

邢楠, 李建平, 李耀锟. 2014. 热带大气对单一型赤道非对称热源的响应 [J]. 大气科学, 38 (6): 1147–1158, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13275.
Xing Nan, Li Jianping, Li Yaokun. 2014. Response of the tropical atmosphere to isolated equatorially asymmetric heating [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (6): 1147–1158.

热带大气对单一型赤道非对称热源的响应

邢楠^{1,2,3} 李建平^{1,3} 李耀锟³

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 中国科学院大学, 北京 100049

3 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875

摘 要 本文采用 Gill 模式得到了热带大气对单一型赤道非对称热源响应的理论解析通解, 从理论上完善了单一型赤道非对称热源激发的赤道非对称的大气响应结果。同时在单一型赤道非对称热源的位置、强度及范围变化对大气响应的影 响方面做了详细的研究。当热源中心位置北移, 北半球气旋强度增加、位置北移, 同时赤道辐合气流减弱而越赤道气流增强; 当热源强度增强 (减弱), 热源激发的大气响应整体增强 (减弱), 但大气分布型不发生变化; 当热源范围不断增大 (减小) 时, 北半球气旋强度增强 (减弱)、位置西移 (东移)、范围增大 (减小), 同时越赤道气流增强 (减弱)。将上述结论应用于分析孟加拉湾地区海温对夏季风爆发影响的研究, 指出当孟加拉湾地区经向最大暖海温位于赤道附近时, 其两侧表现为 Rossby 波响应的 Gill 型气旋环流, 而海温暖轴北移后, 其南侧激发出有利于季风爆发的越赤道气流, 这是 Rossby 重力混合波对热源响应的结果。这是上述理论结果的一个很好例证, 同时也为孟加拉湾夏季风的爆发给出一种动力学解释。

关键词 单一型赤道非对称热源 热源强迫 孟加拉湾夏季风爆发 海温

文章编号 1006-9895(2014)06-1147-12

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13275

Response of the Tropical Atmosphere to Isolated Equatorially Asymmetric Heating

XING Nan^{1,2,3}, LI Jianping^{1,3}, and LI Yaokun³

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 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875

Abstract An analysis of the response of the tropical atmosphere to isolated equatorially asymmetric heating is performed using the Gill model. General solutions of the Gill model are calculated, and the equatorially asymmetric atmospheric response is examined in detail within the general solutions. Heating strength, location, and extent all have some influence on the atmospheric response. When the center of heating moves northward, the cyclone in the Northern Hemisphere is strengthened and moves northward; at the same time, equatorial convergence weakens and cross-equatorial flow is enhanced. When heating strength increases (decreases), the atmospheric response forced by the heating is

收稿日期 2013-10-08, 2014-01-24 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2010CB950400, 国家自然科学基金重点项目 41030961, 国家海洋局项目

作者简介 邢楠, 女, 1988 年出生, 博士研究生, 主要从事季风与海气相互作用研究。E-mail: nxing0923@163.com

通讯作者 李建平, E-mail: ljpl@lasg.iap.ac.cn

enhanced (weakened), however, the atmospheric pattern does not vary. When the heating extent increases, the cyclonic strength and extent are enhanced, the cyclone is displaced westward, and cross-equatorial flow is enhanced. The above theoretical conclusions are applied to study of the influence of SST on the onset of monsoons in the Bay of Bengal. When the meridional warmest SST axis (WSSTA) is located at the equator, the Gill pattern appears on either side of the equator; however, when the WSSTA moves northward, cyclonic circulation disappears and cross-equatorial flow is induced south of the WSSTA. This effect represents the response of mixed Rossby-gravity waves to external heat forcing. This work shows the utility of the above analytic approach, and also explains the dynamics responsible for summer monsoon onset in the Bay of Bengal.

Keywords Isolated equatorially asymmetric heating, Heat forcing, Summer monsoon onset in the Bay of Bengal, Sea surface temperature

1 引言

热带大气除自身的动力学约束外, 也受非绝热加热的直接驱动 (Lorenz, 1955; Webster, 1972)。作为大气重要外强迫源的海洋, 其海表面温度 (SST) 与大尺度环流系统如 Hadley 及 Walker 环流变化紧密相关 (Bjerknes, 1966, 1969; Feng et al., 2011, 2013; Feng and Li, 2013; 李建平等, 2011)。所以, 热源通过对大气环流的强迫影响局地及更大范围地区的天气气候 (Latif et al., 1998; Saji et al., 1999)。

一些理论与数值模拟工作解释及验证了热带热源对热带及热带外大气环流的重要影响。Webster (1972) 采用包含纬向基流的线性方程, 得到了赤道对称热源的解析解, 而且用赤道 Kelvin 波响应解释了赤道对称热源东侧激发出的东风异常。Gill (1980) 采用简单的浅水波方程, 在 Webster (1972) 理论解的基础上, 用东传的 Kelvin 波及西传的 Rossby 波解释赤道对称热源两侧的纬向非对称的东、西风异常及赤道外南、北半球对称的气旋环流异常的大气响应, 该赤道对称热源的大气响应被称为 Gill 响应。Gill 响应作为基础理论被学者用于解释实际大气中的环流特征 (Guan et al., 2003; 刘琳和于卫东, 2006; 薛洪斌等, 2006)。同时, 他将理想的赤道对称热源与反对称热源解析解简单叠加得到赤道非对称热源的大气响应特征。对于较为复杂的热源形式, 很多学者也采用了数值模式模拟大气对热源强迫的响应 (Webster, 1972; Hoskins and Karoly, 1981; Sashegyi and Geisler, 1987; Jin and Hoskins, 1995; Bretherton and Sobel, 2003), 得到的共同结论是赤道对称热源激发出赤道对称的大气响应, 而赤道非对称热源激发出非对称的大气响应。综上研究, Gill 模式理论解

(Gill, 1980) 很好地解释了热带大尺度环流系统对海温强迫的响应, 对于一般热源具有普适性。但 Gill (1980) 文中关于赤道非对称热源由赤道对称及反对称两个热源叠加而成, 这两项恰好是 Weber 函数展开的前两项。那么, 如果采用一般形式的非对称热源, 其解析形式如何, 目前还尚未有人研究。由于模式、外强迫热源不统一, 非对称热源的大气响应中的越赤道气流大小、气旋位置、走向及强度不尽相同。并且赤道热源的加热尺度及纬度位置对激发的大气环流结构有一定的影响 (Webster, 1981; 巢纪平和王彰贵, 1991), 那么系统分析不同经向位置、强度及范围的赤道非对称热源激发的大气响应对于深入理解热源强迫的大气环流特征尤为重要, 但目前这方面的研究还比较少。

实际的大气和海洋中大都可以找到类似的单一型赤道非对称热源, 如局地强对流活动的凝结潜热释放 (Ren and Huang, 2002) 和局地海表升温等效应可近似视为自高值中心向四周渐进减弱的单一型分布。赤道非对称的热源对低空越赤道气流存在一定影响, 局地热源对越赤道气流的影响更加显著, 并且其强弱也受热源经向梯度的影响 (唐东昇和谢立安, 1986; 吴秋英和朱乾根, 1990; 刘秦玉和王韶霞, 2000; 黄亮等, 2012)。Jiang and Li (2011) 研究发现局地经向 SST 的最大值位置 (海温暖轴) 的北移提前于季风爆发, 这种局地单一型热源位置的北移对季风爆发的影响也得到了浮标观测数据的证实 (Yu et al., 2012)。因此, 研究这种单一型赤道非对称热源对大气环流及天气可能造成的影响具有实际意义, 也为进一步研究复合型赤道非对称热源对热带大气的强迫提供一定的参考。

为了完善单一型赤道非对称热源在 Gill 模式中的理论解析解, 本研究采用能表征外强迫源在静止大气中的影响的理论模式 (Gill, 1980), 对以下科

学问题进行分析：当单一型热源表现为赤道非对称时，能否在 Gill 模式中得到相应的解析解？并且热源的强度、中心位置及范围变化时，大气的响应是如何变化的？由于局地加热与季风爆发密切相关，那么利用带有外部热源 Gill 模式的解析解能否为孟加拉湾夏季风建立的重要过程提供可能的动力学解释？

