

定常条件下感热和地形影响的 Rossby 波^{*}

段安民 吴国雄 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(LASG), 北京, 100029

摘 要

通过非绝热准地转线性模式中引入波动形式解,并确定适当的定解条件,用正交模方法求得了感热波的波动解。结果表明由于感热加热集中于近地层附近,其波动解具有与山脉波类似的波动垂直结构,波动等位相线随高度向西倾斜,波动能量向上传播。对 NCEP/NCAR 资料的分析验证了理论推导结果的合理性。大尺度大气定常波随纬度和季节有明显变化。热带地区定常波主要受潜热加热影响,副热带地区大气波动常表现为地形、潜热和感热加热的综合效应,而中纬度地区大气定常波则主要由地形和感热加热决定。

关键词: 定常波,感热加热,东亚,地形。

1 引 言

波与基本气流是大气中存在的最基本的两种现象。基本气流上叠加有各种不同时空尺度的波动,波与流之间不断有能量的转换,存在着明显的波流相互作用,导致了千变万化的天气现象。山脉和热源是产生大尺度大气波动的两种基本能源,当气流流经山脉上空时,会激发出静止的地形波。Wu^[1]曾对山脉波理论做了系统总结,指出在正压或相当正压大气中,若不考虑摩擦作用,短波与地形同位相,长波与地形反位相。加入摩擦效应后,地表起伏造成的上升和下沉运动被 Ekman 摩擦层的抽吸作用所补偿,因此无论山脉尺度如何,近地面层唯一可能的扰动型是在山脉的上游一侧形成反气旋,下游一侧形成气旋。对斜压大气,小尺度山脉波的波动解在垂直方向迅速衰减,流函数与山脉同位相,并随高度指数递减。对于大尺度的山脉波,当 Charney-Drazin^[2]判据得到满足时,反气旋位于山脉迎风坡,并与地表上升运动同位相。此时将产生向西的山脉力矩和向上的波能通量。而且温度槽落后于流函数四分之一位相,波动随高度西倾,热量向极地传播。事实上,全球副热带和中纬度地区冬季自由大气的

基本环流型可被视为是纬向平均的西风基流和大尺度地形(青藏高原、落基山脉和安第斯山脉等)非线性相互作用的结果^[3]。

从 20 世纪 50 年代起就有一些理论研究陆续指出,类似于地形的机械强迫效应,大尺度热源同样能激发出行星尺度的大气定常波动^[4-6],这类波动可定义为热力波。Egger^[7]利用一个原始方程组构造的两层模式模拟了北半球 7 月行星尺度驻波的特征,结果发现与冬季的情况不同,夏季副热带地区行星尺度的定常波的主要强迫因子不是地形,而是大范围的凝结潜热加热。Rodwell 和 Hoskins^[8]的数值模拟研究则表明季风加热激发和维持了全球副热带地区对流层低层的夏季环流型和气候格局。除了大陆东部季风降水产生的凝结潜热释放以外,在夏季北美洲和南美洲大陆西部以及亚洲腹地的副热带和中纬度地区,平均强度超过 100 W/m^2 的感热加热在抵消长波辐射冷却效应后,仍使得这些地区上空的气柱表现为大气热源(图 1),从而激发出大尺度的大气波动及相应的能量输送异常。非绝热加热对夏季副热带和中纬度地区的大尺度环流型的形成和维持起着主导作用,但在以往的大气波动理论中却很少考虑。最近 Chen^[8]推导了定常线性准地转模

^{*} 初稿时间:2005 年 4 月 6 日;修改稿时间:2006 年 3 月 15 日。

资助课题:国家自然科学基金项目(40405016,40475027,40135020)。

作者简介:段安民,男,1973 年生,助理研究员。主要从事青藏高原气象和气候动力学研究。E-mail: amduan@lasg.iap.ac.cn.

