boundary layer. The centers lift when wind increases with height, which is similar to the features in the Asia monsoon area in summer. The center of lower anticyclone would lifts further when the self-adjustment processes of basic flow and static stability are considered, which proves that convective precipitation contributes greatly to the formation of anticyclone to its east in the mid or lower troposphere. It is shown that the location of the center of lower anticyclone forced by latent heating appearing at the sea surface is not correct because there is improper lower boundary condition and there are no self-adjustment processes of basic flow and static stability in traditional linear models.

Key words latent heating, subtropical anticyclone, β and f effect, shear of the basic flow, static stability

1 引言

早在 1953 年，Smagorinsky (1953) 首先利用线性准地转模式研究环流对加热的定常响应。Hoskins et al. (1981) 通过研究冬季全球大气对热源和地形的响应，指出线性模式与实际观测和 GCM 积分结果大致符合，表明线性定常假设能够相当真实地反映大气的响应特征。副热带位于东、西风的交界处，动力和热力过程十分复杂。Chen (2001) 和 Chen et al. (2001) 利用高分辨率的线性模式研究潜热加热对副热带高压形成的影响，发现低层响应的最大值位于地面，认为观测到的低层太平洋副高和大西洋副高主要是由其西侧大陆上的季风降水引起的。但基于 GCM 的研究结果（刘屹岷等，1999）指出潜热加热强迫出的表面副高比观测弱很多，低层响应的最大值位于中层 500 hPa 左右，与线性模式的结果显著不同。

为了理解线性模式与 GCM 结果之间存在差异的原因，本研究第 I 部分（Zhang et al., 2009）基于经典的定常线性准地转位涡模式系统研究了由季风降水产生的潜热加热所激发的副热带定常波的结构特征，发现基本流对加热强迫的定常波的结构有重要影响，指出当基本流为夏季亚洲季风区纬向平均的纬向风场时，线性模型的解中位于中低层的反气旋中心明显抬升，而不出现在地面上，与完整的大气环流模式的结果接近。另外，还指出静力稳定度对热驱动的定常波的影响也很重要。但是，为什么改变基本流后会出现与 GCM 相似的结果，其内在机制是什么？如果在线性模式中加入基本流和静力稳定度的自调整过程后，能否出现与 GCM 更接近的结果？这些都是需要继续研究和探讨的问题。

在完整的 GCM 模式或实际大气中，由于强的副热带深对流加热改变了经向温度梯度，使加热中心南侧为强东风异常，北侧为强西风异常；反过来，风场的改变又会影响潜热强迫的副热带反气旋。而在线性模式中纬向基本流为定常，不随热源强迫而改变，缺乏基本流对加热的反馈机制。另外，在 GCM 模式中，随着热源的持续加热，最大加热层附近静力稳定度（θ_z）会变得很小，根据 Sverdrup 平衡 $\beta v=\theta_z^{-1}(f+\theta)Q_z(\theta_z\neq 0)$，位涡强迫将被放大，强对流凝结加热激发的低层反气旋中心出现在对流层中层。而在线性准地转模式中（Chen et al., 2001），静力稳定度为常数，不随加热而变化，缺乏静力稳定度的自调整机制。这些可能是潜热强迫的对流层下层的反气旋中心出现在地面上，因而与 GCM 的结果（刘屹岷等，1999；Liu et al., 2001）显著不同的原因。

为验证上述分析的结果，需要建立一个包含基本流和静力稳定度自调整过程的新型线性位涡模型。第 2 节介绍了该非定常的线性位涡模型并对其进行检验，第 3 节和第 4 节均运用定常模式分别讨论了影响副热带环流中心偏向热源北侧的决定因素和下边界条件对基本流的约束机制，第 5 节在考虑基本流和静力稳定度自调整过程的基础上讨论大气风场和层结稳定度的自适应效应，第 6 节给出若干结论。

2 资料与模式

热源同本研究第 I 部分（Zhang et al., 2009），仍采用刘屹岷等（1999）参照 1980～1995 年 7 月 NCEP/NCAR 资料的分析给出的理想热源。纬向平均的基本流是 NCEP/NCAR 再分析资料中 1968～1996 年 7 月平均的气候态。

本文所用的模式为线性准地转系统中的定常模式和非定常模式。定常模式与非定常模式一致，唯一的差别是在（1－a）式和（1－b）式中略去时间倾向项。当在线性系统中引进基本流和静力稳定度的自调整过程时，需要考虑时间变化项，称之为非定常模式，其控制方程如下（Holton，2004）：

$$\frac{\partial q'}{\partial t}+\frac{\partial \psi'}{\partial x}\bar{q}_y+\overline{U}\frac{\partial q'}{\partial x}+\delta_1\nabla^2\psi'+\delta_2\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon\rho_s\frac{\partial \psi'}{\partial z}\right)=\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}(\varepsilon\rho_s Q'),\quad (1-a)$$

边界条件取为：

$$\left(\frac{\partial}{\partial t}+\overline{U}\frac{\partial}{\partial x}\right)\frac{\partial \psi'}{\partial z}-\frac{\partial \overline{U}}{\partial z}\frac{\partial \psi'}{\partial x}+\delta_2\frac{\partial \psi'}{\partial z}=Q',\ z=0,\quad (1-b)$$

$$\frac{\partial \psi'}{\partial z}=0,\qquad z=\infty,\quad (1-c)$$

$$\frac{\partial \psi'}{\partial x}=0,\qquad y=\pm(W/2),\quad (1-d)$$

其中，q'和ψ'分别是准地转位涡和准地转流函数的纬向扰动量，且有

$$q'=\nabla^2\psi'+\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon\rho_s\frac{\partial \psi'}{\partial z}\right),\quad (2)$$

$$\bar{q}_y=\beta-\frac{\partial^2\overline{U}}{\partial y^2}-\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon\rho_s\frac{\partial \overline{U}}{\partial z}\right),\quad (3)$$

$\overline{U}$ 为基本流，δ_1 和 δ_2 分别是 Rayleigh 摩擦系数和牛顿冷却系数，其时间尺度取为 5 天和 15 天。N_s^2 是参考态的静力稳度，$\varepsilon=f_0^2/N_s^2$，$Q'=RJ/(c_pHf_0)$，J 为加热率（单位：$J\cdot kg^{-1}\cdot s^{-1}$），$H$ 表示标高，取为 8000 m。R 为气体常数，c_p 表示定压比热。W 是β平面的宽度（0°～70°N），中心位于 35°N。

定常模式采用纬向谐波分解直接求解。非定常模式在时间和空间上均采用中央差格式，起步运用了前差格式，积分步长取为 1 小时。垂直分辨率为 1 km，分 37 层，上边界位于 36 km，水平分辨率为 2.5 纬距×1 经距。根据准地转位涡反演求取流函数时，采用了松弛迭代，松弛因子 $\omega=1.8$，迭代精度选为 10^4。这样，既提高了计算速度，又不影响解的基本特征。为了抑制短波能量增长而导致的计算不稳定的发生，积分每一步都做了平滑处理，纬向上用五点平滑，经向和垂直方向上均采用三点平滑（Shapiro，1970），同时在时间上也做了三点平滑处理（Asselin，1972）。