2 赤道非对称热源、理论模式和资料

2.1 单一型赤道非对称热源

由于实际大气中更多的热源是自高值中心向四周渐进减弱的单一型热源分布 (Jiang and Li, 2011; Yu et al., 2012)，所以基于实际大气，本文的赤道非对称热源只有一个热源中心。我们采用与 Gill (1980) 文中相似的热源函数，通过改变 y 方向热源的中心位置，得到赤道非对称的热源，其公式如下：

$$Q(x, y) = A \cdot g(x) \cdot e^{-\frac{1}{4}(y+d)^2}, \quad (1)$$

$$g(x) = \begin{cases} \cos kx & |x| \leq L \\ 0 & |x| > L \end{cases}, \quad k = \pi/2L$$

其中， A 代表热源强度， d 为赤道到热源中心的经向距离， $d > 0$ 、 $d < 0$ 分别代表热源中心位于南、北半球， $2L$ 为热源的纬向宽度。

连续的函数 $f(y)$ 可以展开为 Weber 函数 (抛物线柱函数)

$$f(y) = \sum_{n=0}^{\infty} c_n D_n(y), \quad (2)$$

其中

$$c_n = \frac{1}{n! \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} f(y) D_n(y) dy, \quad n = 0, 1, 2, \dots$$

$$D_n(y) = \text{He}_n(y) e^{-\frac{1}{4}y^2},$$

$$\text{He}_n(y) = \sum_{k=0}^{\lfloor \frac{n}{2} \rfloor} (-1)^k \frac{n!}{2^k k! (n-2k)!} y^{n-2k},$$

其中 $\text{He}_n(y)$ 为 Hermite 多项式。

通过公式 (2) 展开单一型赤道非对称热源公式 (1) 可得

$$Q_n(x, y) = A \cdot F_n(x) D_n(y), \quad (3)$$

其中

$$F_n(x) = c_n(x) = (-1)^n \frac{1}{n!} \left(\frac{d}{2} \right)^n e^{-\frac{1}{8}d^2} g(x), \quad (4)$$

$D_n(y)$ 为抛物线柱函数，其逐项的分布如下：

$$\begin{cases} D_0(y) = e^{-\frac{1}{4}y^2}, \\ D_1(y) = y e^{-\frac{1}{4}y^2}, \\ D_2(y) = (y^2 - 1) e^{-\frac{1}{4}y^2}, \\ D_3(y) = (y^3 - 3y) e^{-\frac{1}{4}y^2}, \\ \dots \end{cases} \quad (5)$$

2.2 Gill 模型中对应单一型非对称热源的解析解

利用无量纲的正压浅水方程，考虑方程的定常解并引入耗散，方程简化如下 (Matsuno, 1966; Gill, 1980):

$$\varepsilon u - \frac{1}{2} y v = -\frac{\partial p}{\partial x}, \quad (6)$$

$$\varepsilon v + \frac{1}{2} y u = -\frac{\partial p}{\partial y}, \quad (7)$$

$$\varepsilon p + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -Q, \quad (8)$$

$$w = \varepsilon p + Q. \quad (9)$$

定义 $q = p + u$ 以及 $r = p - u$ (Gill, 1975)，变量 q 、 r 以及 v 同样利用椭圆柱函数展开，以上四组方程转换后的表达式如下 (Gill, 1980):

$$\begin{cases} \varepsilon q_0 + \frac{dq_0}{dx} = -AF_0 & i = 0 \\ \varepsilon q_{i+1} + \frac{dq_{i+1}}{dx} - v_i = -AF_{i+1} & i = 0, 1, 2, L \end{cases} \quad (10)$$

$$\varepsilon r_{i-1} - \frac{dr_{i-1}}{dx} + iv_i = -AF_{i-1} \quad i = 1, 2, 3, L, \quad (11)$$

$$\begin{cases} q_1 = 0 & i = 0 \\ r_{i-1} = (i+1)q_{i+1} & i = 1, 2, 3, L \end{cases} \quad (12)$$

接下来将热源展开项逐一带入公式 (10)、(11) 及 (12)，求其对应的方程解析解。

当 $n=0$ 时， $Q_0 = AF_0(x)D_0(y) = Ae^{-\frac{1}{8}d^2} \cos(kx) e^{-\frac{1}{4}y^2}$ ，赤道非对称的热源展开第一项是关于赤道对称的热源，方程满足 $i=0$ 及 $i=1$ 两种情况，所以有两个解。由于热源展开公式是 Gill (1980) 赤道对称热源公式乘以 $Ae^{-\frac{1}{8}d^2}$ ，所以得到的解如下：

当 $i=0$ 时, 该解代表东传的阻尼 Kelvin 波响应,

$$\left(\varepsilon^2 + k^2\right) \left(\frac{e^{\frac{1}{8}d^2}}{A} \right) q_0 = \begin{cases} 0 & x < -L \\ -\varepsilon \cos kx - k \left(e^{-\varepsilon(L+x)} + \sin kx \right) & |x| \leq L \\ -k \left(e^{-2\varepsilon L} + 1 \right) e^{\varepsilon(L-x)} & x > L \end{cases} \quad (13)$$

各变量的解的形式如下:

$$\begin{cases} u = p = \frac{1}{2} q_0(x) e^{-\frac{1}{4}y^2} \\ v = 0 \\ w = \frac{1}{2} (AF_0(x) + \varepsilon q_0(x)) e^{-\frac{1}{4}y^2} \end{cases} \quad (14)$$

当 $i=1$ 时, 该解代表西传的 Rossby 波解,

$$\left(3^2 \varepsilon^2 + k^2\right) \left(\frac{e^{\frac{1}{8}d^2}}{A} \right) q = \begin{cases} -k \left(1 + e^{-6\varepsilon L} \right) e^{3\varepsilon(x+L)} & x < -L \\ -3\varepsilon \cos kx + k \left(\sin kx - e^{3\varepsilon(x-L)} \right) & |x| \leq L \\ 0 & x > L \end{cases} \quad (15)$$

各变量的解的形式如下:

$$\begin{cases} p = \frac{1}{2} q_2(x) (1 + y^2) e^{-\frac{1}{4}y^2} \\ u = \frac{1}{2} q_2(x) (y^2 - 3) e^{-\frac{1}{4}y^2} \\ v = (AF_0(x) + 4\varepsilon q_2(x)) y e^{-\frac{1}{4}y^2} \\ w = \frac{1}{2} (AF_0(x) + \varepsilon q_2(x) (1 + y^2)) e^{-\frac{1}{4}y^2} \end{cases} \quad (16)$$

当 $n=1$ 时, $Q_1 = AF_1(x) D_1(y) = -A \frac{d}{2} e^{\frac{1}{8}d^2} \cos(kx) y e^{\frac{1}{4}y^2}$,

赤道非对称的热源展开第二项是关于赤道反对称的热源, 方程同样满足 $i=0$ 及 $i=2$ 两种情况, 所以有两个解。热源展开公式是 Gill (1980) 赤道反对称热源公式乘以 $-A \frac{d}{2} e^{\frac{1}{8}d^2}$, 所以得到的解如下:

$$\text{当 } i=0 \text{ 时, 该解代表罗斯贝重力混合波响应, } \begin{cases} q_1 = 0 \\ v_0 = Q_1 \end{cases} \quad (17)$$

当 $i=2$ 时, 该解代表 Rossby 波响应,

$$\left(5^2 \varepsilon^2 + k^2\right) \left(\frac{e^{\frac{1}{8}d^2}}{-A \frac{d}{2}} \right) q_3 =$$

$$\begin{cases} -k \left(1 + e^{-10\varepsilon L} \right) e^{5\varepsilon(x+L)} & x < -L \\ -5\varepsilon \cos kx + k \left(\sin kx - e^{5\varepsilon(x-L)} \right) & |x| \leq L \\ 0 & x > L \end{cases} \quad (18)$$