式中非绝热加热的波动解,提出可将非绝热加热视为“等效地形”,通过比较它与实际地形的高度来定量分析热源和地形在大气定常波的相对重要程度。

本文则重点讨论感热加热激发出的大气波动及相应的能量传播特征,并通过对 NCEP 资料的分析来说明大尺度热源在大气定常波重要的作用。

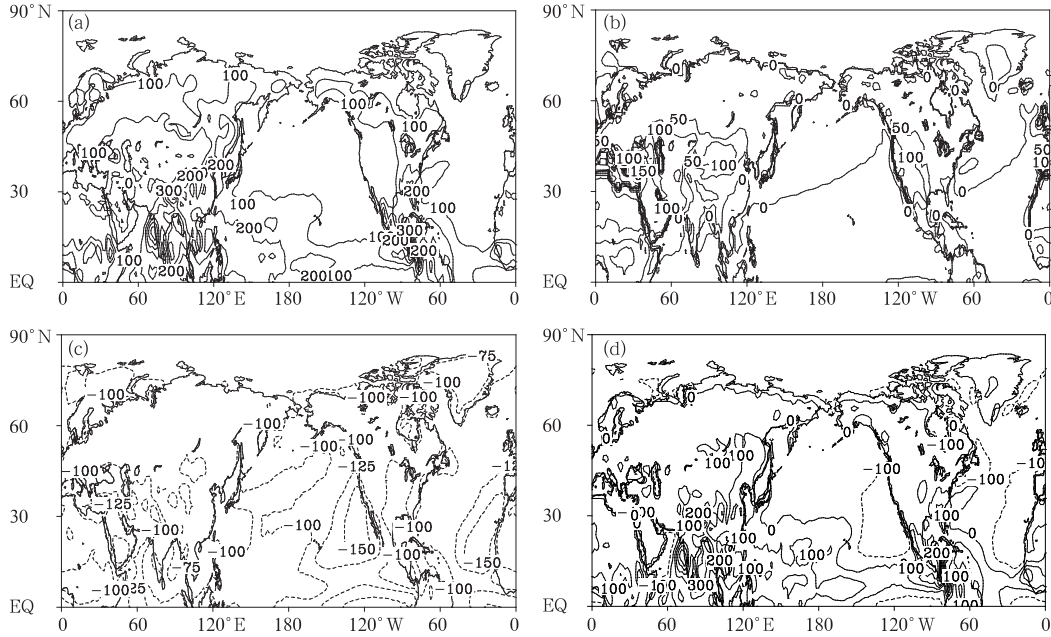


图 1 气候平均的 7 月北半球(a)潜热,(b)感热,(c)辐射冷却和(d)总非绝热加热(单位:W/m²)

Fig. 1 July mean (a) latent heating, (b) sensible heating, (c) radiation cooling, and (d) total diabatic heating in the Northern Hemisphere in units of W/m²

2 感热波及其能量传播特征

根据文献[1]和[2],不考虑瞬变涡旋的输送和摩擦作用,准地转框架下加入非绝热因子的准定常线性化的热力学方程和涡度方程可表示为

$$U \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{N^2}{f_0} w = Q \quad (1)$$

$$U \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi + \beta \frac{\partial \Psi}{\partial x} = f_0 \left(\frac{\partial}{\partial z} - \frac{1}{H} \right) w \quad (2)$$

其中 U 表示纬向平均气流, ψ 为流函数, N^2 为静力稳定度参数, f_0 是 Coriolis 参数在坐标原点的值, Q 代表非绝热加热项, H 为平均均质大气高度, x 和 z 分别为纬向和垂直方向坐标, $\frac{\partial}{\partial x}$ 与 $\frac{\partial}{\partial z}$ 分别代表纬向和垂直方向的微分。

假定 U 和 N^2 为常数,由式(1)导出垂直风速的表达式并将其代入式(2)可得

$$U \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{f_0^2}{N^2} \left[\frac{\partial Q}{\partial z} - U \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \right) \right] - \frac{f_0^2}{HN^2} \left[Q - U \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right] \quad (3)$$

式中 β 为 f 的经向导数,即 Rossby 参数。设方程有波动形式解

$$\psi = \tilde{\psi} \cdot e^{i(kx + ly)} \quad (4)$$

上式中 k, l 分别为纬向和经向波数。则

$$\nabla^2 \psi = -(k^2 + l^2) \psi \quad (5)$$

因此对式(3)求 x 方向积分并代入式(5)可得

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} - \frac{1}{H} \frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{N^2}{f_0^2} \left[\frac{\beta}{U} - (k^2 + l^2) \right] \psi = \frac{1}{U} \int \left(\frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{Q}{H} \right) dx \quad (6)$$

令

$$\phi = \left[\frac{\rho}{\rho_0} \right]^{1/2} \psi = e^{-z/2H} \psi \quad (7)$$

则

$$\begin{cases} \phi_z = e^{-z/2H} \left(\psi_z - \frac{\psi}{2H} \right) \\ \phi_{zz} = e^{-z/2H} \left(\psi_{zz} - \frac{\psi_z}{2H} + \frac{\psi}{4H^2} \right) \end{cases} \quad (8)$$

式(6)两边乘以 $e^{-z/2H}$, 将式(7), (8)代入可得标准形式的包含非绝热因子的波动方程

$$\phi_{zz} + n^2 \phi = \frac{1}{U} e^{-z/2H} \int \left(\frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{Q}{H} \right) dx \quad (9)$$