为了掌握模式运行时能量的变化情况，定义积分区域上的能量为

$$E=\frac{1}{V}\iiint h^2\,\mathrm{d}x\mathrm{d}y\mathrm{d}z,$$

其中，h 表示位势高度，V 为积分区域的体积，从能量的变化可以判定模式是否达到定常。图 1 为基本流（$\overline{U}=5$ m/s）和静力稳定度（$N_s^2=1.08\times10^{-4}s^{-2}$）均取常数时模式积分到第 100 天积分区域上能量及能量增量随时间的变化，可以看出，前 40 天能量处于增长阶段（图 1a），在第 10 天左右，能量的增长速度达到最大值（图 1b）。大约过了 40 天之后，能量基本保持不变，模式趋于平衡，解趋于定常。由此可用模式第 40 天的结果代表定常解的情况。本文第 5 节中采用积分第 40 天的结果来对非定常模式进行分析讨论。

Chen et al.（2001）求取了定常模式的数值解，其结构特征与解析解是一致的。这里通过与定常模式结果进行对比，来判断非定常模式结果的合理性。图 2 分别给出了基本流为 5 m/s、静力稳定度为 1.08×10^{-4} s^{-2}时定常模式的解（图 2a、b）和非定常模式积分到第 40 天的结果（图 2c、d），可以看出，非定常模式模拟出了热源区上空低层的气旋性环流（图 2c）和高层的反气旋性环流（图 2d）。由

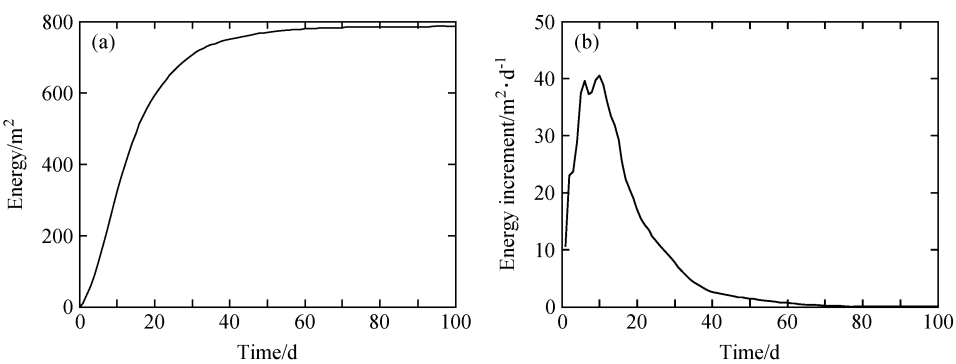


图 1　积分区域上能量及能量增量随时间的变化：(a) 能量（单位：m^2）；(b) 能量的增量（单位：m^2/d）

Fig. 1　Variations of (a) energy and (b) energy increment in the integral field

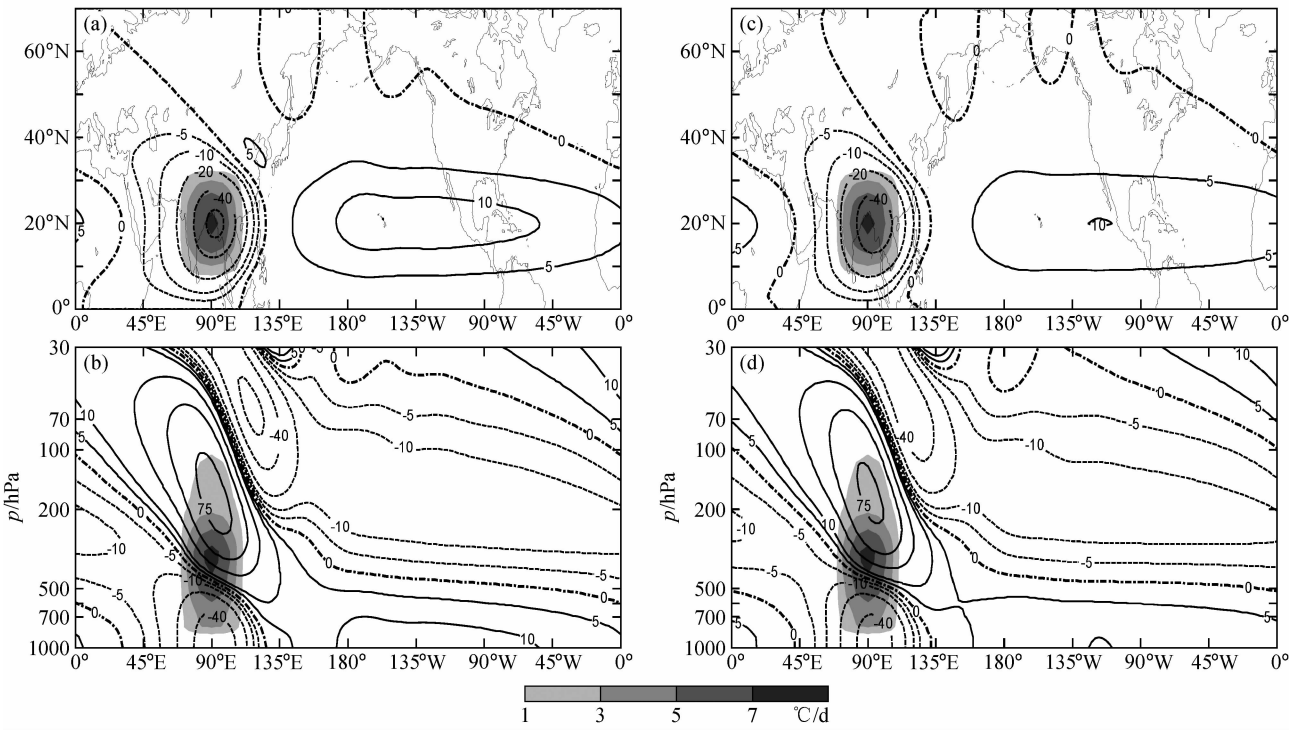


图 2 基本流为 5 m/s、静力稳定度为 1.08×10^{-4} s^{-2}时（a、b）定常模式和（c、d）非定常模式的地转流函数。（a、c）地面；（b、d）20°N。等值线为非等距间隔（单位：10^6 m^2/s）；阴影为加热率大于 1℃/d 的热源区（下同）

Fig. 2 The quasigeostrophic streamfunction (10^6 m^2s^{-1}) from (a, b) stationary model and (c, d) time-dependent model with basic flow of 5 m/s and static stability of 1.08×10^{-4} s^{-2}: (a, c) Horizontal distributions at the surface; (b, d) vertical cross sections at 20°N. Contour interval is nonuniform; the region with heating rate more than 1℃/d is shaded (the same below)

于基本流为西风，在垂直方向上显现出向上的传播特征（图 2d）。对比发现，两个模式的结果非常相似，唯一不同的是非定常模式的值要小一些。这是因为在积分过程中，一方面在时间和空间上均做了平滑处理，另一方面，对准地转位涡进行反演求取流函数时，采用的是迭代求解，方法本身就是对精确解的近似。总之，该非定常的线性准地转位涡模式可以用来研究大气对固定热源的响应，其积分结果是可信的。

上述分析发现，两个线性模式对热驱动的定常波的模拟结果等同。为了计算方便，多数情况下使用定常模式。但是在某些特殊场合，当定常模式无法实现时，则借助于非定常模式。下文如果没有特别说明，静力稳定度均取为常数（1.08×10^{-4} s^{-2}）。

3 影响副热带环流中心偏向热源北侧的决定因素

3.1 β 效应和 f 效应

在大气环流模式及其他的一些简化模式中，潜热加热激发的气旋和反气旋中心位于加热中心以北（Wang et al., 1996；刘屹岷等，1999；Liu et al., 2001），刘屹岷等（1999）认为是 β 效应和 f 效应的共同作用造成的。通过尺度分析发现（吴国雄等，1999b），在副热带地区全型垂直涡度方程（吴国雄等，1999a）可以简化为 Sverdrup 平衡式：

$$\beta v \propto \frac{f+\zeta}{\theta_z}\frac{\partial Q}{\partial z}. \tag{4}$$