各变量的解的形式如下:

$$\begin{cases} p = \frac{1}{2} q_3(x) y^3 e^{-\frac{1}{4}y^2} \\ u = \frac{1}{2} q_3(x) (y^3 - 6y) e^{-\frac{1}{4}y^2} \\ v = (AF_1(x) y^2 + 6\varepsilon q_3(x) (y^2 - 1)) e^{-\frac{1}{4}y^2} \\ w = \left(AF_1(x) y + \frac{1}{2} \varepsilon q_3(x) y^3 \right) e^{-\frac{1}{4}y^2} \end{cases} \quad (19)$$

当 $n > 1$ 时,

$$Q_n = AF_n(x) D_n(y) = A(-1)^n \frac{1}{n!} \left(\frac{d}{2} \right)^n e^{\frac{1}{8}d^2} \cos(kx) D_n(y),$$

根据椭圆柱函数性质, 将公式 (12) 代入 (11), 然后通过公式 (10) 消去 v , 得到的如下方程:

$$\frac{dq_{i+1}}{dx} - (2i+1)\varepsilon q_{i+1} = AF_{i-1}, \quad (20)$$

所以, 对于 $n > 1$ 的每个热源展开项, 方程满足 $i=n+1$, 只有一种解的形式, 其通解如下:

$$\left((2n+3)^2 \varepsilon^2 + k^2 \right) I q_{n+2} = \begin{cases} -k \left(1 + e^{-2(2n+3)\varepsilon L} \right) e^{(2n+3)\varepsilon(x+L)} & x < -L \\ -(2n+3)\varepsilon \cos kx + k \left(\sin kx - e^{(2n+3)\varepsilon(x-L)} \right) & |x| \leq L \\ 0 & x > L \end{cases} \quad (21)$$

其中

$$I = e^{\frac{1}{8}d^2} \left/ \left(A(-1)^n \frac{1}{n!} \left(\frac{d}{2} \right)^n \right) \right.,$$

各变量的解的形式如下:

$$\begin{cases} p = \frac{1}{2} q_{n+2}(x) D_{n+2}(y) + \frac{1}{2} (n+2) q_{n+2}(x) D_n(y) \\ u = \frac{1}{2} q_{n+2}(x) D_{n+2}(y) - \frac{1}{2} (n+2) q_{n+2}(x) D_n(y) \\ v = 2(n+2)\varepsilon q_{n+2}(x) D_{n+1}(y) + Q_n \\ w = \varepsilon p + Q_n \end{cases} \quad (22)$$

所以, 单一型非对称热源的解是各热源展开项带入方程得到的解析解之和。取衰减系数 $\varepsilon=0.1$, 下面我们将给出解析解的分布图, 以分析大气对单一型非对称热源的响应特征。

2.3 资料

本文使用的资料包括：(1)1982~2010 年 NCEP/NCAR 月平均再分析资料 (Kalnay et al., 1996); (2) 1982~2010 年 NOAA 第二版的高分辨逐月海表面温度 (OISST) 资料 (Reynolds et al., 2002)。

3 单一型赤道非对称热源的分布及其大气响应特征

3.1 单一型赤道非对称冷、热源的分布

取冷(热)源强度 A 为 -1 (1)、范围 $2L$ 为 4 以及中心位置 $d=1$ 、 $d=-1$ ，由公式 (1) 得到四组理想单一型赤道非对称冷、热源 (图 1)。冷、热源分布在 $20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$ (1 个单位约为 10°)，热源中心分别位于 10°S (图 1a)、 10°N (图 1b) 以及冷源中心分别位于 10°S (图 1c)、 10°N (图 1d)，冷、热源强度向东西及南北两侧递减。

图 1 所示的单一型赤道非对称冷、热源可以展开为多冷、热源分布型叠加的形式。以北半球单一型赤道非对称热源 (图 1b) 为例，其展开的热源分布如图 2 所示。由图可见，单一型赤道非对称热源可以分解为赤道对称型 (图 2a、c、e) 与反对称型热源 (图 2b、d)，经向热源中心数随着展开项数的增加而增加，同时热源强度减小。热源展开项的前五项的合成 (图 2f) 与公式 (1) 得到的单一型赤

道非对称热源的绝对误差小于 5% (图略)，所以以下将单一型赤道非对称热源对应的解析解近似为前五项展开热源对应的解析解之和。

3.2 大气对单一型赤道非对称冷、热源强迫的响应

图 3 是单一型赤道非对称热源通过 Gill 模式得到的风、垂直速度及气压解析解的分布。由图 3a、图 3b 可见，当热源中心南(北)移，垂直上升中心也出现南(北)移，上升中心与热源中心保持一致，同时较弱的下沉气流位于上升中心西侧；赤道附近，热源东、西两侧分别是与 Rossby 波及 Kelvin 波响应相对的东、西风向热源中心辐合，热源中心西南(北)侧出现 Rossby 波响应的气旋环流；与赤道对称热源激发的大气响应相比，赤道非对称热源激发的南(北)半球的低压强度大于北(南)半球的，所以南北半球出现了经向气压梯度力，在 Rossby 重力混合波的作用下，北(南)半球的气旋环流消失，取而代之的是越赤道气流；赤道外风场满足准地转平衡，气旋中心与低压中心一致。单一型赤道非对称热源的赤道非对称大气响应与之前的结果一致，但本研究中理论解得到的气旋环流基本呈东西走向，所以在气旋环流形状、位置等细节上的结果与之前存在一定差别 (Webster, 1972; Bretherton and Sobel, 2003)。当冷源中心南(北)移后，下沉气流也随之南(北)移，较弱的上升气

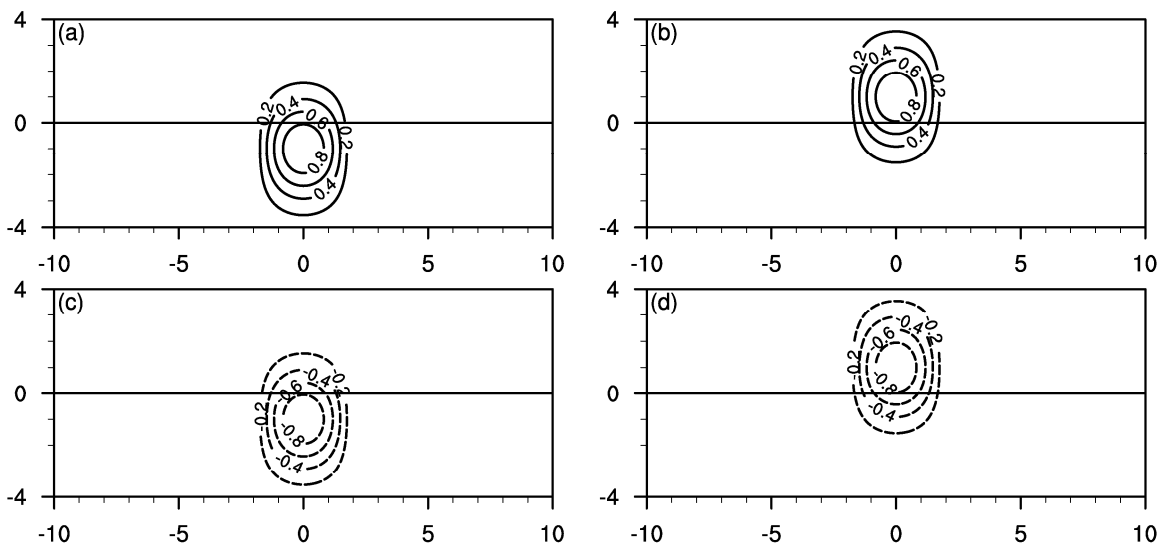


图 1 由公式 (1) 得到的单一型赤道非对称热、冷源的分布。(a) 热源中心位于 $d=1$; (b) 同 (a) 但为 $d=-1$; (c) 同 (a) 但为冷源; (d) 同 (b) 但为冷源。这里 d 为赤道到热源中心的经向距离， $d>0$ 、 $d<0$ 分别表示热源位于南、北半球。实线表示热源，虚线表示冷源，等值线间隔为 0.2