其中

$$n^2 = \frac{N^2}{f_0^2} \left[\frac{\beta}{U} - (k^2 + l^2) \right] - \frac{1}{4H^2} \quad (10)$$

令感热加热表达式为

$$Q = Q_0 e^{-\mu z} \cos ly \cos(kx + \lambda) \quad (11)$$

即感热加热随高度呈指数递减。在 $z=0$ 处有

$$Q(x, y, 0) = Q(x, y, 0) \cos ly \cos(kx + \lambda) \quad (12)$$

设线性化的下边界条件为

$$w = U \frac{\partial h}{\partial x}, \quad z = 0 \quad (13)$$

其中 h 为地形高度, $h = h_m \cos kx \cos ly$, 热力学方程式(1)可写为

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{N^2}{f_0} h = \int_0^x \frac{Q(x, y, 0)}{U_0 k} dx, \quad z = 0 \quad (14)$$

利用式(8)则感热加热定解问题的方程组可表示为

$$\begin{cases} \Phi_{zz} + n^2 \Phi = -\frac{\mu + \frac{1}{H}}{Uk} Q(x, y, 0) e^{-(\mu+1/2H)z} \cos ly \sin(kx + \lambda) \\ \Phi_z + \frac{1}{2H} \Phi = -\frac{N^2}{f_0} h + \frac{Q(x, y, 0)}{U_0 k} \cos ly \sin(kx + \lambda) \\ z = 0 \end{cases} \quad (15)$$

令方程的一个特解为

$$\Phi^* = a e^{-(\mu+1/2H)z} \cos ly \sin(kx + \lambda) \quad (16)$$

则

$$\Phi_z^* = -(\mu + 1/2H) \Phi^* \quad (17)$$

$$\Phi_{zz}^* = -(\mu + 1/2H)^2 \Phi^* \quad (18)$$

$$\begin{aligned} \Phi_{zz}^* + n^2 \Phi^* &= [(\mu + 1/2H)^2 + n^2] \cdot \\ & a e^{-(\mu+1/2H)z} \cos ly \sin(kx + \lambda) = \\ & -\frac{(\mu + 1/2H) Q_0}{Uk} e^{-(\mu+1/2H)z} \cos ly \sin(kx + \lambda) \end{aligned} \quad (19)$$

$$a = -\frac{(\mu + 1/2H) Q(x, y, 0)}{Uk [(\mu + 1/2H)^2 + n^2]} \quad (20)$$

略去 $\cos ly$, 方程组(15)第1式的通解为

$$\Phi = \text{Re}[\hat{\Phi}(z) e^{ikx}] + a e^{-(\mu+1/2H)z} \sin(kx + \lambda) \quad (21)$$

$$\begin{aligned} \Phi &= [\tilde{A}_r \cos(kx + nz) - \tilde{A}_i \sin(kx + nz)] + \\ & a e^{-(\mu+1/2H)z} \sin(kx + \lambda) \end{aligned} \quad (22)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Phi}{\partial z} &= -n \tilde{A}_r \sin(kx + nz) - n \tilde{A}_i \cos(kx + nz) - \\ & a(\mu + 1/2H) e^{-(\mu+1/2H)z} \sin(kx + \lambda) \end{aligned} \quad (23)$$

由(15)第2式可得

$$\begin{cases} \left[-n \tilde{A}_r - \frac{\tilde{A}_i}{2H} - \left(\mu + \frac{Q(x, y, 0)}{U_0} \right) \cos \lambda \right] \cdot \\ \sin kx + \left[\frac{1}{2H} \tilde{A}_r - n \tilde{A}_i + \frac{N^2}{f} h_m - \right. \\ \left. \left(\mu + \frac{Q(x, y, 0)}{U_0 k} \right) \sin \lambda \right] \cos kx = 0 \\ \left(\frac{1}{2H} \tilde{A}_r - n \tilde{A}_i \right) \cos kx = \frac{N^2}{f_0} h_m \cos kx \end{cases} \quad (24)$$

比较以上两式中 $\sin, \cos$ 的系数可得

$$\begin{aligned} \tilde{A}_r &= -\frac{N^2 h_m}{f_0 2H} \frac{1}{\Delta} + \frac{F}{\Delta} \left(\frac{1}{2H} \sin \lambda - n \cos \lambda \right) = \\ A_r + \frac{F}{\Delta} \left(\frac{\sin \lambda}{2H} - n \cos \lambda \right) \end{aligned} \quad (25)$$

$$\begin{aligned} \tilde{A}_i &= \frac{N^2}{f_0} n h_m \frac{1}{\Delta} - \frac{F}{\Delta} (n \sin \lambda + \frac{1}{2H} \cos \lambda) = \\ A_i - \frac{F}{\Delta} (n \sin \lambda + \frac{1}{2H} \cos \lambda) \end{aligned} \quad (26)$$