由于 β 和 f 随纬度变化，相对于同样的加热强迫，高纬度的流场响应要比低纬度大，因而经向对称的加热激发的南（北）风大值中心位于热源中心的北侧。

在 β 平面近似的线性系统中，β 和 f 为常数，这可能是不同于 GCM 结果的原因之一。在一个基本流为零的静止大气中用加热驱动模式，若令 β 和 f 随纬度变化，结果发现 β 和 f 的变化的确能够使环流中心北移（图 3），但移动幅度不大。

3.2 基本流二阶切变的作用

当基本流为常数时，潜热激发的环流中心位于

热源中心所在的纬度（图 2a、c），而当基本流为 7 月气候态 13 km 处的纬向平均纬向风时，尽管 β 和 f 为常数，但环流中心偏向热源中心北侧（图 4a）。考虑基本流的经向和垂直方向的切变后，线性准地转位涡方程可简化为：

$$v'\left[\beta-\frac{\partial^2\overline{U}}{\partial y^2}-\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}\left(\varepsilon\rho_s\frac{\partial\overline{U}}{\partial z}\right)\right]+\overline{U}\frac{\partial q'}{\partial x}\propto\rho_s^{-1}\frac{\partial}{\partial z}(\varepsilon\rho_s Q'). \tag{5}$$

可以看出，在 β 为常数的情况下，若基本流在经向和垂直方向的二阶导数不为零，则同样可以影响南（北）风大值中心的经向位置。若令

$$q_{1y}=\beta|_{y=35°\mathrm{N}}-\frac{\partial^2\overline{U}}{\partial y^2}, \tag{6}$$

$$q_{2y}=\beta|_{y=35°\mathrm{N}}-\varepsilon\frac{\partial^2\overline{U}}{\partial z^2}+\frac{\varepsilon}{\mathrm{H}}\frac{\partial\overline{U}}{\partial z}, \tag{7}$$

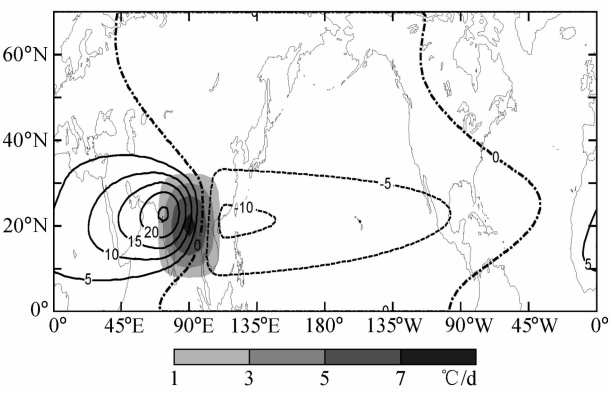


图 3　考虑 β 和 f 的变化后静止大气中准地转流函数在 13 km 处的水平分布（单位：10^6 m^2/s）

Fig. 3　Horizontal distribution of quasigeostrophic streamfunction (10^6 m^2/s) at 13 km with resting basic state and varying β and f. The shaded region is the same as Fig. 2

当基本流取 7 月气候态纬向平均的纬向风场时，13 km 处的 q_{1y} 和 q_{2y} 随纬度的变化如图 4b 所示，实线为经过五点平滑处理的 q_{1y}。在热源中心以北的 20°N～30°N 之间 q_{1y} 显著地减小，其减小的程度远大于 β 随纬度的变化（虚线），使强迫源的大值中心北移，因而强迫出的气旋和反气旋偏向热源中心以北（图 4a）。在热源经向范围内 13 km 处 q_{2y}（点划线）的减小也很明显，对环流中心的北移有一定贡献。因此，基本流在经向和垂直方向的二阶切变随纬度的减小使环流中心偏向热源中心北侧。

3.3　东、西风背景流非对称效应和垂直结构差异的影响

当基本流满足线性关系 $\overline{U}=0.5\times(y-20)$ 时（y 为纬度），零风速带位于热源中心（20°N），以南（北）为东（西）风。由于 $\overline{q}_y=\beta|_{y=35°\mathrm{N}}-\partial^2\overline{U}/\partial y^2$ 和 f 均为常数，则气旋和反气旋中心应当处于热源中心，但是结果表明中心位于 20°N 以北（图 5）。由于东、西风基本流作用的非对称性（Zhang et al., 2009），在 20°N 以南的东风气流中定常波的振幅较小，而在 20°N 以北的西风气流中较大，尤其是在弱西风（大约 3 m/s）时，定常波的振幅达到最大值。这种“非对称性”对高、低压中心偏向高纬度有一定的影响。

另外，西风时定常波在垂直方向上以垂直传播为特征，振幅随高度增大，东风时定常波被截获，振幅显著减小（Chen et al., 2001）。东、西风基本流时定常波垂直结构的这种差异也会使气旋和反气旋中心偏向西风（高纬）一侧，并且在高层的偏离更为显著（图 5）。

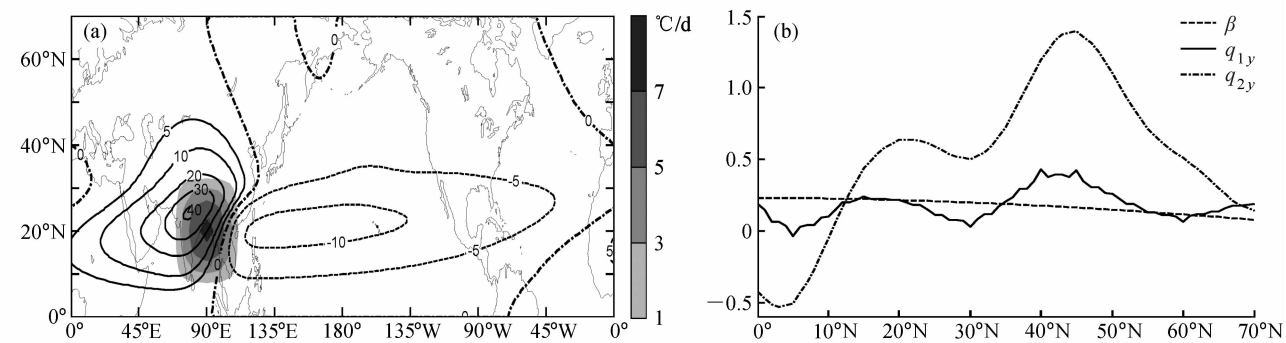


图 4　(a) 基本流为 7 月气候态 13 km 处纬向平均纬向风时准地转流函数在 13 km 处的水平分布（单位：10^6 m^2/s）；(b) β 及 13 km 处的 q_{1y} 和 q_{2y} 随纬度的变化（单位：10^{-10} m$^{-1}\cdot$s^{-1}）

Fig. 4　(a) Horizontal distribution of quasigeostrophic streamfunction (10^6 m^2/s) with basic flow being climatological zonal-mean zonal wind at 13 km for Jul and (b) variations of β, q_{1y} and q_{2y} (units: 10^{-10} m$^{-1}\cdot$s^{-1}) at 13 km

