

# 地形和边界层摩擦对登陆热带气旋路径和强度影响的研究

袁金南 谷德军 梁建茵

中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州 510080

**摘 要** 采用准地转的正压模式, 研究了无非绝热加热时地形和边界层摩擦对登陆热带气旋路径和强度的影响。结果表明: 地形作用对登陆热带气旋西北移动路径的影响比较明显, 而对登陆热带气旋强度的影响不明显; 边界层摩擦可以通过改变热带气旋 X 方向上和 Y 方向上的移动速度以及改变热带气旋水平环流结构对登陆热带气旋西北移动路径产生一定的影响, 边界层摩擦对登陆热带气旋强度的影响非常明显, 其中摩擦是造成登陆热带气旋强度迅速减弱的一个重要因素。

**关键词** 地形 边界层摩擦 登陆热带气旋

**文章编号** 1006-9895(2005)03-0429-09

**中图分类号** P444

**文献标识码** A

## A Study of the Influence of Topography and Boundary Layer Friction on Landfalling Tropical Cyclone Track and Intensity

YUAN Jin-Nan, GU De-Jun, and LIANG Jian-Yin

Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080

**Abstract** A quasi-geostrophic barotropic model is employed to investigate the influence of topography and boundary layer friction on landfalling tropical cyclone tracks and intensity change without diabatic heating. The results show that the effect of topography on north-west wards track of landfalling tropical cyclones is quite obvious, but the effect of topographic action on intensity of landfalling tropical cyclones is not distinct. On the other hand, it is also shown that the boundary layer friction may have a certain degree effect on the north-west wards tracks of landfalling tropical cyclones by changing the moving velocity of tropical cyclone in X and Y directions and the horizontal structure of tropical cyclone circulation, and the boundary layer friction has a prominent effect on intensity of landfalling tropical cyclones. The result demonstrates that the friction action is one of the important factors to decrease rapidly the intensity of landfalling tropical cyclones.

**Key words** topography, boundary layer friction, landfalling tropical cyclone

## 1 引言

影响热带气旋路径和强度的因素比较多, 其中地形和边界层摩擦等是影响登陆热带气旋路径和强度的重要外部因子。有关岛屿地形对登陆热带气旋

的影响已有过一些研究, 例如 Yeh 和 Elsberry<sup>[1, 2]</sup>、罗哲贤和陈联寿<sup>[3]</sup>、孟智勇等<sup>[4]</sup>研究了台湾岛屿地形对热带气旋移动路径的影响。Chang<sup>[5]</sup>、Zehnder<sup>[6]</sup>、Lin 等<sup>[7]</sup>、Kuo 等<sup>[8]</sup>研究了地形对涡旋及其移动路径的影响。Schade 和 Em-

anuel<sup>[9]</sup>通过一个简单的海气耦合模式研究了海洋对热带气旋强度的影响。实际上,地形等对登陆热带气旋路径和强度的影响比较复杂,目前人们关于地形和摩擦等对登陆热带气旋路径和强度影响的认识仍然不足,而从动力机制上分析研究地形和摩擦等对登陆热带气旋路径和强度的影响还比较少。

本文利用包含地形和摩擦的准地转正压模式,探讨了地形和边界层摩擦对登陆热带气旋路径和强度的动力影响。

## 2 基本方程

采用包含地形和摩擦的 $\beta$ 平面正压方程组,

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - (f_0 + \beta y)v = -\frac{\partial \phi}{\partial x} - \gamma \cdot u, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + (f_0 + \beta y)u = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - \gamma \cdot v, \\ \frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}[u(\phi - gh_B)] + \frac{\partial}{\partial y}[v(\phi - gh_B)] = 0, \end{cases} \quad (1)$$

其中, $\gamma$ 为摩擦系数, $h_B$ 为地形高度,这里假设边界层摩擦的大小跟风速成正比。

假设运动是准地转的,则有

$$\begin{cases} u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \\ v = \frac{\partial \psi}{\partial x}, \end{cases} \quad (2)$$

和

$$\begin{cases} \zeta = \nabla^2 \psi, \\ \psi = \frac{\phi}{f_0}, \end{cases} \quad (3)$$

其中, $\psi$ 为准地转流函数, $\zeta$ 为涡度垂直分量, $f_0$ 为对应纬度为 $\phi_0$ 时的科里奥利参数。

由(1)式和(2)、(3)式可得:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi - \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 \psi + \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 \psi + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = -\gamma \cdot \nabla^2 \psi, \\ \frac{\partial \psi}{\partial t} - \frac{\partial \psi}{\partial y} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (\psi - \frac{gh_B}{f_0}) + \frac{\partial \psi}{\partial x} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (\psi - \frac{gh_B}{f_0}) = 0. \end{cases} \quad (4)$$

由(4)式可得包含地形和摩擦的准地转正压涡度方程为

$$\left( \nabla^2 - \frac{1}{\lambda_R^2} \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} + J \left( \psi, \nabla^2 \psi - \frac{\psi}{\lambda_R^2} + \beta y + \frac{f_0 h_B}{H} \right) =$$

$$-\gamma \cdot \nabla^2 \psi, \quad (5)$$

其中, $H$ 是流体平均高度, $\lambda_R = \sqrt{gH}/f_0$ 为 Rossby 变形半径, Jacobian 式  $J(a, b) = \frac{\partial a}{\partial x} \cdot \frac{\partial b}{\partial y} - \frac{\partial a}{\partial y} \cdot \frac{\partial b}{\partial x}$ .