其中 $\Delta = n^2 + \frac{1}{4H^2}$, $F = a\mu + \frac{Q(x, y, 0)}{U_0 h_m}$, 代入式(22)并利用式(8)得

$$\begin{aligned} \psi &= -\frac{f_0 h_m}{\frac{\beta}{U} - (k^2 + l^2)} e^{z/2H} \cos ly \left[\frac{1}{2H} \cos(kx + nz) + \right. \\ & n \sin(kx + nz) \left. \right] + \frac{f_0}{N^2} \frac{a\mu + Q/U_0 k}{\frac{\beta}{U} - (k^2 + l^2)} e^{z/2H} \cos ly \left[\left(\frac{1}{2H} \sin \lambda - \right. \right. \\ & n \cos \lambda \left. \right) \cos(kx + nz) + \left(n \sin \lambda + \frac{1}{2H} \cos \lambda \right) \sin(kx + nz) \left. \right] + \\ & a e^{-\mu z} \sin(kx + \lambda) \cos ly = \psi_h + \psi_{\text{sur}} + \psi_{\text{diff}} \end{aligned} \quad (27)$$

上式表明包含感热加热的地形波由3部分组成。其中 ψ_h 表示地形波; ψ_{sur} 表示地面感热加热波; ψ_{diff} 表示扩散加热波。

$$\begin{aligned} \psi_{\text{bro}} &= -\frac{f_0 h_m}{\frac{\beta}{U} - (k^2 + l^2)} e^{z/2H} \cos ly \cdot \\ & \left[\frac{1}{2H} \cos(kx + nz) + n \sin(kx + nz) \right] \end{aligned} \quad (28)$$

$$\begin{aligned} \psi_{\text{sur}} &= \frac{f_0}{N^2} \frac{aU + Q(x, y, 0)/U_0 k}{\frac{\beta}{U} - (k^2 + l^2)} e^{z/2H} \cos ly \cdot \\ & \left[\left(\frac{1}{2H} \sin \lambda - n \cos \lambda \right) \cos(kx + nz) \right] \end{aligned} \quad (29)$$

$$\begin{aligned} \psi_{\text{diff}} &= \left(n \sin \lambda + \frac{1}{2H} \cos \lambda \right) \sin(kx + nz) + \\ & a e^{-\mu z} \sin(kx + \lambda) \cos ly \end{aligned} \quad (30)$$

不难看出,考虑感热加热的地形波由感热波和地形波叠加构成。其中 ϕ_{oro} 表示地形波, ϕ_{sur} 和 ϕ_{diff} 分别表示感热波的表面感热加热和扩散加热部分。关于地形波 ϕ_{oro} 的波动及能量传播特征, $Wu^{[1]}$ 已做了详细讨论。从式(30)中可见扩散加热波 ϕ_{diff} 随高度指数衰减,并且只有垂直方向的波能通量,经向方向无动量输送。表面感热波 ϕ_{sur} 波动等位相线随高度西倾,当基流为西风($U>0$)并且静力稳定度参数为正($N^2>0$)时,伴有向极地的热量输送($v \frac{\partial \psi}{\partial z} > 0$)。

3 实际大气中的大尺度定常波动特征

为说明实际大气中的波动特征。这里以东亚地区为例,通过观测资料给出不同季节,不同纬度的大气定常波及与之相联系的气候特征。

3.1 副热带

图2是1980—1999年平均的沿30°N不同季节降水(各图的上半部分)以及由纬向风速偏差和垂直

速度偏差构造矢量表示的大气定常波动的高度-纬向剖面。从中可以看出,冬季(1月份)副热带地区大气环流主要表现为地形与纬向基本气流的相互作用,对流活动微弱(上升运动仅限于400 hPa以下),平均降水量明显小于其他季节。山脉波造成迎风坡为降水峰值区,背风坡为降水谷值区。亚洲大陆上空主要的大气波动中心分别位于青藏高原西侧和中国东部地区。在40°—160°E共120个经距的范围对流层中高层约有2个大气定常波波长,由此估算整个纬圈有6个左右的定常波,这与1月30°N定常

Rossby 纬向波数($m_s = \sqrt{\frac{\beta}{U}} a \cos \varphi$)一致(图略)。

另外,从图中还可看出大气定常波的波动随高度西倾,对应波能向上输送,这是典型的大尺度山脉波的特征;4月份高原迎风坡一侧降水和上升运动中心位置无明显变化,波动特征也与1月份相似,说明山脉波仍是这里的基本特征。但高原东南部和东部沿海地区上空波动随高度东倾,波动最大振幅位于