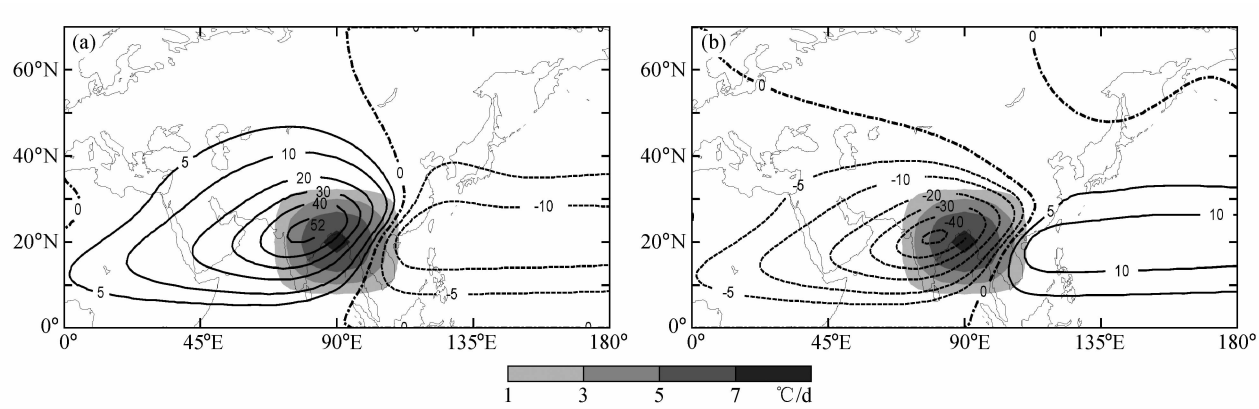


图 5 线性变化的经向切变基本流时准地转流函数的水平分布（单位：$10^6 m^2/s$）：(a) 13 km；(b) 地面

Fig. 5 Horizontal distributions of quasigeostrophic streamfunction ($10^6 m^2$) with basic flow of meridional linear shear at (a) 13 km and (b) the surface

4 下边界条件对基本流的约束机制

在本研究 I 部分（Zhang et al., 2009）中证明了基本流对潜热强迫的副热带环流有非常重要的影响，当基本流为常数或为 7 月气候态纬圈平均纬向风时，低层气旋和反气旋中心位于地面（图 2b，第 I 部分图 7）；当基本流为亚洲季风区内纬向平均的纬向风时，中心明显抬升，位于 700 hPa 附近（第 I 部分图 8），证实季风潜热加热是形成对流层中下层西太平洋副高的主要原因（Liu et al., 2001）。下面对基本流为何会显著改变低层环流进行进一步讨论。

4.1 零切变下边界

在地面加热率为零，定常解的下边界条件（(1-b) 式）可简化为：

$$\left(\overline{U}\frac{\partial}{\partial x}+\delta_2\right)\frac{\partial \psi'}{\partial z}-\frac{\partial \overline{U}}{\partial z}\frac{\partial \psi'}{\partial x}=0, \quad z=0, \tag{8}$$

当$\left.\frac{\partial \overline{U}}{\partial z}\right|_{z=0}=0$ 时，则纬向温度平流项与牛顿冷却项相平衡，但是通过尺度分析发现，冷却项比平流项小一个量级，不足以平衡平流项，故必有

$$\left.\frac{\partial \psi'}{\partial z}\right|_{z=0}=0. \tag{9}$$

根据极值定理，在边界上必然存在流函数的极大值或极小值，即低层气旋和反气旋中心位于地面（图 2b）。因此，在下边界当基本流的垂直切变为零时，低层环流中心位于地面。

4.2 风速正切变下边界

当基本流在地面的垂直切变不为零时，根据下边界条件（8）式，则温度平流项和牛顿冷却项与该项平衡，由于冷却项为小项，故为了讨论方便令 $\delta_2=0$，并将静力近似和热成风近似代入（8）式，则有

$$\overline{U}\frac{\partial T'}{\partial x}=-v'\frac{\partial \overline{T}}{\partial y} \tag{10}$$

表示在地面纬向的扰动温度暖（冷）平流与经向的背景温度冷（暖）平流相平衡。

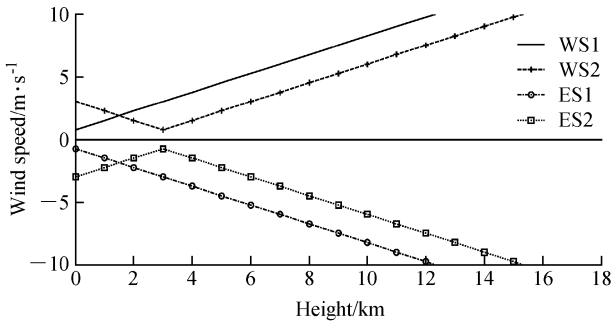


图 6 基本流随高度的线性变化

Fig. 6 Vertical variations of basic flow

当 $\delta_2=0$ 时，设计了如图 6 所示的四种理想的线性垂直切变基本流试验，其中 WS1（实线）和 ES1（点划线）分别为西风和东风基本流，且在下边界风速随高度增大。图 7 给出了试验 WS1 和 ES1 的结果，发现低层气旋和反气旋中心抬升。下面以 WS1 试验中低层气旋的西半部分为例进行分析。在下边界气旋中心（流函数极小值）以西为北风扰动，$v'<0$，因为此时$\partial \overline{U}/\partial z>0$，则$\partial \overline{T}/\partial y<0$，所以在经向上有冷平流产生，根据（10）式，必须有纬向暖平流与之相平衡，即西风基本流时对应西

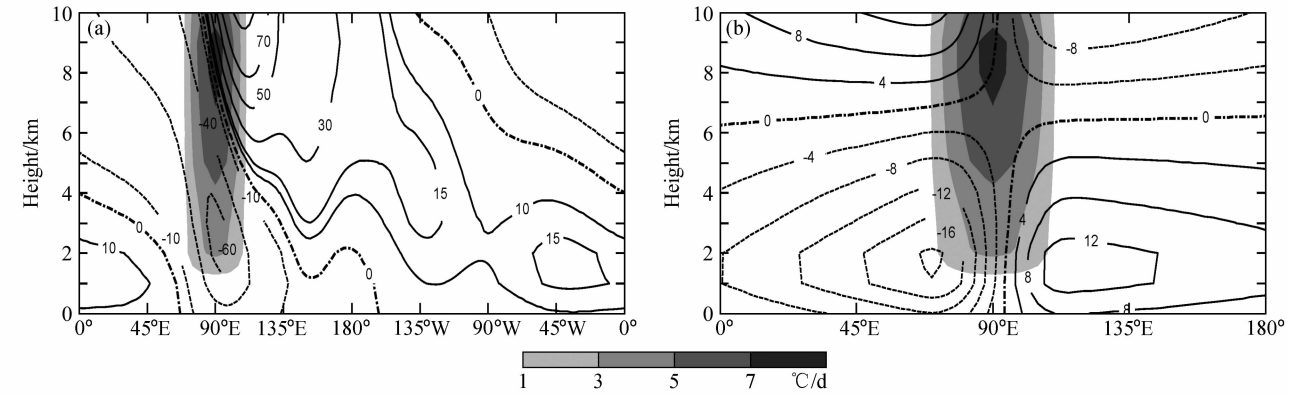


图 7　准地转流函数沿 20°N 的垂直剖面（单位：10^6 m^2/s）：(a) 试验 WS1；(b) 试验 ES1

Fig. 7　Vertical cross sections of quasigeostrophic streamfunction at 20°N for (a) WS1 and (b) ES1. Units are 10^6 m^2/s