Fig. 1 Distributions of the isolated equatorially asymmetric heating and cooling sources given in Eq. (1). (a) The heating source with the heating center at $d=1$; (b) as in (a) but for $d=-1$; (c) as in (a) but for the cooling source; (d) as in (b) but for the cooling source. Here d represents the meridional distance between the equator and heating center, $d>0$ and $d<0$ represent that the heating centers are located in the southern and northern hemispheres, respectively. The thick solid and dashed lines represent heating and cooling sources, respectively, and the contour interval is 0.2

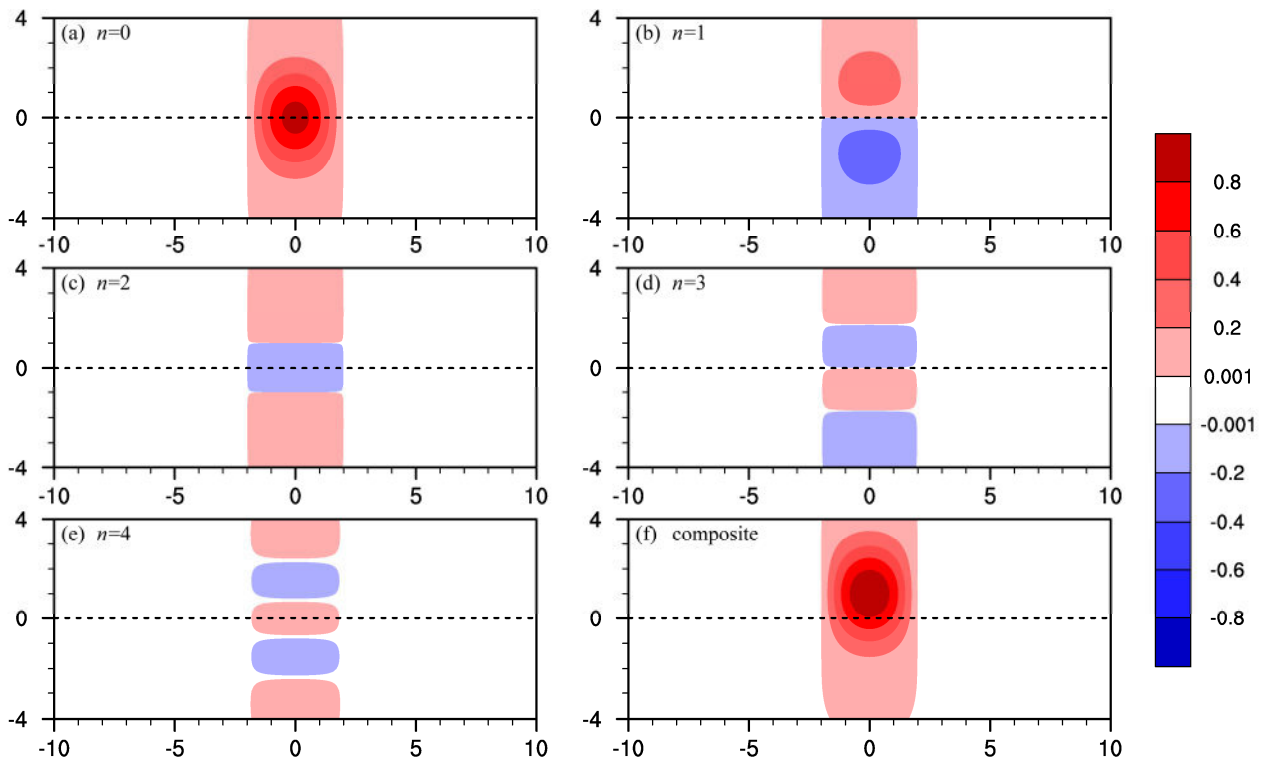


图2 图 1b 中的单一型赤道非对称热源的前五个展开热源 (a-e) 分布及其 (f) 合成, 这里 n 代表抛物柱面函数展开的阶数
Fig. 2 (a-e) Distribution of the first five expansion terms of the isolated equatorially asymmetric heating in Fig. 1b and (f) their composite. Here n in the figure represents the order number in the parabolic cylinder function expansion

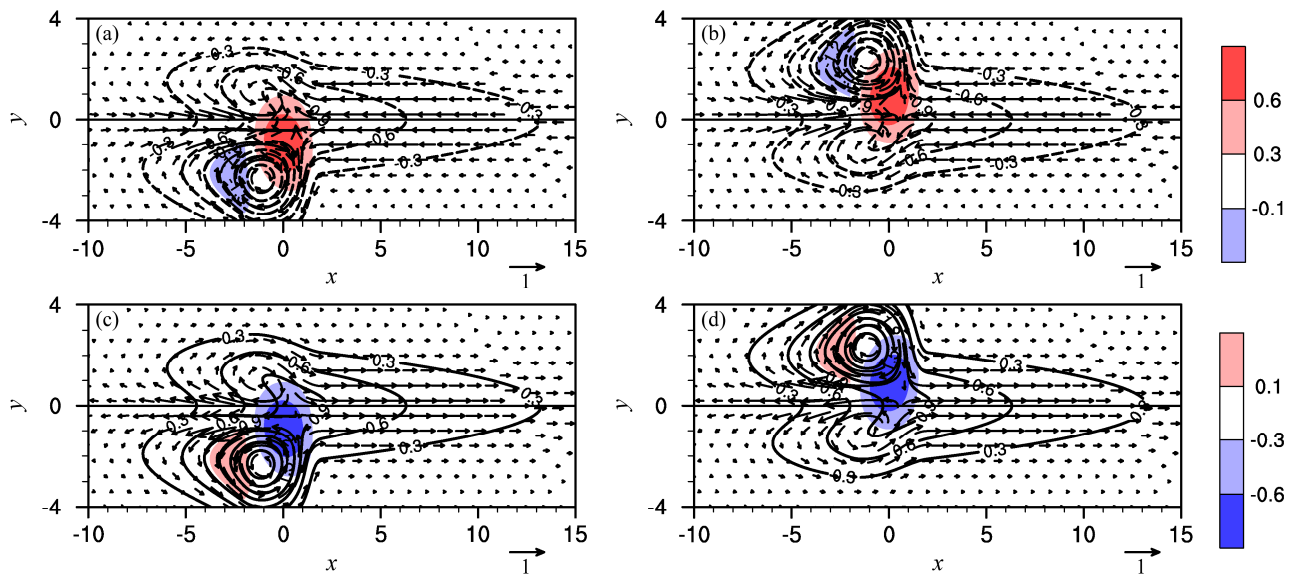


图3 图 1 中南、北半球的单一型赤道非对称热、冷源分别激发的低层水平风 (箭头)、垂直速度 (填色) 以及气压场 (粗等值线)。(a) 图 1a 中的热源得到的大气变量解析解; (b) 同 (a) 但为图 1b 中的热源; (c) 同 (a) 但为图 1c 中的热源; (d) 同 (a) 但为图 1d 中的热源。粗实线、虚线分别代表正、负气压值, 等值线间隔是 0.3

Fig. 3 Horizontal wind (arrows), vertical velocity (shading), and pressure (thick contours) solutions in the lower layer for the isolated asymmetric heating cases shown in Fig. 1. (a) Analytical solutions of atmospheric variables by the heating in Fig. 1a; (b) as in (a) but for the heating in Fig. 1b; (c) as in (a) but for the heating in Fig. 1c; (d) as in (a) but for the heating in Fig. 1d. Thick solid (dashed) lines represent positive (negative) pressure, and contour interval is 0.3

流位于下沉中心西侧；赤道附近，冷源东、西两侧分别是与 Rossby 波及 Kelvin 波响应相对的西、东风，冷源中心西南（北）侧出现 Rossby 波响应的反气旋环流，赤道非对称冷源所激发的 Rossby 重力混合波响应也引起向北（南）半球的越赤道气流；风场同样满足准地转平衡，所以反气旋环流中心与高压中心对应（图 3c 和 d）。总之，赤道非对称的冷、热源激发赤道非对称的大气响应，而冷、热源激发的大气响应相反。