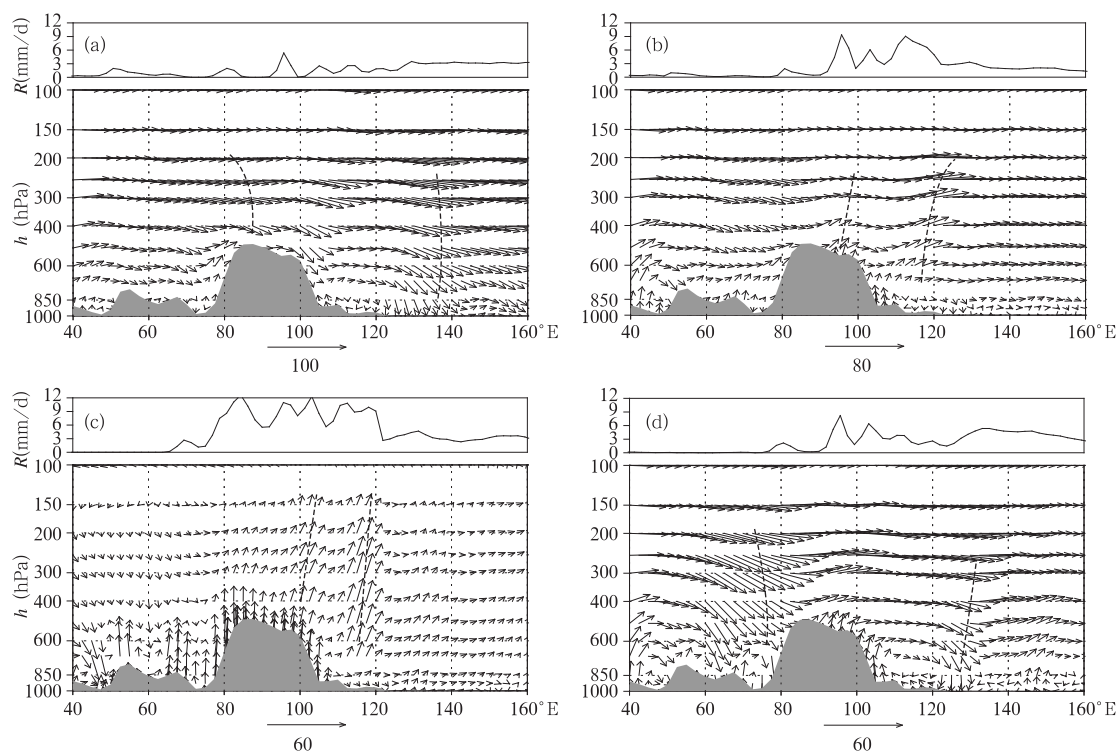


图2 气候平均的沿30°N亚洲和西太平洋地区降水(上图,单位:mm/d)以及由纬向风速偏差 u^* (单位:m/s) 和垂直速度偏差 ω^* (单位:Pa/s) 构造矢量(u^* ; $-300 \times \omega^*$, 下图)表示的大气定常波动的高度-纬向剖面 (a. 1月, b. 4月, c. 7月, d. 10月; 图中粗虚线代表定常波垂直方向的等位相线, 阴影部分代表地形高度)

Fig. 2 Latitude-height cross sections of the climate mean precipitation (top panel in each figure) and the atmospheric steady wave (lower panel in each figure) denoted by an artificial vector of (u^* ; $-300 \times \omega^*$) along 30°N, in which u^* (unit: m/s) and ω^* (unit: Pa/s) represent the deviations to the zonal mean of the zonal wind speed and vertical velocity, respectively (a. January, b. April, c. July, d. October; Thick dashed lines denote the phase-lines for steady waves and dashed areas is orography)

对流层中高层。这显然与降水产生的潜热释放有关,在相应的降水场中此地为降水纬向分布的峰值区。关于潜热波的波动解还有待进一步研究;7 月副热带地区西风气流明显减弱,中低空水平气流以经向运动为主,因此定常 Rossby 纬向波数明显增加。伴随季风活动,夏季大陆东部副热带地区有一年当中最充沛的降水,平均每天 9 mm 左右的降水量约相当于 130 W/m^2 的加热强度,因而大气定常波主要由潜热加热激发。另外,沿 30°N 亚洲地区有 3 个大气波动中心,分别位于青藏高原迎风坡一侧 85°E 附近、高原东南部 105°E 附近和长江中下游地区 115°E 附近。