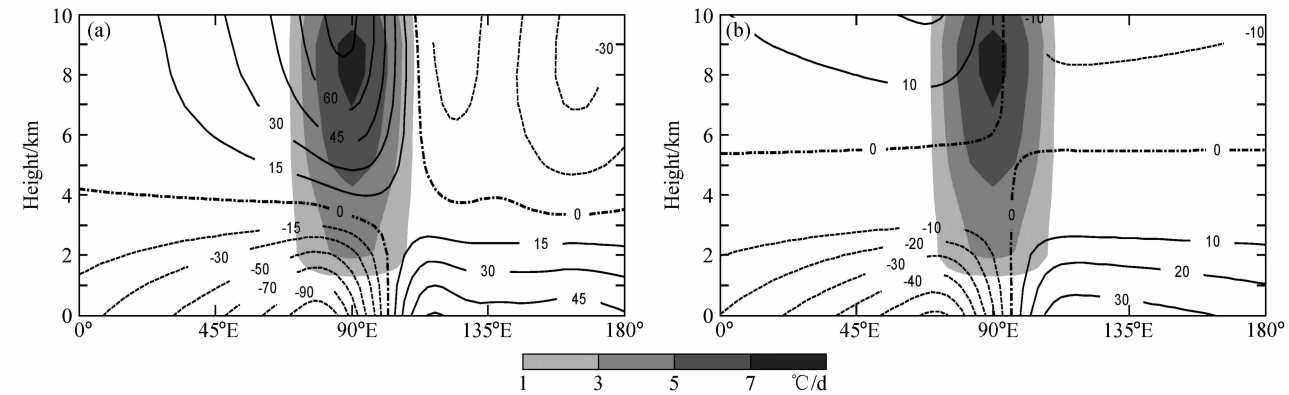


图 8　准地转流函数沿 20°N 的垂直剖面（单位：10^6 m^2/s）：(a) 试验 WS2；(b) 试验 ES2

Fig. 8　Vertical cross sections of quasigeostrophic streamfunction at 20°N for (a) WS2 and (b) ES2. Units are 10^6 m^2/s

暖东冷，$\partial T'/\partial x<0$，即

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial \psi'}{\partial z}\right)<0。$$

又由于流函数极值中心的垂向等值线密度比东、西两侧的垂向等值线密度大，所以在极值中心西侧有

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\left|\frac{\partial \psi'}{\partial z}\right|\right)>0,$$

由此在极小值范围内$\partial\psi'/\partial z<0$，即$\psi'$极小值中心必然要抬升离开下边界。对于 WS1 试验中的低层反气旋及 ES1 试验的情况，可以进行类似的分析。

4.3　下边界上风速随高度减小

试验 WS2（图 6 虚线）和 ES2（图 6 点线）分别为西风和东风基本流，且在下边界风速随高度减小。此时，我们发现低层气旋和反气旋中心均位于地面上（图 8），这是因为在下边界条件（10）式的约束下，地面气旋（反气旋）范围内均有$\partial\psi'/\partial z>0$（$\partial\psi'/\partial z<0$），即低层流函数的极小值（极大值）中心位于地面以下，单从地面以上部分来看，气旋（反气旋）中心位于地面上。

综上所述，在边界条件的约束下，下边界上基本流的垂直切变决定了低层环流中心所在的高度。当垂直切变为零或者风速随高度减小时，低层气旋和反旋中心位于地面；当风速随高度增大时，环流中心将抬升。通过分析第 I 部分（Zhang et al., 2009）图 7 和图 8 所用的基本流在下边界的变化情况，发现与上述理想化结果一致。

5　大气风场和静力稳定度的自适应效应

本工作的第 I 部分（Zhang et al., 2009）发现季风区基本流及参考态静力稳定度（北半球平均）对高、低层高压系统中心位置有明显的影响，引进实测分布时，模拟的结果更接近 GCM，但与 GCM 的结果仍有显著差别。由于线性定常模式缺乏基

本流和静力稳定度的反馈机制，这里运用非定常模式讨论基本流和静力稳定度自调整过程对副热带环流结构的影响。此外，我们将热源稍做调整，让其在垂直方向上按正弦函数变化，其他基本保持不变。

由于线性模式本身的局限性，不可能实现GCM中物理方案那样的调整机制。比如，热源区静力稳定度随着加热的持续作用不断调整并减小，当其接近零时位涡强迫项将会急剧增大，导致计算不稳定。为此，我们用以下简单的方法代替基本流和静力稳定度的调整过程，以达到考察其影响定常波的目的：在基本流的调整方面，由于加热产生的风场的显著变化局限于加热区附近，不能直接加到基本流之上，将通过加入非线性平流项来部分实现基本流的自调整，方程中其他涉及基本流的项则保持定常；在静力稳定度的调整方面，事先给定一个考虑热源影响的稳定的层结分布，并让其在积分过程中保持不变，避免计算不稳定发生。

5.1 静力稳定度的自调整作用

热源区静力稳定度随着加热的持续作用不断减小，由于它处于分母上，对强迫项有一个放大作用。图9是由垂直方向上按正弦函数变化的热源强迫的扰动温度（单位：K）求得的静力稳定度沿20°N的垂向剖面。发现有两个小值区，一个位于热源东侧2 km附近，另一个位于热源中心西侧7 km左右，东侧的小值区基本上处于热源区以外，对位涡强迫没有影响。参考该静力稳定度的变化，给出了按下面（11）式变化的理想静力稳定度的空间分布，其最小值中心位于热源西部75°E、7 km处（图10a），在经向上无变化，其他地方均取常数值。

$$N^2(x,y,z)=\begin{cases}3\times10^{-4}-2.9\times10^{-4}\cos\left(\dfrac{x-75}{80}\pi\right)\sin\left(\dfrac{z}{14}\pi\right)\\ 60°\mathrm{E}\leqslant x\leqslant 110°\mathrm{E},\ 9°\mathrm{N}\leqslant y\leqslant 31°\mathrm{N},\ 1\leqslant z\leqslant 8\ \mathrm{km}\\ 3\times10^{-4}\qquad\text{其它地区}\end{cases}\tag{11}$$

为了清楚地显示静力稳定度随加热的减小对位涡强迫的放大作用进而影响环流场，在后面的试验中仅考虑强迫项中静力稳定度的变化，方程其他项中仍保持常数，而且强迫项中略去$-\varepsilon Q/H$，仅取$\varepsilon\partial Q/\partial z$一项。此时，在静力稳定度的作用下，低层位涡强迫由地面（图略）抬升到了7 km左右（图10b）。这里我们把基本流取亚洲季风区纬向平均纬向风场且使用理想静力稳定度的试验记为U1，而把与之相对应的相同风场、但静力稳定度取常数

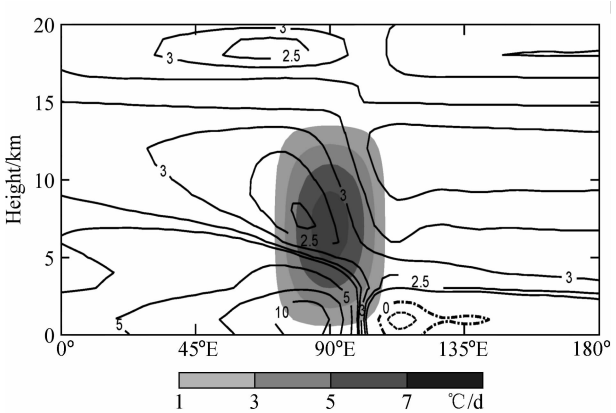


图9 基本流为季风区的背景风场时加热强迫的静力稳定度沿20°N的垂直剖面（单位：10^{-4} s^{-2}）。阴影同图2

Fig. 9 Vertical cross section at 20°N of static stability (10^{-4} s^{-2}) forced by heating with basic flow over the Asia monsoon area. The shaded region is the same as Fig. 2