整理(5)式可得:

$$\left( \nabla^2 - \frac{1}{\lambda_R^2} \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} + J(\psi, \nabla^2 \psi) + J(\psi, \beta y) + J\left(\psi, \frac{f_0 h_B}{H}\right) = -\gamma \cdot \nabla^2 \psi. \quad (6)$$

## 3 模式概述

这里采用(6)式作为模式的基本方程,模式方程中的 Jacobian 项采用 Arakawa 等<sup>[10]</sup>构造的差分格式计算,模式积分计算过程中 Jacobian 项保持平均动能和平均涡度拟能守恒。这里应用超松弛迭代法求解模式方程,模式时间积分起步采用向前差分,然后采用中央差分进行计算。模式东西方向采用周期性边界条件,南北方向采用固定边界条件,即南北边界取扰动流函数为零。

模式采用均匀网格,网格距为 50 km,模式东西方向和南北方向取  $201 \times 101$  个格点,模式网格南侧位于赤道。模式时间步长为 12 min,总积分时间为 3 d,这里取流体平均高度  $H = 8$  km,  $f_0$  和  $\beta$  取对应纬度  $\phi_0 = 30^\circ$  时的值,摩擦系数  $\gamma$  的量级取  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

为了方便起见,这里取初始热带气旋为对称涡旋<sup>[11]</sup>,热带气旋的切向风速如下:

$$v(r) = v_m \cdot \left( \frac{r}{r_m} \right) \cdot \exp \left\{ \frac{1}{b} \left[ 1 - \left( \frac{r}{r_m} \right)^b \right] \right\}, \quad (7)$$

其中, $r$ 为半径, $v_m$ 为热带气旋最大风速, $r_m$ 为最大风速半径,因子 $b$ 用来决定外围风廓线的形状。相应的热带气旋涡度(流函数)廓线为

$$\nabla^2 \psi = \zeta(r) = \frac{2v_m}{r_m} \left[ 1 - \frac{1}{2} \left( \frac{r}{r_m} \right)^b \right] \exp \left\{ \frac{1}{b} \left[ 1 - \left( \frac{r}{r_m} \right)^b \right] \right\}, \quad (8)$$

这里取  $r_m = 100$  km,  $v_m = 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $b = 1$ 。

## 4 无基本气流和无摩擦时地形对登陆热带气旋强度和路径的影响

为了方便起见,取地形为

$$Z_s(x, y) =$$

$$\begin{cases} h_{\max} \sin\left[\frac{\pi}{2L_x}(x-x_0+l_x)\right] \sin\left[\frac{\pi}{2L_y}(y-y_0+l_y)\right], \\ -l_x \leq x-x_0 \leq l_x, -l_y \leq y-y_0 \leq l_y, \\ 0, \end{cases} \quad (9)$$

其中,  $h_{\max}$  为地形最大高度,  $2L_x$  为 X 方向的地形宽度,  $2L_y$  为 Y 方向的地形宽度,  $(x_0, y_0)$  为地形最大高度处的坐标。这里设计的是中央凸起四周低的南北向地形。

为了便于讨论地形对登陆热带气旋强度和路径的影响, 首先考虑在无基本气流和无摩擦( $\gamma=0.0 \times 10^{-6} s^{-1}$ )的理想情况下, 不同地形坡度条件下热带气旋爬坡和下坡时路径和强度的变化情况(如表 1)。

表 1 无基本气流和无摩擦时不同地形下的四种情况

Table 1 Four cases for no basic flow and no friction with different topographic features

简称	四种不同情况
Abbreviation	Four cases
up5	最高地形 $h_{\max}=500$ m 时的爬坡 Upslope for the highest topography $h_{\max}=500$ m
down5	最高地形 $h_{\max}=500$ m 时的下坡 Downslope for the highest topography $h_{\max}=500$ m
up10	最高地形 $h_{\max}=1000$ m 时的爬坡 Upslope for the highest topography $h_{\max}=1000$ m
down10	最高地形 $h_{\max}=1000$ m 时的下坡 Downslope for the highest topography $h_{\max}=1000$ m

这里用热带气旋中心的涡度值来衡量热带气旋强度的变化, 即热带气旋中心的涡度值越大则热带气旋的强度越强。另外, 为了便于讨论热带气旋强度的变化, 这里定义热带气旋的强度比为  $\zeta_t/\zeta_0$ , 其中  $\zeta_0$  为初始时刻热带气旋中心的涡度,  $\zeta_t$  为  $t$  时刻热带气旋中心的涡度, 初始时刻热带气旋的强度比为 1.0。