特别需要指出的是,高原上空地形波和感热波的影响十分重要,这表现在以下两方面:(1) 不同于长江中下游地区,高原上空最强的上升运动不在对流层中高层,而是位于近地层附近,并且波动在近地层并不向东倾斜,反映了感热波的重要性;(2) 尽管总体而言夏季副热带地区雨量普遍增加,但降水纬向分布仍呈明显的波动特征,并且同其他季节一样,山脉迎风坡一侧总是对应降水峰值区,而山脉背风坡多为降水谷值区。这说明作为波动外源强迫项的地形和大尺度非绝热加热的共同作用决定了夏季亚洲副热带地区大气定常波的特征和局地气候定常

态。10 月份副热带地区波动特征与 1 月份相似,但高原西侧波动振幅明显强于 1 月,而高原下游地区波动振幅却较 1 月弱。因此,副热带地区大尺度大气定常波在冬季主要表现为地形波,夏季则常由潜热加热、感热加热和地形共同决定。在过渡季节(4 和 10 月),热力波在大陆东部及其附近洋面上空也很明显,但纬向地理位置略有变化。

3.2 其他纬带

冬季热带地区中高空是较弱的西风气流,夏季这里的对流层中高层分别受副热带高压带和南亚高压南侧的东风气流控制。由于冬、夏季风循环,亚洲热带地区近地层冬季受东风气流控制,夏季受西风气流控制。根据经典的大气波动理论,准地转 Rossby 波不能在东风带中传播^[2],因此夏季热带地区不存在传统意义绝热条件下的大尺度大气波动。但是,正如 Gill^[6] 的研究结果指出的那样,热带环流的基本特征是由大范围的加热通过激发 Rossby 波和 Kelvin 波决定的。亚洲热带地区没有明显的山脉,再加之纬向基流甚弱,因此不存在象副热带和中纬度地区那样大尺度的山脉波。但从图 3 中可以看出,印度半岛和中南半岛的地形对 7 月亚洲热带地区的降水同样有着显著的影响。夏季热带低空西风气流穿越印度半岛和中南半岛时被地形抬升,造成

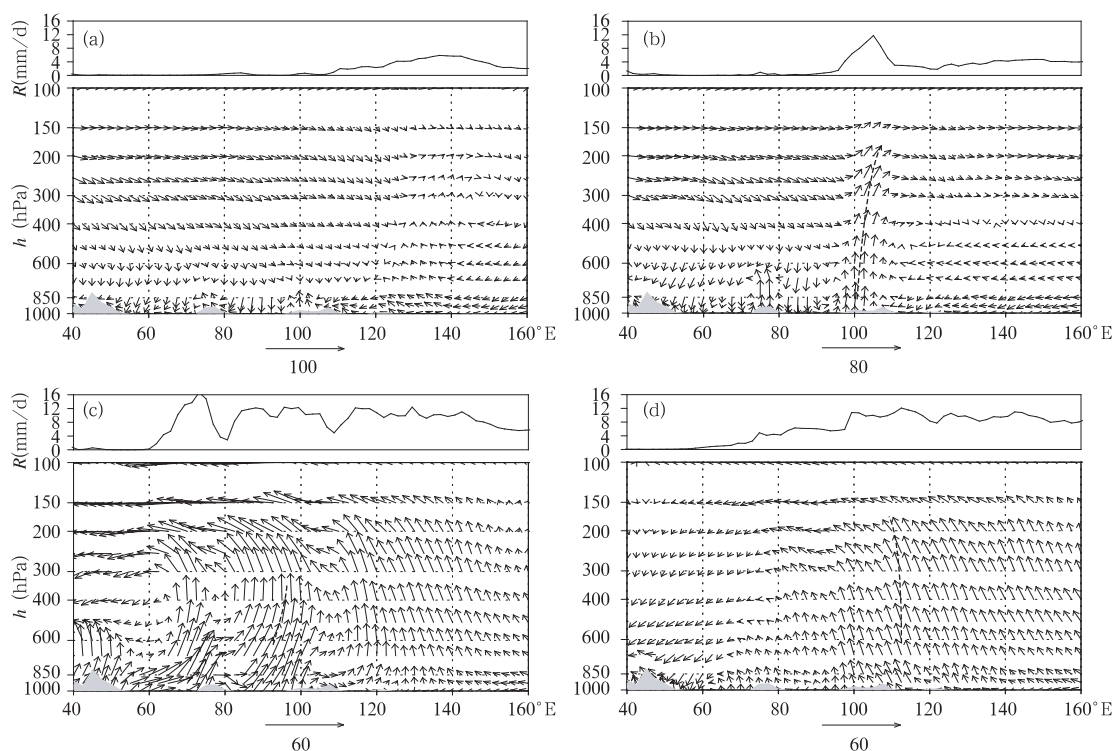


图 3 气候平均的沿 15°N 亚洲和西太平洋和大气定常波的高度-纬向剖面(其他说明同图 2)