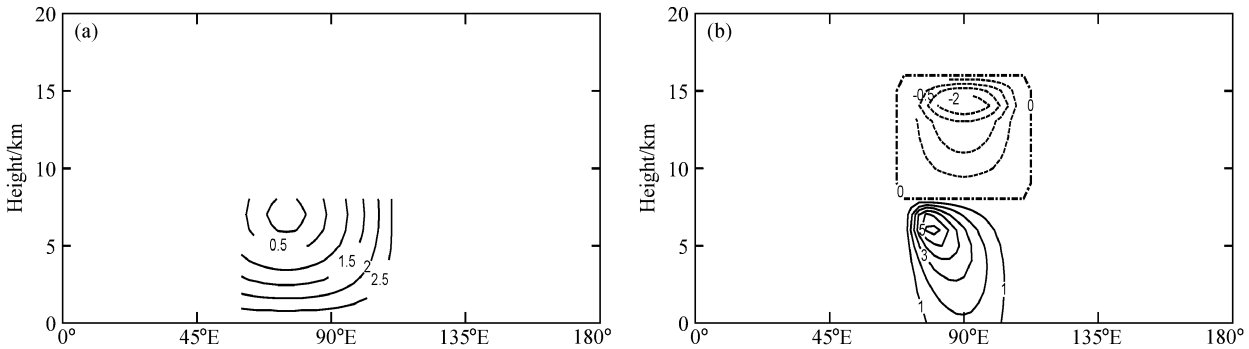


图10 给定的（a）理想静力稳定度（单位：10^{-4} s^{-2}）及相应的（b）位涡强迫（$\varepsilon\partial Q/\partial z$，单位：$10^{-10}$ s^{-2}）沿20°N的分布

Fig. 10 Vertical distributions of (a) the idealized static stability (10^{-4} s^{-2}) and (b) the corresponding potential vorticity forcing ($\varepsilon\partial Q/\partial z$, units: 10^{-10} s^{-2}) at 20°N

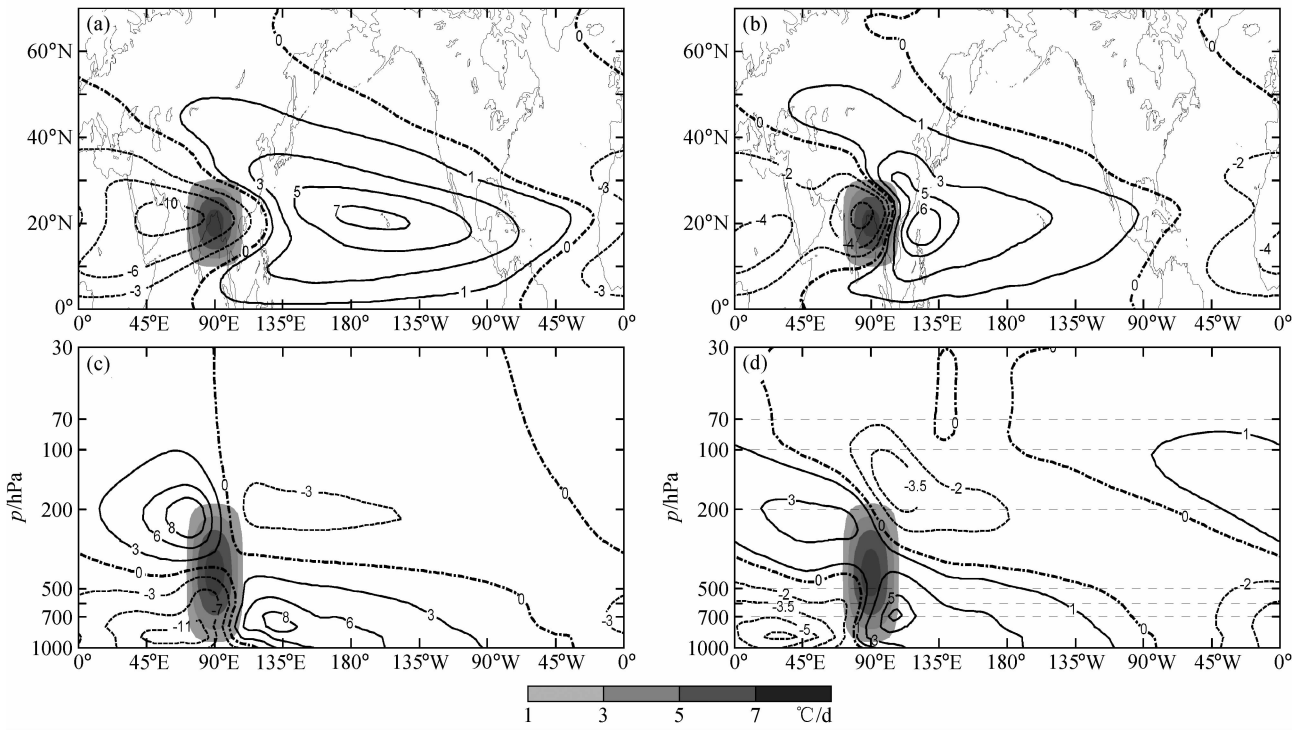


图 11　U2 试验第 40 天准地转流函数的空间分布（单位：10^6 m^2/s）：(a) 地面；(b) 5 km；(c) 25°N；(d) 32°N

Fig. 11　Spatial distributions of quasigeostrophic streamfunction (10^6 m^2/s) at day 40 for U2 at (a) the surface, (b) 5 km, (c) 25°N, and (d) 32°N