图 1 给出了在无基本气流和无摩擦时不同地形情况下的热带气旋移动路径和强度的变化。

由图 1a 可以看出, 热带气旋主要沿西北方向移动, 因此热带气旋移动方向跟地形等高线垂直方向成一定的夹角。西北移动的热带气旋爬坡时地形越陡峭, 热带气旋的移动路径越左偏, 下坡时情况正好相反, 而且西北移动的热带气旋爬坡时的移动路径比下坡时的移动路径要偏左。由图 1b 可以看出, 在初始强度相同的情况下, 热带气旋爬坡时陡峭地形下比平坦地形下的热带气旋强度要稍弱, 下坡时情况正好相反。热带气旋爬坡时比下坡时强度要稍弱。同时可以看到, 在热带气旋爬坡或下坡时, 地形的变化对热带气旋路径的影响比较明显, 而对热带气旋强度的影响不明显。

在无基本气流和无摩擦情况下热带气旋爬坡和下坡运动主要发生在 48~72 h 之间; 热带气旋在  $h_{\max}=1000$  m 的地形条件下比在  $h_{\max}=500$  m 的地形条件下经过的地形坡度要陡峭; 热带气旋爬坡时地形高度的变化在 400 m 以内, 热带气旋下坡时地形高度的变化在 200 m 以内, 热带气旋爬坡和下坡

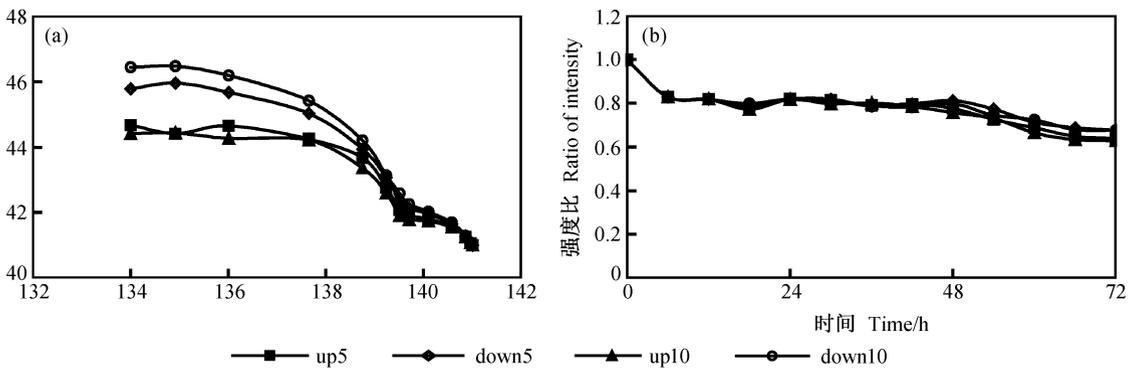


图 1 无基本气流和无摩擦时不同地形下的热带气旋移动路径(a)和强度的变化(b)。(a) 中的 X 和 Y 坐标为模式格点, 路径时间间隔为 6 小时。“up5”对应  $h_{\max}=500$  m 时爬坡, “down5”对应  $h_{\max}=500$  m 时下坡, “up10”对应  $h_{\max}=1000$  m 时爬坡, “down10”对应  $h_{\max}=1000$  m 时下坡

Fig. 1 The moving tracks of tropical cyclones (a) and the intensity change of tropical cyclones (b) for no basic flow and no friction with different topographic features. In (a) X and Y coordinates are model grid points, and the time intervals of the tracks are 6 h. ‘up5’ represents upslope for  $h_{\max}=500$  m; ‘down5’ represents downslope for  $h_{\max}=500$  m; ‘up10’ represents upslope for  $h_{\max}=1000$  m; ‘down10’ represents downslope for  $h_{\max}=1000$  m

时地形高度的变化都不是非常大(图略),而从图 1a 可以看到热带气旋的路径变化比较明显,这说明地形对热带气旋移动路径的影响比较明显。

## 5 无基本气流和无地形时摩擦对登陆热带气旋强度和路径的影响

为了便于讨论摩擦对登陆热带气旋强度和路径的影响,这里考虑无基本气流和无地形( $h_{\max}=0$ )的理想情况下,不同摩擦条件下热带气旋路径和强度的变化情况(如表 2)。

表 2 无基本气流和无地形时不同摩擦下的三种情况  
Table 2 Three cases for no basic flow and no topography with different frictional features

简称 Abbreviation	三种不同情况 Three cases
fr0	摩擦系数 Frictional coefficient $\gamma=0.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$
fr1	摩擦系数 Frictional coefficient $\gamma=1.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$
fr2	摩擦系数 Frictional coefficient $\gamma=2.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$

图 2 给出了无基本气流和无地形时摩擦系数  $\gamma=0.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ 、 $\gamma=1.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ 、 $\gamma=2.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$  时热带气旋的移动路径和强度的变化。

这里热带气旋在没有摩擦情况下的移动路径跟热带气旋初始切向风分布有关<sup>[12]</sup>。从图 2a 可以看出,热带气旋在不同的摩擦作用下,其移动路径有所不同,摩擦对热带气旋的移动路径有一定的影响。从图 2b 可以看出,在摩擦增强时热带气旋强度减弱比较快,摩擦作用对热带气旋强度的影响比较明显。即在考虑非绝热加热情况下,在无摩擦时由于模式方程中  $\beta$  效应使得热带气旋强度随时