实际大气中，由于外强迫源位置、强度、范围各异，同时由 Gill 模式理论解可见，赤道对称及非对称外强迫源所激发的大气分布存在显著差别（Gill, 1980），所以不同分布型的外强迫源的大气响应也是本文研究的重点问题。由图 3 可见，中心位置相同的南、北半球热源激发的大气响应呈对称分布，并且中心位置相同的同一半球冷、热源激发的大气响应正好相反。所以，在后面的研究中我们以北半球热源为例，通过一系列的试验设计来考察热源的强度、范围变化引起的大气响应的变化。

4 大气对不同热源分布型的响应

4.1 大气对赤道强迫热源的敏感性

本文给出三组试验设计，各试验中理想热源的影响因子如表 1 所示。试验 1 中，我们设定强度及纬向宽度不变的外强迫热源，而热源中心位置分别设定在 $d=0$ 、 $d=-0.5$ 、 $d=-1$ 及 $d=-1.5$ ，其所在的纬度分别为 0° （试验 1A）、 5°N （试验 1B）、 10°N （试验 1C）以及 15°N （试验 1D），用来考察热源中心位置改变引起的大气响应的变化；试验 2 中，

表 1 试验中理想热源的影响因子的无量纲值

Table 1 Nondimensional values of the factors influencing the ideal heating in the experiments

| 试验 | 影响因子 | | |
|----|------|--------|----------|
| | 热源强度 | 热源纬向宽度 | 热源中心经向位置 |
| 1A | 1 | 4 | 0 |
| 1B | 1 | 4 | 0.5 |
| 1C | 1 | 4 | 1 |
| 1D | 1 | 4 | 1.5 |
| 2A | 0.5 | 4 | 1 |
| 2B | 1 | 4 | 1 |
| 2C | 1.5 | 4 | 1 |
| 3A | 1 | 2 | 1 |
| 3B | 1 | 4 | 1 |
| 3C | 1 | 6 | 1 |

我们设定纬向宽度及中心位置不变的外强迫热源，而热源强度分别设定为 $A=0.5$ （试验 2A）、 $A=1$ （试验 2B）和 $A=1.5$ （试验 2C），用来研究热源强度对大气响应的影响；试验 3 中，我们设定强度及中心位置不变的外强迫热源，而热源纬向范围分别设定为 $2L=2$ （试验 3A）， $3L=4$ （试验 3B）以及 $2L=6$ （试验 3C），以研究热源范围对大气响应的影响。

4.1.1 热源中心经向位置变化

为了分析赤道非对称热源与赤道对称热源强迫的垂直速度、水平风及气压的差异，图 4 给出了两类热源得到的解析解的差值。图 4a 为中心在 $d=-0.5$ （ 5°N ）与 $d=0$ （ 0° ）的热源强迫的大气响应的差值，上升气流中心位于北半球，其西北侧为气旋环流，对应一个低压中心；较弱的下沉中心位于南半球，其西南侧为反气旋环流，对应着弱的高压中心；经向的热源梯度形成了向北的越赤道气流。中心位置分别取 $d=-1$ （ 10°N ）及 $d=-15$ （ 15°N ）的热源激发的大气响应与赤道对称热源的大气响应的差值结果表明，随着热源中心的北移，北半球气旋环流增强且北移，南半球的反气旋环流增强且北移，赤道上纬向气流向东西两侧辐散，同时越赤道气流也随着经向热源梯度的增强而增强（图 4b 和 c）。所以随着热源北移，热源中心西北侧的气旋环流不断北移且强度逐渐增强，南半球的气旋环流逐渐减弱甚至消失，同时增强的热源经向梯度加强了越赤道气流，而向热源辐合的赤道纬向气流减弱。本文选取最大越赤道气流、最低气压、赤道最大西风及最大东风为指标，定量分析这些大气指标随热源北移的演变情况（表 2）。随热源中心北移，最大越赤道气流以及最低气压增强，而赤道最大西风及东风减弱。

表 2 试验 1 中最大越赤道气流、最低气压、最大赤道西风及最大赤道东风值

Table 2 Maximum cross-equatorial flow, minimum pressure, and maximum equatorial westerly and easterly flows in Experiment 1

| 试验 | 指标 | | | |
|----|-------|-------|------|-------|
| | 越赤道气流 | | 赤道西风 | 赤道东风 |
| | 最大值 | 气压最小值 | 最大值 | 最大值 |
| 1A | 0 | -1.54 | 2.32 | -1.05 |
| 1B | 0.18 | -1.93 | 2.15 | -1.02 |
| 1C | 0.32 | -2.33 | 1.71 | -0.93 |
| 1D | 0.4 | -2.76 | 1.17 | -0.79 |

所以，当热源中心北移，北半球低压强度大于

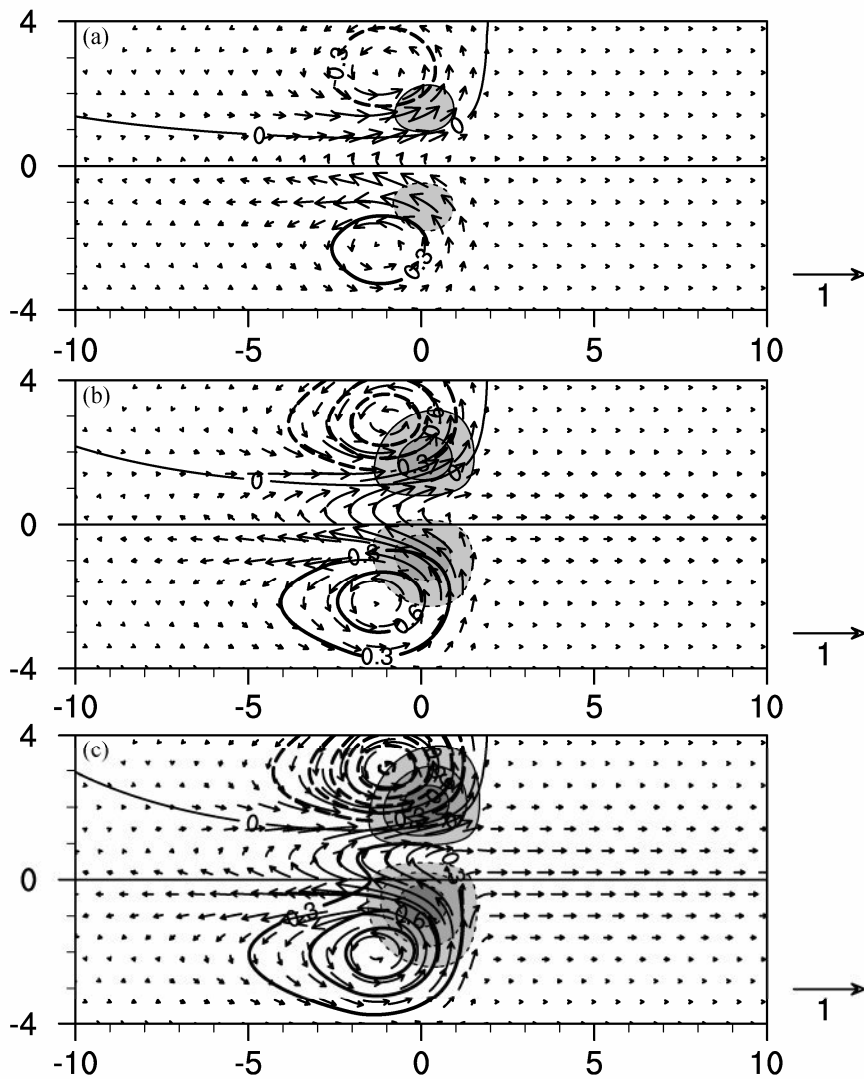


图4 试验 (a) 1B、(b) 1C、(c) 1D 分别得到的低层垂直速度、水平风以及气压与试验 1A 的差值。图中阴影区的细实线代表上升气流，细虚线代表下沉气流，等值间隔为 0.15；粗实线及虚线分别代表正气压及负气压值，等值线间隔是 0.3