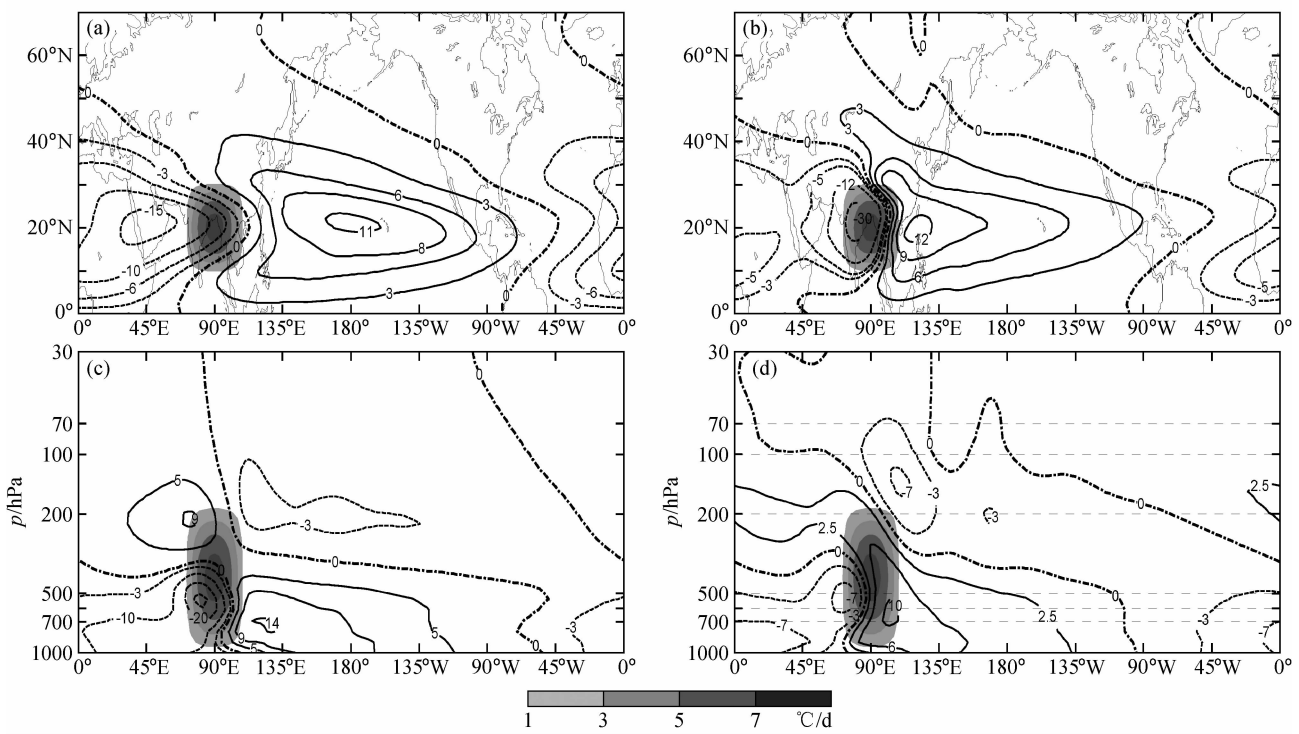


图 12　同图 11，但为 U1 试验

Fig. 12　Same as Fig. 11, but for U1

时的试验记为 U2。

图 11 是 U2 试验积分到第 40 天的结果，可以看出，在季风背景场的作用下，地面反气旋中心位于中太平洋上（图 11a），中层反气旋中心处于 135°E 以西的西太平洋上空（图 11b），强度略小于洋面副高。在垂直结构上，中低层高压系统中心位于 700 hPa 左右（图 11c、d）。

图 12 是 U1 试验积分到第 40 天的结果，与 U2 试验（图 11）相比，中、低层反气旋的形状和位置没有变化（图 12a、b），但振幅明显增大，且中层反气旋（图 12b）略强于地面反气旋（图 12a），这说明加热引起的静力稳定度的减小确实对西太平洋中层反气旋的增强有一定的作用。从垂直剖面图来看（图 12c、d），静力稳定度的减小对低层气旋的影响较大，使其中心显著抬升；对反气旋中心位置的影响较小，在热源北边界（32°N）反气旋中心略有抬高，接近 600 hPa（图 12d），而在其以南的 25°N 处，仍位于接近 700 hPa 的高度上（图 12c）。可见，静力稳定度随加热的减小对中层反气旋的增强有一定的影响，但其放大作用对抬升低层反气旋中心的影响不显著。

5.2 基本流的自调整作用

为考察加热引起的风场的改变对副热带环流的影响，本节在线性模式中加入非线性平流项、部分实现基本流的自调整。在试验 U1 和 U2 的基础上，把加入非线性平流项之后的试验分别称为 U3 和 U4。

图 13 是试验 U4 积分到第 40 天准地转流函数的空间分布。由水平分布图（图 13a、b）可以看出，当静力稳定度为常数、仅考虑非线性项的作用后，中、低层气旋和反气旋的形状改变较大，而且中层环流中心位置明显偏北。由垂直剖面图（图 13c、d）发现，低层高压中心并没有抬升，反而降低了。由此可见，考虑基本流的自调整可以改变气旋和反气旋的形状；可以使环流中心北偏；也可以较大地影响低层高压中心所在的高度。

图 14 是试验 U3 积分到第 40 天的结果。图 14 清楚地显示出中、低层气旋和反气旋中心位置的北偏现象（图 14a、b），尤其是在中层，与 GCM 的结果（刘屹岷等，1999；Liu et al.，2001）很相似，而且强度明显大于地面反气旋。由其垂直结构发现（图 14c、d），尽管在 25°N 中低层高压中心变化不大，仍位于 700 hPa（图 14c），但在热源北侧的 32°N 高压中心明显抬升（图 14d），接近 500 hPa。可见，只有综合考虑静力稳定度和基本流的调整变化时，可以使潜热激发的低层反气旋中心明显抬升