间减弱;在有摩擦时由于  $\beta$  效应和摩擦耗散作用使得热带气旋强度减弱加快。

根据运动方程(1)式可以计算出单位质量热带气旋受到的摩擦力( $-\gamma\cdot\mathbf{k}\times\nabla\psi$ )和总的作用力( $dV/dt$ )在  $X$  方向和在  $Y$  方向上的分量(如图 3),这里以热带气旋中心为中心点,取半径  $r=600$  km 的圆形区域,单位质量热带气旋受到的作用力通过在该区域格点上的平均值获得,这样可以求出  $X$  方向和  $Y$  方向上单位质量热带气旋受到的作用力。从图 3a 和 b 可以看出,在不同的摩擦作用下,摩擦力随时间基本呈线性变化时热带气旋受到的总作用力并不是随时间线性变化,摩擦作用可以通过改变热带气旋  $X$  方向和  $Y$  方向上的移动速度影响热带气旋的移动路径。另外,摩擦作用还可以通过改变热带气旋水平环流结构对热带气旋的移动路径造成一定的影响(图略)。

## 6 有基本气流时地形和摩擦对登陆热带气旋强度和路径的影响

对于实际登陆热带气旋,既有基本引导气流又有地形和摩擦作用。这里为了方便起见,仅考虑基本气流  $u=-4.01\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  时向西北移动的热带气旋在不同地形和摩擦作用下路径和强度的变化情况(如表 3)。

图 4 给出了基本气流  $u=-4.0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  时不同地形和摩擦情况下的热带气旋移动路径和强度的变化。由图 4a 可以看出,热带气旋以西北方向移动为主,因此热带气旋移动跟地形等高线垂直方向成

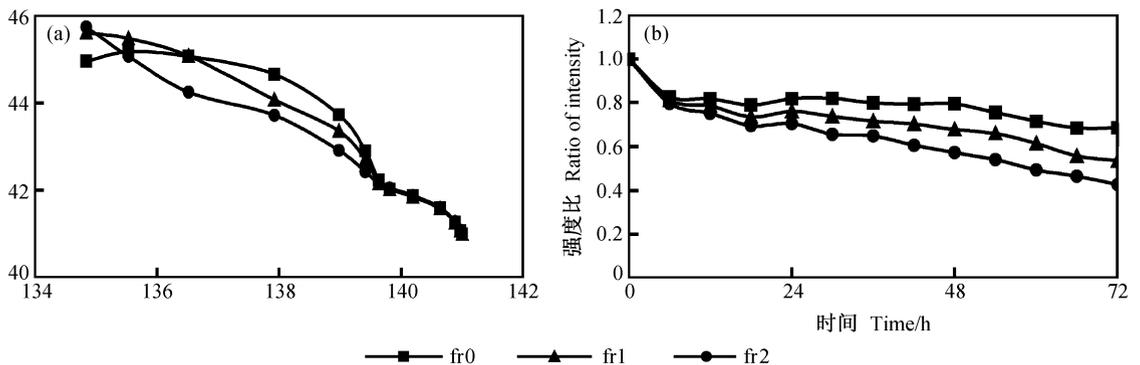


图 2 无基本气流和无地形时不同摩擦情况下的热带气旋移动路径(a)和强度的变化(b)。(a)中的  $X$  和  $Y$  坐标为模式格点,路径时间间隔为 6 h。“fr0”对应  $\gamma=0.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ ;“fr1”对应  $\gamma=1.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ ;“fr2”对应  $\gamma=2.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$

Fig. 2 The moving tracks of tropical cyclones (a) and the intensity change of tropical cyclones (b) for no basic flow and no topography with different frictional features. In (a)  $X$  and  $Y$  coordinates are model grid points, and the time intervals of the tracks are 6 h. ‘fr0’ represents  $\gamma=0.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ ; ‘fr1’ represents  $\gamma=1.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ ; ‘fr2’ represents  $\gamma=2.0\times 10^{-6}\text{s}^{-1}$