Fig. 4 Differences in vertical velocity, horizontal wind, pressure in the lower layer for experiments (a) 1B-1A, (b) 1C-1A, and (c) 1D-1A. The thin solid and dashed lines represent ascending and descending flow within the shaded areas, respectively, and the contour interval is 0.15. The thick solid and dashed lines represent positive and negative pressure values, respectively, and the contour interval is 0.3

南半球，热源的经向梯度形成向北的越赤道气流。并且随着热源北移，热源西北侧的低压中心北移且增强，越赤道气流也随着热源经向梯度的增强而不断增强，而赤道上水平气流减弱。

4.1.2 热源强度变化

图 5 为试验 2A 和 2C 减去试验 2B 得到的垂直速度、水平风及气压的差值分布图。强度 $A = 0.5$ 的热源减去 $A = 1$ 的热源的大气响应特征为：下沉气流中心位于北半球，其西北侧分布着一个与高压中心对应的反气旋环流，赤道上纬向气流向东西两侧辐散，同时存在向南的越赤道气流（图 5a）。而强

度 $A = 1.5$ 与 $A = 1$ 的热源激发的大气响应的差值（图 5b）与图 5a 的刚好相反，北半球有一个上升气流中心，其西北侧分布一个与低压中心对应的气旋环流，赤道上纬向风向气流上升中心辐合，同时存在向北的越赤道气流。由于本组试验设计的热源经向位置、纬向宽度不变，所以强度较小的热源减去强度较大的热源得到的是负值，大气响应表现为冷源激发的大气响应特征（图 5a），反之大气响应则为热源强迫的大气特征（图 5b）。通过定量分析热源强度与大气响应变量的关系，越赤道气流最大值、最低气压、赤道最大西风及最大东风与热源强

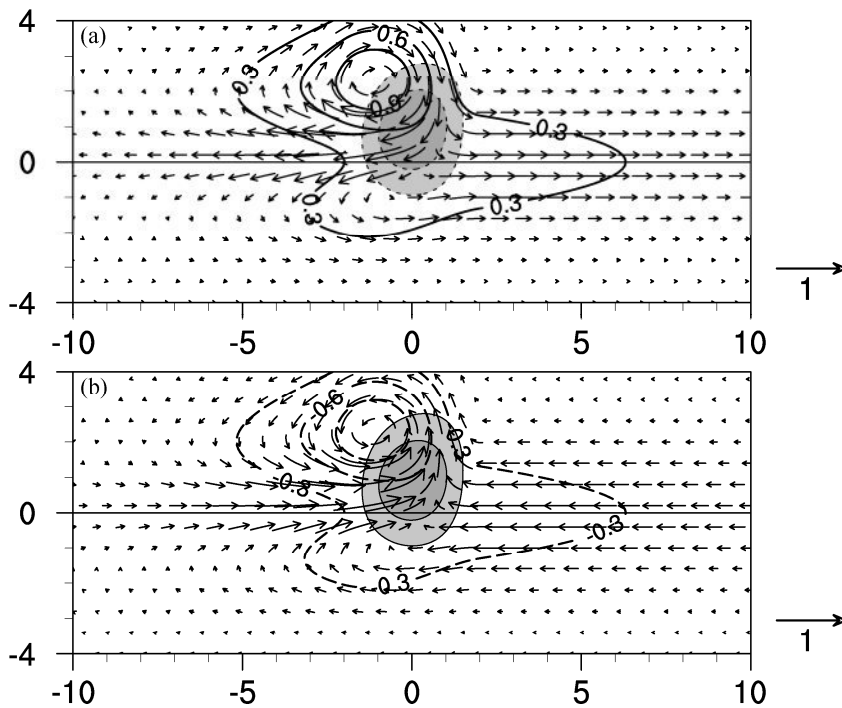


图 5 同图 4，但为 (a) 试验 2A 减去 2B 以及 (b) 2C 减去 2B
Fig. 5 As in Fig. 4, but for experiments (a) 2A-2B and (b) 2C-2B

度呈正比 (表 3)。所以，热源强度越强，大气响应越强。

总之，当赤道非对称热源增强或减弱时，激发的大气环流分布型不变，但大气响应的强度随热源强度的增强而增强，随热源强度的减弱而减弱。

表 3 同表 2，但为试验 2 的结果

Table 3 As in Table 2, but for Experiment 2

| 试验 | 指标 | | | |
|----|--------------|-------|-------------|-------------|
| | 越赤道气流 最大值 | 气压最小值 | 赤道西风 最大值 | 赤道东风 最大值 |
| 2A | 0.16 | -1.17 | 0.85 | -0.46 |
| 2B | 0.32 | -2.33 | 1.70 | -0.93 |
| 2C | 0.48 | -3.5 | 2.56 | -1.39 |

4.1.3 热源纬向宽度变化

图 6 为试验 3A 和 3C 减去试验 3B 得到的垂直速度、水平风及气压的差值分布图。由图 6a 可见，北半球分布着两个下沉中心，并且下沉中心的西北侧各有一个与高压中心相对应的反气旋，赤道上纬向气流向东西两侧辐散，同时存在向南的越赤道气流。由经向范围 $2L = 6$ 与 $2L = 4$ 的热源强迫的大气响应的差值可见，北半球为两个上升中心，并且其西北侧各分布一个与低压中心相对应的气旋环流，赤道上纬向气流向上升中心辐合，并且存在向北的越赤道气流 (图 6b)。对比图 6 的两个试验差值分

布可见，不同范围的热源激发的大气响应的差值分布都存在两个大气响应中心；相对于图 6a，图 6b 热源中心两侧的气旋环流距离较远，同时赤道西风覆盖范围偏东；从大气响应差值的强度来看，图 6a 中的气旋及垂直速度的强度大于图 6b 中的反气旋及垂直速度的强度。这些结果表明不同纬向宽度的热源激发的气旋环流中心位置及强度不同，热源范围越大，热源激发的气旋环流范围越广、位置越偏离热源中心，同时大气响应增幅随纬向宽度的增加而变缓。具体到大气变量，随热源范围其变化如下：低压中心、越赤道气流、赤道西风及东风最大值随热源范围的增加而增强、随热源宽度的减小而减弱；并且对大气变量的定量分析也表明，随着热源范围的增加，大气变量的增幅变缓 (表 4)。

表 4 同表 2，但为试验 3 的结果

Table 4 As in Table 2, but for Experiment 3

| 试验 | 指标 | | | |
|----|--------------|-------|-------------|-------------|
| | 越赤道气流 最大值 | 气压最小值 | 赤道西风 最大值 | 赤道东风 最大值 |
| 3A | 0.22 | -1.51 | 1.03 | -0.51 |
| 3B | 0.32 | -2.33 | 1.71 | -0.93 |
| 3C | 0.38 | -2.86 | 2.14 | -1.27 |