Fig. 3 Same as Fig. 2 but along 15°N

印度半岛和中南半岛西侧是同纬度降水峰值区,而地形东侧是降水谷值区。亚洲热带地区也有感热波存在。例如 4 月印度半岛近地层有明显的大气波动,等位相线向西倾斜。对应在加热场上有较强的感热加热(图略)。

从图 4 可见,亚洲中纬度地区(沿 45°N)地势相对副热带地区平缓,山脉对气流的扰动限于较低的层次。冬季(1 月)和过渡季节(4 和 10 月)中纬度地区大气波动以山脉波为主,降水纬向分布明显受到

地形的影响,同副热带地区的情形一样,降水峰值区位于山脉迎风坡一侧。较为特殊的是 90°E 附近的准噶尔盆地地区,这里位于两个山峰之间,正好是上游山脉波的波谷,受气流过山后的下沉运动影响,此处的上升运动明显较高原西侧迎风坡(78°E 附近)弱,因此降水也少得多。夏季东亚中纬度靠近海洋的地区有较强的对流活动,这里的波动等位相线随高度东倾,最大振幅位于对流层中高层,可能与降水造成的潜热释放有关。

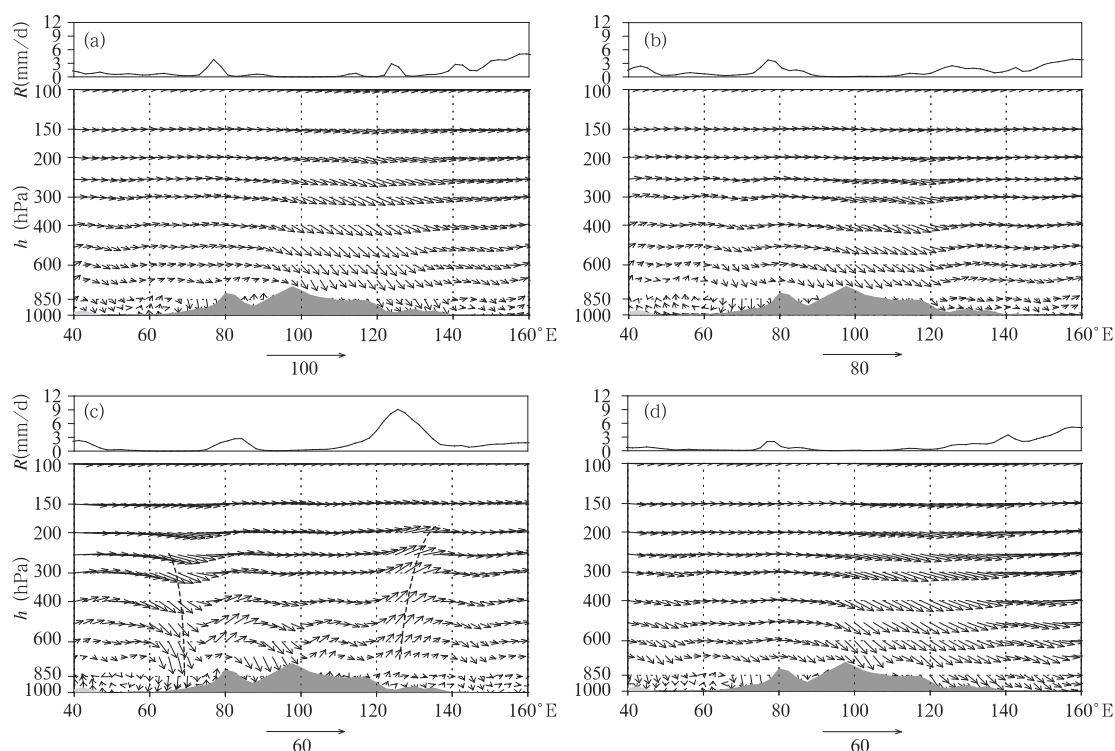


图 4 气候平均的沿 45°N 亚洲和西太平洋和大气定常波的高度-纬向剖面(其他说明同图 2)

Fig. 4 Same as Fig. 2 but along 45°N

4 结论和讨论

本文在线性准地转大气波动理论基础之上,根据感热加热特征,通过非绝热准地转线性模式中引入波动形式解,用正交模方法求得了感热波的波动解。感热波包括表面感热波和扩散加热波。扩散加热波随高度指数衰减,并且只有垂直方向的波能通量。表面感热波波动随高度西倾,当基流为西风并满足静力稳定条件时,波动伴有向极地的热量输送。因此大尺度定常波波动能量的传播过程实质上