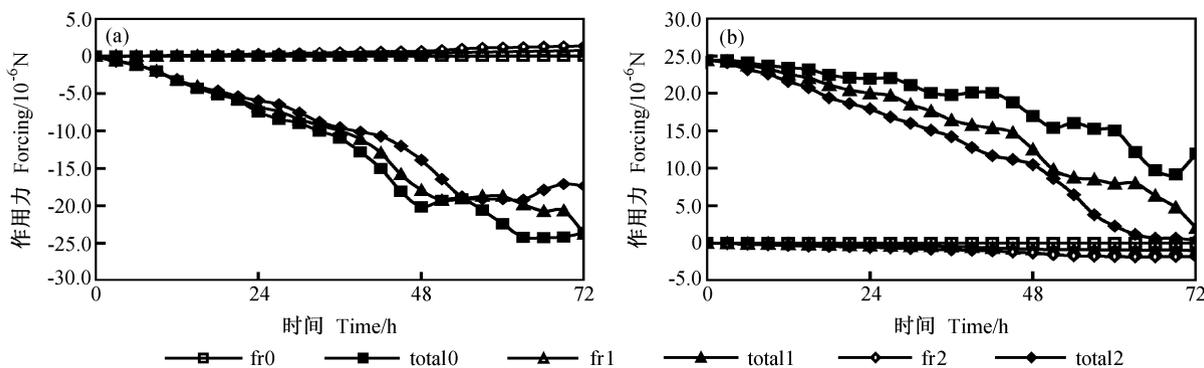


图3 无基本气流和无地形时不同摩擦情况下的单位质量热带气旋 X 方向的作用力变化(a)和单位质量热带气旋 Y 方向的作用力变化(b)。“fr0”和“total0”为对应  $\gamma=0.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  时单位质量热带气旋受到的摩擦力和总的作用力;“fr1”和“total1”为对应  $\gamma=1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  时单位质量热带气旋受到的摩擦力和总的作用力;“fr2”和“total2”为对应  $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  时单位质量热带气旋受到的摩擦力和总的作用力

Fig. 3 The forcing change of unit mass tropical cyclone in X direction (a) and in Y direction (b) for no basic flow and no topography with different frictional features. ‘fr0’ and ‘total0’ represent friction forcing and total forcing of unit mass tropical cyclone for  $\gamma=0.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ , respectively; ‘fr1’ and ‘total1’ represent friction forcing and total forcing of unit mass tropical cyclone for  $\gamma=1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ , respectively; ‘fr2’ and ‘total2’ represent friction forcing and total forcing of unit mass tropical cyclone for  $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ , respectively

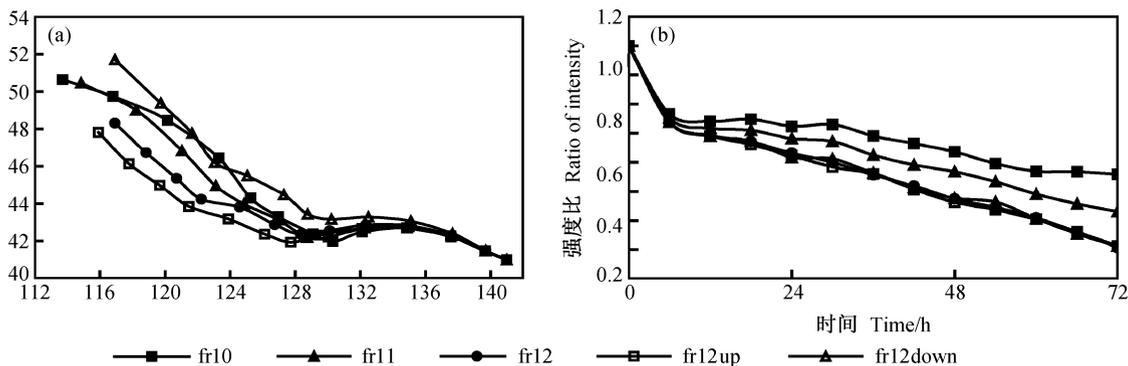


图4 在基本气流  $u=-4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时不同地形和摩擦情况下的热带气旋移动路径(a)和强度的变化(b)。(a)中的 X 和 Y 坐标为模式格点,路径时间间隔为 6 小时。“fr10”对应无地形、 $\gamma=0.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ;“fr11”对应无地形、 $\gamma=1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ;“fr12”对应无地形、 $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ;“fr12up”对应  $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 、 $h_{\text{max}}=500 \text{ m}$  时爬坡;“fr12down”对应  $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 、 $h_{\text{max}}=500 \text{ m}$  时下坡

Fig. 4 The moving tracks of tropical cyclones(a)and the intensity change of tropical cyclones(b) for basic flow  $u=-4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  with different topographic and different frictional features. In (a) X and Y coordinates are model grid points, and the time intervals of the tracks are 6 h. ‘fr10’ represents no topography and  $\gamma=0.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ; ‘fr11’ represents no topography and  $\gamma=1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ; ‘fr12’ represents no topography and  $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ; ‘fr12up’ represents upslope for  $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  and  $h_{\text{max}}=500 \text{ m}$ ; ‘fr12down’ represents downslope for  $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  and  $h_{\text{max}}=500 \text{ m}$

一定的夹角。在基本气流  $u=-4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、无地形时摩擦增强,热带气旋的移动有所减慢,热带气旋的移动路径有所不同,摩擦作用主要通过改变热带气旋 X 方向上和 Y 方向上的移动速度,以及改变热带气旋水平环流结构对热带气旋的移动路径产生一定的影响(图略)。基本气流  $u=-4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、摩擦系数  $\gamma=2.0 \times 10^6 \text{ s}^{-1}$ 、 $h_{\text{max}}=500 \text{ m}$  时,向西北移动的热带气旋爬坡时路径偏左,热带气旋下坡时路径偏右。由图 4b 可以看出,摩擦增强时热带气

旋强度减弱加快,热带气旋爬坡和下坡对强度的影响不明显,即地形对热带气旋强度的影响不是很明显,而摩擦对热带气旋强度的影响比较明显。另外,在有基本气流时,热带气旋受到基本气流的引导和作用,热带气旋移动路径跟没有基本气流时的热带气旋移动路径不同,热带气旋移动速度比没有基本气流时移动速度明显要快;在没有基本气流时热带气旋 48~72 h 的移动路径主要是西北偏西方向,在有基本气流时热带气旋 48~72 h 的移动路