所以，当热源范围减小，北半球气旋强度减弱、位置东移，向热源辐合的赤道上的东、西风及越赤

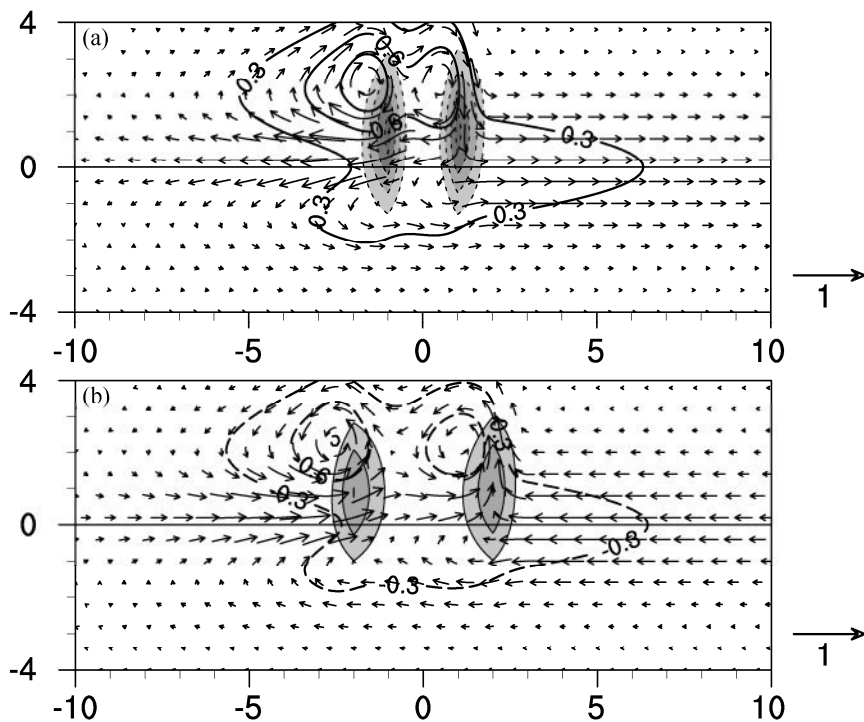


图 6 同图 4, 但为 (a) 试验 3A 减去 3B 以及 (b) 3C 减去 3B
Fig. 6 As in Fig. 4, but for experiments (a) 3A-3B and (b) 3C-3B

道气流减弱; 热源范围增大时, 北半球气旋强度增强、范围增大, 中心位置偏西, 同时向热源辐合的越赤道气流以及赤道上的东、西风增强。

4.2 孟加拉湾地区海温对季风爆发的影响

上面的理论分析表明, 不同类型的局地加热对大气响应起着非常重要的作用。大范围热源的季节性移动与夏季风的爆发密切相关, 而海温分布与热源的季节移动有密切联系。所以海温通常被用来分析和解释热带海气相互作用。作为亚洲夏季风爆发最早的孟加拉湾地区, 已有的研究表明局地热源分布与季风爆发之间存在一定的相关关系 (Liu et al., 2002; Jiang and Li, 2011; Yu et al., 2012)。Jiang and Li (2011) 以及 Yu et al. (2012) 用再分析资料及浮标观测数据研究指出海温暖轴的北跳会激发其南侧的西南风, 继而改变局地风向、引发季风的爆发。那么, 可否从理论结果出发给予孟加拉湾季风爆发一个很好的动力学解释呢?

为了进一步分析不同海温分布下的实际大气分布特征, 同时与理想热源分布下的大气响应特征对比, 图 7 给出了孟加拉湾地区海温与风场的分布及与海温分布相似的理想热源激发的大气响应分布。3 月份海温暖轴位于赤道附近, 海温暖轴两侧表现为气旋环流, 赤道地区表现为向印度洋东部辐

合的特征 (图 7a)。观测结果与赤道对称热源激发的大气响应结果一致 (图 7b), 关于赤道对称的南北半球气旋环流是赤道对称热源激发出的 Rossby 波西传的结果 (Gill, 1980; 陈哲和李崇银, 2006)。当海温暖轴北移至孟加拉湾中部, 暖轴南侧为西南风, 经向海温梯度形成向北的越赤道气流, 同时海温暖轴的北侧表现为气旋切变特征 (图 7b)。孟加拉湾地区海气相互作用的大气环流特征与理想的赤道非对称热源激发的大气响应一致, 即在 Rossby 重力混合波的作用下, 暖中心南侧为南风且出现大量越赤道气流 (图 7d)。所以, 观测结果验证了理想热源激发的大气响应, 虽然实际大气分布更复杂, 但我们可以看到分布型相似的实际赤道热源对应的热带大气与理想热源得到的大气响应的分布型几乎一致。因此, 在孟加拉湾地区气旋环流及越赤道气流的形成过程中, 海洋加热的强迫将起着重要的作用。

5 总结与讨论

本文采用解析解得到了单一型赤道非对称热源的结果, 并分析了不同热源分布型下大气的响应, 从动力学角度阐述了非对称加热对季风爆发的重要作用。主要结论如下:

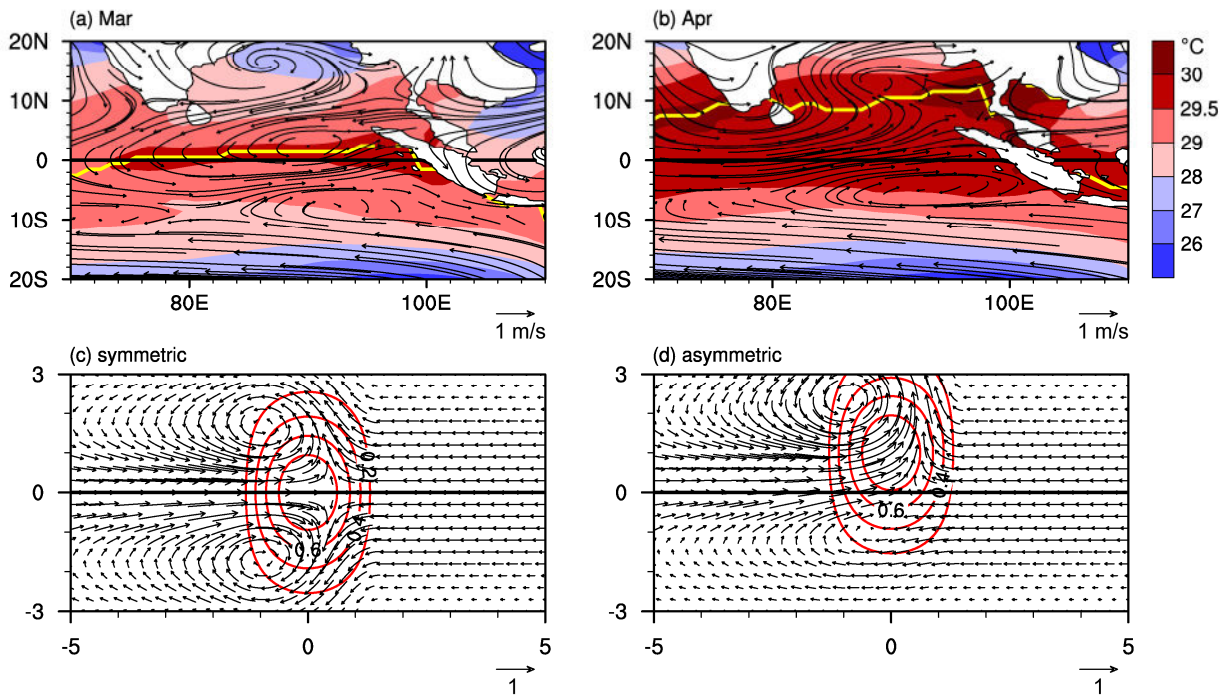


图 7 孟加拉湾地区 (a) 3 月、(b) 4 月海温 (单位: °C) 与风场 (单位: m/s) 分布以及分别与 (c) 3 月、(d) 4 月海温分布型一致的理想热源及其大气响应分布图。(a) 和 (b) 中黄色实线代表经向海温最大值, (c) 和 (d) 中红色实线代表热源, 等值线间隔是 0.3

Fig. 7 Distribution of SST (°C) and wind (m/s) over the Bay of Bengal in (a) March and (b) April, and idealized heating and atmospheric response consistent with the SST pattern in (c) March and (d) April. In (a) and (b) the solid yellow line represents the position of the meridional SST peak, and in (c) and (d) the solid red lines represent ideal heating, with a contour interval of 0.3

(1) 我们将单一型赤道非对称热源做 Weber 函数展开, 然后将热源展开项逐一代入 Gill 模式进行求解。对于 $n > 1$ 的热源展开项, 解析方程存在唯一解, 所以我们得到了赤道非对称热源的解析通解。该通解从理论上完善了单一型赤道非对称热源激发的赤道非对称的大气响应结果。