代表了大气能量循环过程的一部分。

大尺度大气定常波随纬度和季节明显变化。热带地区波动主要是潜热加热造成的。副热带地区大尺度山脉上空夏季有较强的感热波,其下游的大陆东部地区则有季风降水潜热释放激发的波动,因此副热带大气波动常是由地形、感热和潜热加热共同决定的。而中纬度地区则主要以感热和地形激发的波动为主。

大尺度热源除了能激发出定常波外,其对大气环流的影响还常表现为热力适应过程造成的大尺度

环流异常^[10],并进而造成周边地区环流和气候的异常^[11]。大尺度定常波还与大气环状模和经圈环流有紧密联系^[12-13]。另外,相对于激发波动的基本能源(山脉或热源)而言,可以将波流相互作用视为波动的次级能源,实际大气中的波动在一定程度上也是波动次级能源的结果。

参考文献

- [1] Wu G X. The nonlinear response of the atmosphere to large-scale mechanical and thermal forcing. *J Atmos Sci*, 1984, 41(16): 2456-2476
- [2] Charney J G, Drazin P G. Propagation of the planetary-scale disturbance from the lower into the upper atmosphere. *J Geophys Res*, 1961, 66: 83-109
- [3] Rodwell M J, Hoskins B J. Monsoon and the dynamics of deserts. *Q J R Meteor Soc*, 1996, 122: 1385-1404
- [4] Smagorinsky J. The dynamical influence of long-scale heat source and sinks on the quasi-stationary motion of the atmosphere. *Q J R Meteor Soc*, 1953, 79: 342-366
- [5] Døos B R. The influence of the exchange of sensible heat with the earth's surface on the planetary flow. *Tellus*, 1962, 14: 133-147
- [6] Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Q J R Meteor Soc*, 1980, 106: 447-462
- [7] Egger J. On the theory of planetary standing waves; July. *Bei Zur Phy Der Atmos*, 1977, 51: 1-14
- [8] Chen P. Thermal forced stationary waves in a quasigeostrophic system. *J Atmos Sci*, 2001, 58(12): 1585-1594
- [9] Eliassen A, Palm E. On the transfer of energy in stationary mountains waves. *Geofys Publ*, 1961, 22(3): 1-23
- [10] 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(4): 433-446
Wu Guoxiong, Liu Yimin. Thermal adaptation, over shooting, dispersion, and subtropical anticyclone Part I: thermal adaptation and overshooting. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 2000, 24(4): 433-446
- [11] 段安民,刘屹岷,吴国雄. 4—6 月高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常. *中国科学(D 辑)*, 2003, 33(10): 997-1004
Duan Anmin, Liu Yimin, Wu Guoxiong. Heating status of the Tibetan Plateau from April to June and rainfall and atmospheric circulation anomaly over East Asia in midsummer. *Sci in China Ser. D*, 2005, 48(2): 250-257
- [12] 段安民,吴国雄. 青藏高原气温的年际变率与大气环状波动模. *气象学报*, 2005, 63(5): 790-798
Duan Anmin, Wu Guoxiong. The relationship between the interannual variability of air temperature over the Tibetan Plateau and the Northern Hemispheric annular-wave pattern. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2005, 63(5): 790-798
- [13] 吴国雄,王军,刘新等. 欧亚地形对不同季节大气环流影响的数值模拟研究. *气象学报*, 2005, 63(5): 603-612
Wu Guoxiong, Wang Jun, Liu Xin, et al. Numerical modeling of the influence of Eurasian orography on the atmospheric circulation in different seasons. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2005, 63(5): 603-612

STEADY WAVE-LIKE SOLUTION OF THE ROSSBY WAVE WITH SENSIBLE HEATING AND TOPOGRAPHIC EFFECTS

Duan Anmin Wu Guoxiong Liu Yimin

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

Abstract

Based on the classical atmospheric wave theory, we derive the wave-like solution of the steady Rossby wave with sensible heating and topographic forcing by the normal mode method. Results show that since the sensible heating is confined in the surface layer, the equal phase-lines of its solution tilt westward with increasing height and thereby the wave energy transfers upward, and the vertical structure of the solution of sensible heating wave therefore presents similar to that of mountain wave. Using the NCEP/NCAR re-analysis data, features of the large-scale steady atmospheric waves along three latitudes, i. e., 15°N , 30°N , and 45°N , in East Asia are further investigated to verify the rationality of this solution. The large-scale steady waves vary obviously with season and latitude change. In the tropics, latent heating is the key factor of the formation of atmospheric steady waves. In mid-latitudes, both sensible heating and topography can generate the steady waves. In the subtropics, however, large-scale steady waves depend on the combination of topography, latent heating, as well as sensible heating.

Key words: Steady wave-like solution, Rossby wave, Sensible heating, Orographic forcing.