径主要是西北偏北方向；在有基本气流时摩擦作用增强，热带气旋的强度随时间减弱比较快。

表 3 基本气流  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时不同地形和摩擦下的五种情况

Table 3 Five cases for basic flow  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  with different topographic and different frictional features

简称	五种不同情况
Abbreviation	Five cases
fr10	无地形、摩擦系数 $\gamma = 0.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ No topography and frictional coefficient $\gamma = 0.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$
fr11	无地形、摩擦系数 $\gamma = 1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ No topography and frictional coefficient $\gamma = 1.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$
fr12	无地形、摩擦系数 $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ No topography and frictional coefficient $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$
fr12up	最高地形 $h_{\max} = 500 \text{ m}$ 、摩擦系数 $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 时的爬坡 Upslope for the highest topography $h_{\max} = 500 \text{ m}$ and frictional coefficient $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$
fr12down	最高地形 $h_{\max} = 500 \text{ m}$ 、摩擦系数 $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 时的下坡 Downslope for the highest topography $h_{\max} = 500 \text{ m}$ and frictional coefficient $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$

图 5 给出了在基本气流  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、摩擦系数  $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  情况下爬坡和下坡时热带气旋中心的地形高度变化。由图 5 可以看出，热带气旋在爬坡和下坡过程中，地形变化是比较平滑和比较缓慢的，热带气旋爬坡和下坡主要发生在 12~60 h 之间。

图 6 给出了基本气流  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、摩擦系数  $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 、 $h_{\max} = 500 \text{ m}$  时爬坡热带气

旋的流函数和风场随时间的变化情况。从图 6 可以看到，在基本气流  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、摩擦系数  $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  时爬坡热带气旋的流函数和风场在 0~72 h 的变化；另外，可以看到热带气旋相对于地形的移动情况，热带气旋的移动路径跟地形之间基本上不是正交的。

根据方程(6)式可知，影响热带气旋强度的项有  $\beta$  项  $[-J(\psi, \beta y)]$ 、地形项  $[-J(\psi, f_0 h_B/H)]$  和摩擦项  $[-\gamma \cdot \nabla^2 \psi]$ 。为了讨论  $\beta$  项、地形项和摩擦项对热带气旋强度变化的贡献，这里以热带气旋中心为中心点，取半径  $r = 300 \text{ km}$  的圆形区域，求出以上每项在区域格点上的平均值作为每项的数值大小。

图 7 给出了基本气流  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、摩擦系数  $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 、 $h_{\max} = 500 \text{ m}$  时爬坡和下坡热带气旋涡度的各项变化。从图 7a 可以看出，当热带气旋爬坡时，地形项、 $\beta$  项和摩擦项基本上都是负值，它们基本上都使得热带气旋中心涡度值减小，其中摩擦项起主要作用。从图 7b 可以看出，当热带气旋下坡时，地形项是正值， $\beta$  项和摩擦项都是负值。地形项使得热带气旋中心涡度值增加、 $\beta$  项和摩擦项都使得热带气旋中心涡度值减小，但是地形项相对  $\beta$  项和摩擦项要小，因而热带气旋中心涡度值还是减小的。这说明在非绝热加热情况下，当热带气旋爬坡时，地形作用使热带气旋强度减弱，但主要是摩擦作用使热带气旋强度减弱；当热带气旋下坡时，地形作用使热带气旋强度增强，但是  $\beta$  项和摩擦项作用在使热带气旋强度减弱时起主要作用。这就解释了前面所提到的当热带气旋爬坡或下坡时地形对热带气旋强度的影响不明显，这

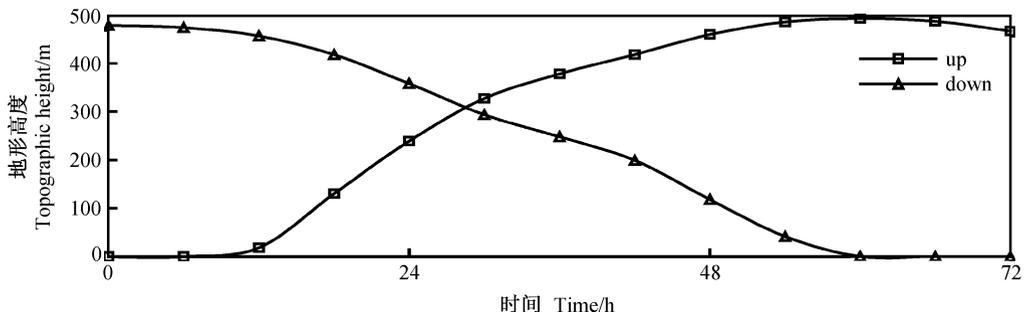


图 5 在基本气流  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  情况下爬坡和下坡时热带气旋中心的地形高度变化。“up”对应  $h_{\max} = 500 \text{ m}$  时爬坡，“down”对应  $h_{\max} = 500 \text{ m}$  时下坡