(2) 热源的强度、位置及范围变化对结果都具有一定的影响。当热源强度增强 (减弱), 热源激发的大气响应整体增强 (减弱), 但大气分布型不发生变化; 当热源中心位置不断北移, 北半球气旋强度增加、位置北移, 同时赤道辐合气流减弱而越赤道气流增强; 当热源范围不断增大时, 北半球气旋强度增强、位置西移、范围增大, 同时越赤道气流增强。

(3) 大范围热源的季节性移动与夏季风的爆发密切相关, 而热带海温分布与热源的季节移动有密切联系。本文以孟加拉湾地区海温对夏季风爆发的影响作为个例进行研究。孟加拉湾地区 3 月份最暖海温位于赤道附近, 4 月份最暖海温北移至 10°N, 所对应的大气响应如下: 当最大海温位于赤道附近时, 其两侧表现为 Rossby 波响应的气旋环流, 而当海温暖轴北移后, 其南侧激发出大范围越赤道气

流, 这是大气对 Rossby 重力混合波响应的结果。观测结果与分布型相似的理想热源的大气响应一致, 同时也证明了海洋加热的强迫对大气环流分布型起着重要的作用。

本文利用 Gill 模式分析了赤道非对称热源的大气响应, 但是仍有一些问题有待进一步的研究。由于热源分布的多样性及复杂性, 如两类厄尔尼诺事件、拉尼娜事件中海温分布型以及印度洋偶极子型等 (Wallace et al., 1998; Saji et al., 1999; Ashok et al., 2007), 这些复合型热源的大气响应特征有待于进一步的分析。

致谢 感谢两位审稿专家和编辑老师的建议, 感谢课题组同学提供的帮助和有益的讨论。

参考文献 (References)

Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. *J. Geophys. Res.*, 112, C11007, doi: 10.1029/2006JC003798.

Bjerknes J. 1966. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature [J]. *Tellus*, 18 (4): 820–829.

Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 97 (3): 163–172.

- Bretherton C S, Sobel A H. 2003. The Gill model and the weak temperature gradient approximation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60 (2): 451–460.
- 巢纪平, 王彰贵. 1991. 海洋加热尺度对热带大气垂直环流圈结构的影响 [J]. *南京气象学院学报*, 14 (1): 10–17. Chao Jiping, Wang Zhanggui. 1991. Influence of the ocean heating scale on the structure of the vertical circulation cell in the tropical atmosphere [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 14 (1): 10–17.
- 陈哲, 李崇银. 2006. 亚洲夏季风爆发与热源强迫下的热带大气Rossby波 [J]. *大气科学*, 30 (6): 1227–1235. Chen Zhe, Li Chongyin. 2006. Asian summer monsoon onset and tropical atmosphere Rossby wave forced by the heating source [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (6): 1227–1235.
- Feng J, Li J P. 2013. Contrasting impacts of two types of ENSO on the boreal spring Hadley circulation [J]. *J. Climate*, 26: 4773–4789.
- Feng J, Li J P, Xie F. 2013. Long-term variation of the principal mode of boreal spring Hadley circulation linked to SST over the Indo-Pacific warm pool [J]. *J. Climate*, 26: 532–544.
- Feng R, Li J P, Wang J C. 2011. Regime change of the boreal summer Hadley circulation and its connection with the tropical SST [J]. *J. Climate*, 24: 3867–3877.
- Gill A E. 1975. Models of equatorial currents in numerical models of ocean circulation [C]// *Proceedings of a Symposium in Durham, N. H. Washington: National Academy of Sciences*, 181–203.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106 (449): 447–462.
- Guan Z Y, Ashok K, Yamagata T. 2003. Summertime response of the tropical atmosphere to the Indian Ocean dipole sea surface temperature anomalies [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81 (3): 533–561.
- 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 (6): 1179–1196.
- 黄亮, 谭桂容, 刘向文. 2012. 热力强迫对澳洲北部越赤道气流强弱变化的影响 [J]. *大气科学学报*, 35 (3): 311–321. Huang Liang, Tan Guirong, Liu Xiangwen. 2012. The impacts of thermal forcing on the cross-equatorial flow over North Australia [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (3): 311–321.
- Jiang X W, Li J P. 2011. Influence of the annual cycle of sea surface temperature on the monsoon onset [J]. *J. Geophys. Res.*, 116 (D10), doi: 10.1029/2010jd015236.
- Jin F F, Hoskins B J. 1995. The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52 (3): 307–319.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471.
- Latif M, Anderson D, Barnett T, et al. 1998. A review of the predictability and prediction of ENSO [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7): 14375–14393.
- 李建平, 吴国雄, 胡敦欣, 等. 2011. 亚印太交汇区海气相互作用及其对我国短期气候的影响 (上卷) [M]. 北京: 气象出版社, 1–516. Li Jianping, Wu Guoxiong, Hu Dunxin, et al. 2011. Ocean–Atmosphere Interaction over the Joining Area of Asia and Indian–Pacific Ocean and Its Impact on the Short-term Climate Variation in China (Volume 1) (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1–516.
- 刘琳, 于卫东. 2006. ENSO循环之中的海气相互响应——对次表层海温
- 和大气旋度的资料分析 [J]. *地球物理学报*, 49 (1): 45–51. Liu Lin, Yu Weidong. 2006. Analysis of the characteristic time scale during ENSO [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 49 (1): 45–51.
- 刘秦玉, 王韶霞. 2000. 印度尼西亚群岛邻近海域SST对越赤道气流的影响 [J]. *大气科学*, 24 (5): 634–640. Liu Qinyu, Wang Shaoxia. 2000. Influence of the sea surface temperature in the vicinity of the Indonesia Archipelago on the cross equator flow [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 24 (5): 634–640.
- Liu Y M, Chan J C L, Mao J Y, et al. 2002. The role of Bay of Bengal convection in the onset of the 1998 South China Sea summer monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130 (11): 2731–2744.
- Lorenz E N. 1955. Available potential energy and the maintenance of the general circulation [J]. *Tellus*, 7 (2): 157–167.
- Matsuno T. 1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44 (1): 25–43.
- Ren B H, Huang R H. 2002. 10–25-Day intraseasonal variations of convection and circulation associated with thermal state of the western Pacific warm pool during boreal summer [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 19 (2): 321–336.
- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate [J]. *J. Climate*, 15 (13): 1609–1625.
- Saji N, Goswami B N, Vinayachandran P, et al. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean [J]. *Nature*, 401 (6751): 360–363.
- Sashegyi K D, Geisler J E. 1987. A linear model study of cross-equatorial flow forced by summer monsoon heat sources [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44 (13): 1706–1722.
- 唐东昇, 谢立安. 1986. 加热场对低空越赤道气流影响的数值试验研究 [J]. *热带气象*, 2 (4): 311–319. Tang Dongsheng, Xie Li'an. 1986. Numerical experiments of the effects of the heating field on the low-level cross-equatorial flows [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 2 (4): 311–319.
- Wallace J M, Rasmusson E M, Mitchell T P, et al. 1998. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7): 14241–14259.
- Webster P J. 1972. Response of the tropical atmosphere to local, steady forcing [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 100 (7): 518–541.
- Webster P J. 1981. Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies [J]. *J. Atmos. Sci.*, 38 (3): 554–571.
- 吴秋英, 朱乾根. 1990. 热带大气环流对低纬太平洋SST暖异常的响应 [J]. *南京气象学院学报*, 13 (1): 11–22. Wu Qiuying, Zhu Qian'gen. 1990. Response of the tropical atmospheric circulation to the low-latitude Pacific SST warm anomaly [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 13 (1): 11–22.
- 薛洪斌, 张铭, 王业桂. 2006. 热带太平洋SST异常对IAP-9 LAGCM年际变率影响的模拟 [J]. *气象科学*, 26 (1): 58–65. Xue Hongbin, Zhang Ming, Wang Yegui. 2006. The simulation of impact on climate interannual variability due to SST variation in the tropics [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 26 (1): 58–65.
- Yu W D, Shi J W, Liu L, et al. 2012. The onset of the monsoon over the Bay of Bengal: The observed common features for 2008–2011 [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 5 (4): 314–318.