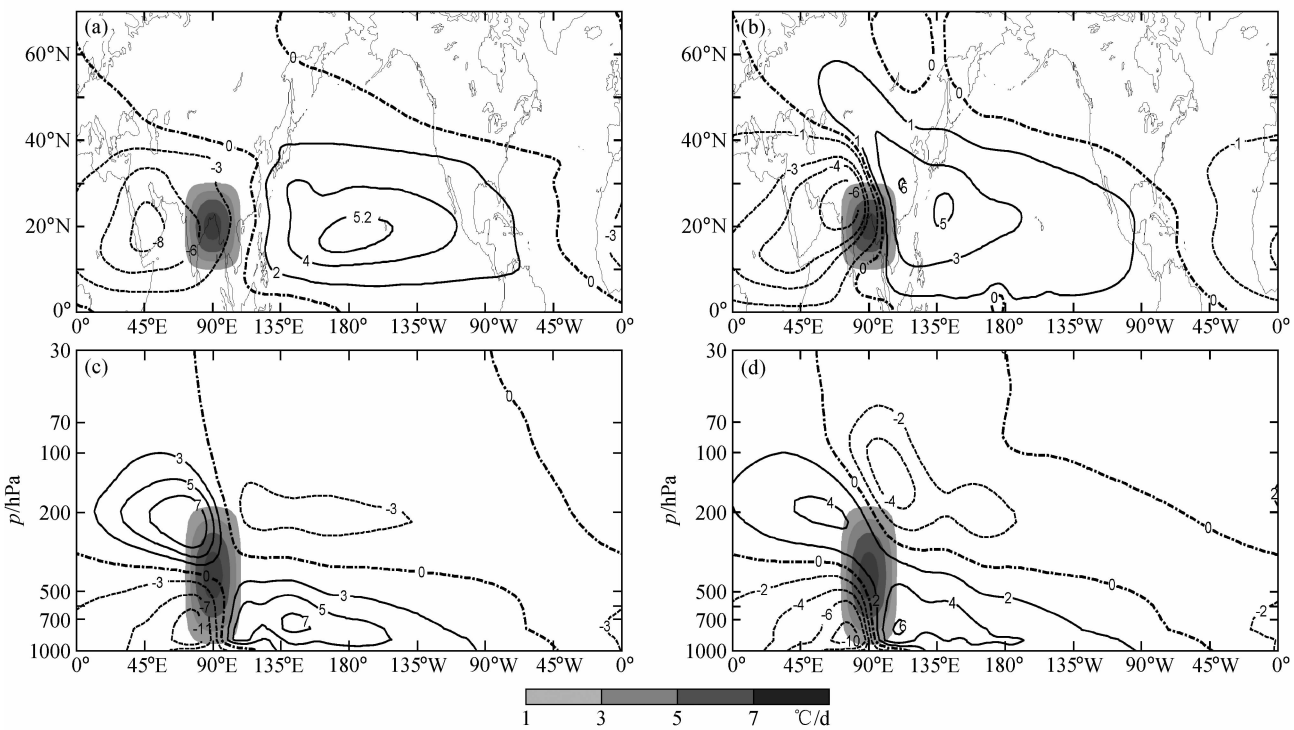


图 13 同图 11，但为 U4 试验

Fig. 13 Same as Fig. 11, but for U4

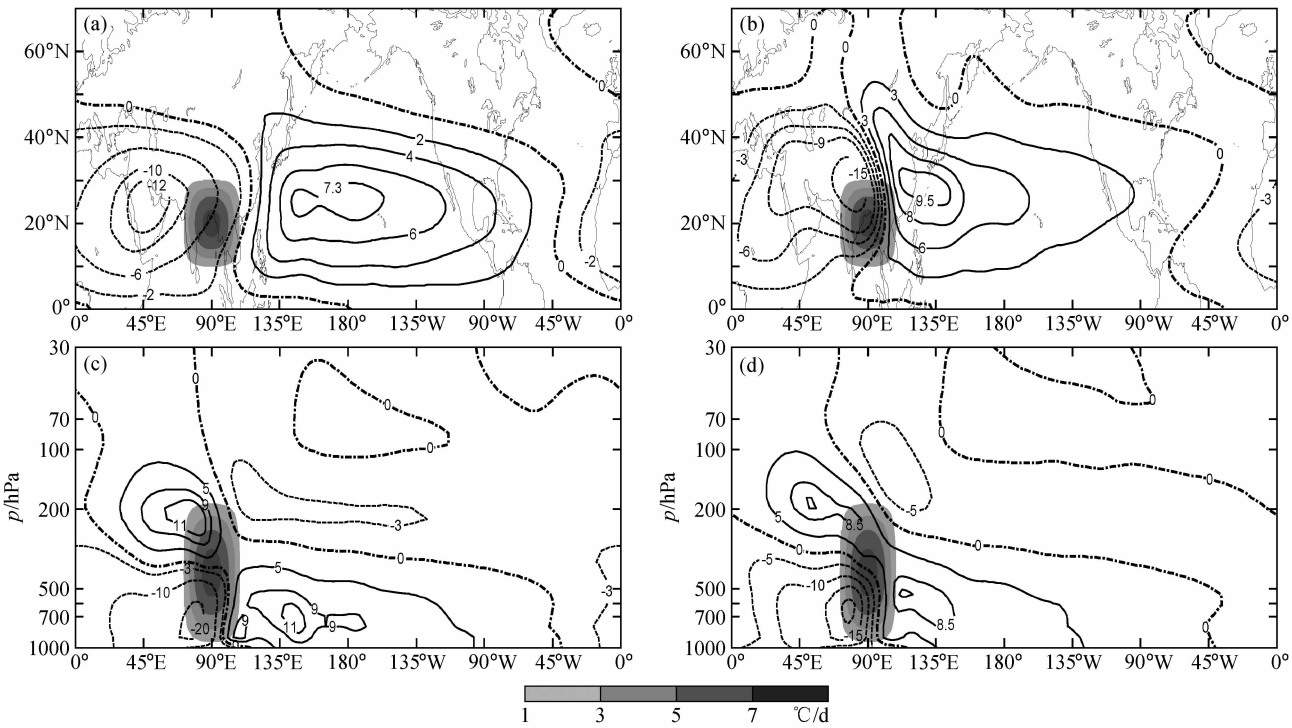


图 14　同图 11，但为 U3 试验

Fig. 14　Same as Fig. 11, but for U3

至 500 hPa 附近，接近 GCM 的模拟结果。

6　结论与讨论

在第 I 部分（Zhang et al., 2009）的基础上，本文着重分析了潜热激发的高、低压系统中心位于热源北侧的影响因子，剖析基本流影响低层环流的根本原因，并且通过改变静力稳定度和引进非线性订正项证实了加热引起的基本流和静力稳定度的自调整过程对潜热激发的环流结构有重要影响。主要结论如下：

潜热激发的副热带环流中心位置偏向热源的北侧，这一现象主要由以下四个因素决定：首先是 β 效应和 f 效应，使同样的加热源在高纬度的作用放大，当取 β 平面近似时，β 和 f 均为常数，则 β 效应和 f 效应不起作用；第二，基本流在经向和垂直方向的二阶切变是高、低压系统中心北偏的重要原因，而且加热对背景风场的改变显著影响着定常波中心位置所在的纬度；第三，西风时定常波的振幅强于东风，且在弱西风时达到最强，东、西风基本流作用的这种“非对称性”对高、低压中心向高纬移动有一定的影响；第四，西风时定常波向上传播，振幅随高度增大，东风时被截获，振幅显著减小，垂直结构的差异使得大值中心偏向西风基本流一侧。在夏季实际基本流的作用下，由于平流层东风的影响，潜热强迫的定常波在垂直方向上均表现为东风特征，此时该因素不起作用。

在边界条件的约束下，下边界上基本流的垂直切变对低层气旋和反气旋中心的位置有着极为重要的影响，当基本流的垂直切变为零或者当风速随高度减小时，低层气旋和反气旋中心位于地面上；当风速随高度增大时，低层气旋和反气旋中心抬升离开地面。

最后，本文的研究发现，在传统的线性准地转模式中，由于下边界条件对基本流的约束，同时由于缺乏静力稳定度和基本流的自调整机制，潜热加热激发的低层反气旋中心位于洋面上，由此得到的“季风潜热加热是洋面副高形成的根本原因”这一结论是值得商榷的。这里的研究表明，热源区附近静力稳定度自调整过程和基本流对热源的反馈机制非常重要，正是它们对解的修正使得低层反气旋中心继续抬升至中层，证实了中低层西太平洋副高中心的形成受到季风潜热加热的重要影响，但地面副

高中心并非由潜热加热所激发。关于地面副高形成的问题，我们将另文进行研究。

参考文献（References）

Asselin R. 1972. Frequency filter for time integrations [J]. Mon. Wea. Rev., 100 (6): 487－490.

Chen P. 2001. Thermally forced stationary waves in a quasigeostrophic system [J]. J. Atmos. Sci., 58 (12): 1585－1594.

Chen P, Hoerling M P, Dole R M. 2001. The origin of the subtropical anticyclones [J]. J. Atmos. Sci., 58 (13): 1827－1835.

Holton J R. 2004. An Introduction to Dynamic Meteorology [M]. Academic Press, 251－254.

Hoskins B J, Karoly D J. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing [J]. J. Atmos. Sci., 38: 1179－1196.

刘屹岷，吴国雄，刘辉，等. 1999. 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 [J]. 气象学报，57 (5): 525－538. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. 1999. 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 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (5): 525－538.

Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. 2001. Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere [J]. Climate Dyn., 17 (4): 327－338.

Shapiro R. 1970. Smoothing, filtering, and boundary effects [J]. Rev. Geophys., 8 (2): 359－387.

Smagorinsky J. 1953. The dynamical influence of large scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motons of the atmosphere [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 79: 342－366.

Wang T A, Lin Y L, Semazzi H F M, et al. 1996. Response of a stably stratified atmosphere to large-scale diabatic forcing with applications to wind patters in Brazil and the Sahel [J]. J. Geophys. Res., 101 (D3): 7049－7073.

吴国雄，刘还珠. 1999a. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展 [J]. 气象学报，57 (1): 1－15. Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. 1999. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (1): 1－15.

吴国雄，刘屹岷，刘平. 1999b. 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 [J]. 气象学报，57 (3): 257－263. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Ping. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of Subtropical High. Part I: Scale analysis [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57 (3): 257－263.

张亚妮，刘屹岷，吴国雄. 2009. 线性准地转模型中副热带环流对潜热加热的定常响应 I. 基本性质及特征分析 [J]. 大气科学，33 (4): 868－878. Zhang Yani, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2009. Stationary response of the subtropical circulation to latent heating in a linear quasigeostrophic model. Part I: Basic quality and characteristic analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (4): 868－878.