Fig. 5 The change of topographic height of the tropical cyclone center for basic flow  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  and  $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  when tropical cyclones are upslope and downslope. ‘up’ represents upslope for  $h_{\max} = 500 \text{ m}$ , and ‘down’ represents downslope for  $h_{\max} = 500 \text{ m}$

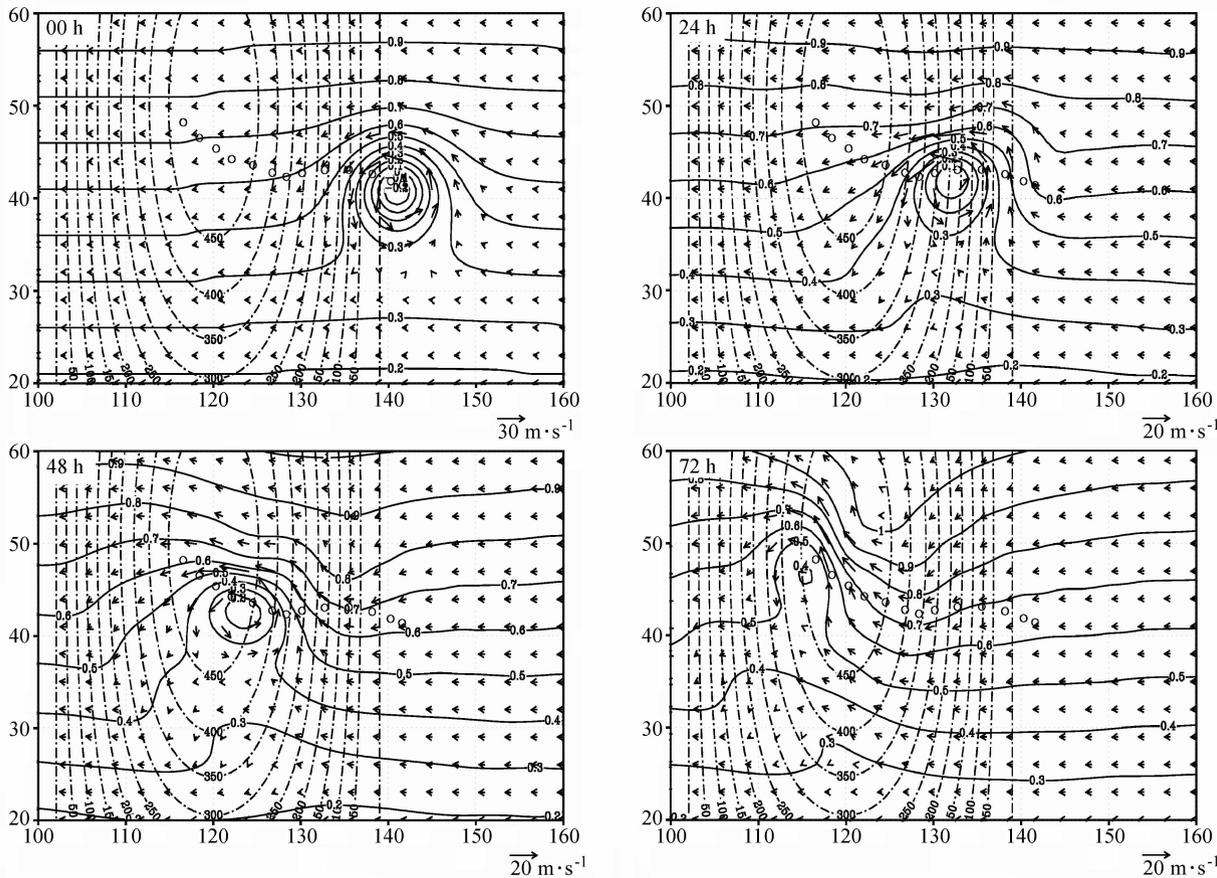


图6 基本气流  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、摩擦系数  $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 、 $h_{\text{max}} = 500 \text{ m}$  时爬坡热带气旋的流函数(单位:  $10^7 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ )和风场 0~72 h 的变化。虚线为地形高度等值线,等值线间隔为 50 m,空心圆表示间隔为 6 h 的热带气旋中心位置。横坐标和纵坐标均为模式网格点,格距为 50 km

Fig. 6 The change of stream function (units:  $10^7 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) and wind field for upslope tropical cyclones under the condition of  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , friction coefficient  $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  and  $h_{\text{max}} = 500 \text{ m}$  from 0 h to 72 h. The dashed lines are contours of topographic height at an interval of 50 m. Hollow circles represent situations of the tropical cyclone center at an interval of 6 h. Abscissa and ordinate are model grid points, and grid spacing is 50 km

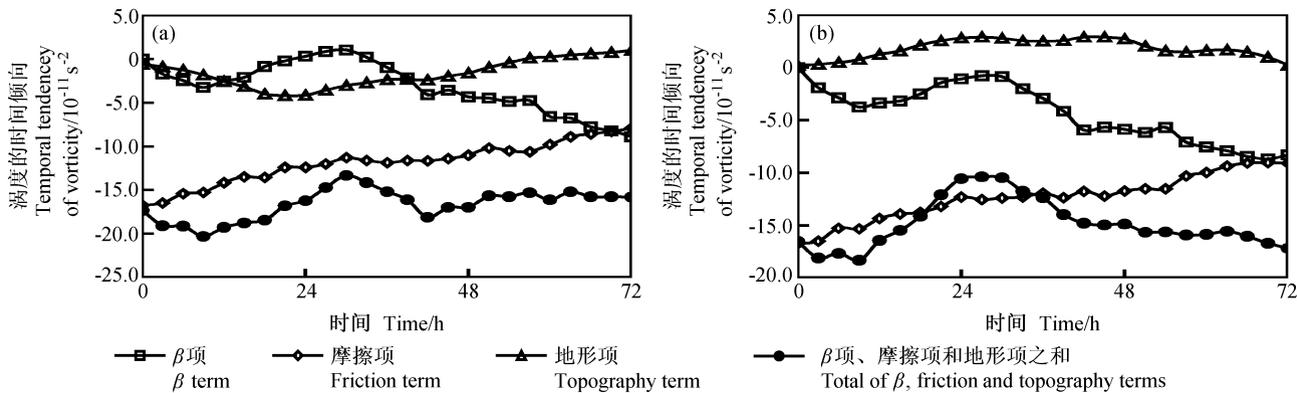


图7 基本气流  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、摩擦系数  $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 、 $h_{\text{max}} = 500 \text{ m}$  时爬坡(a)和下坡(b)的热带气旋涡度方程中的各项变化

Fig. 7 Each term change in the tropical cyclone vorticity equation for upslope (a) and downslope (b) under the condition of  $u = -4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , friction coefficient  $\gamma = 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  and  $h_{\text{max}} = 500 \text{ m}$

是因为地形项作用相对 $\beta$ 项和摩擦项作用比较小。

根据运动方程(1)式可知,加速度的表达式为

$$\frac{dV}{dt} = \beta y \nabla \psi - \gamma \cdot \mathbf{k} \times \nabla \psi. \quad (10)$$

根据方程(10)可以计算出热带气旋在 $X$ 方向和 $Y$ 方向的移动加速度。这里以热带气旋中心为中心点,取半径 $r=600$  km的圆形区域,求出在 $X$ 方向和在 $Y$ 方向加速度的格点平均值作为热带气旋移动的加速度。

图8给出了基本气流 $u=-4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和摩擦系数 $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 时无地形、最高地形 $h_{\max}=500$  m时爬坡和下坡,热带气旋 $X$ 方向加速度 $du/dt$ 的变化和 $Y$ 方向加速度 $dv/dt$ 的变化。从图8a可以看出,当 $t=12$  h以后,西北移动的热带气旋有向西的加速度,当热带气旋下坡时向西的加速度比无地形时要大,当热带气旋爬坡时在 $t=48$  h以后向西的加速度比无地形时要大。从图8b可以看出,西北移动的热带气旋向北的加速度逐渐减小,其中热带气旋爬坡时向北的加速度最小,而热带气旋下坡时向北的加速度最大。这就解释了热带气旋爬坡时路径偏左和下坡时路径偏右,主要是因为地形对热带气旋 $Y$ 方向上的移动加速度影响造成的。

## 7 结论与讨论

采用包含有地形和摩擦的正压方程,得到准地转的正压模式,研究了无非绝热加热情况下地形和边界层摩擦对登陆热带气旋路径和强度的影响,主

要结论如下:

(1) 在环境气流不变的情况下,向西北移动的热带气旋爬坡时的移动路径比下坡时的移动路径要偏左,西北移动的热带气旋爬坡时地形越陡峭,热带气旋的移动路径越偏左,下坡时情况相反。地形作用对登陆热带气旋移动路径的影响比较明显。

(2) 在热带气旋初始强度和摩擦相同、无非绝热加热的情况下,热带气旋爬坡时比下坡时的强度减弱要稍快,热带气旋爬陡峭地形比爬平坦地形时强度减弱要稍快,下坡时情况相反。地形对登陆热带气旋强度影响不明显。

(3) 热带气旋无非绝热加热时在不同的摩擦作用下,热带气旋移动路径有所不同,表明边界层摩擦对热带气旋移动路径有一定的影响,边界层摩擦作用可以通过改变热带气旋 $X$ 方向和 $Y$ 方向的移动速度以及改变热带气旋水平环流结构对热带气旋的移动路径造成一定的影响。在摩擦增强时热带气旋强度减弱比较快,边界层摩擦作用对登陆热带气旋强度的影响比较明显。

(4) 无非绝热加热时有摩擦的情况下,热带气旋爬坡时地形作用使热带气旋强度减弱,热带气旋下坡时地形作用使热带气旋强度增强,但是 $\beta$ 项和摩擦项作用使热带气旋强度减弱占主要地位。因此,地形对登陆热带气旋强度的影响不明显,主要是由于地形项相对 $\beta$ 项和摩擦项比较小。

(5) 在有摩擦的情况下,西北移动的热带气旋向北的加速度逐渐减小,其中热带气旋爬坡时向北

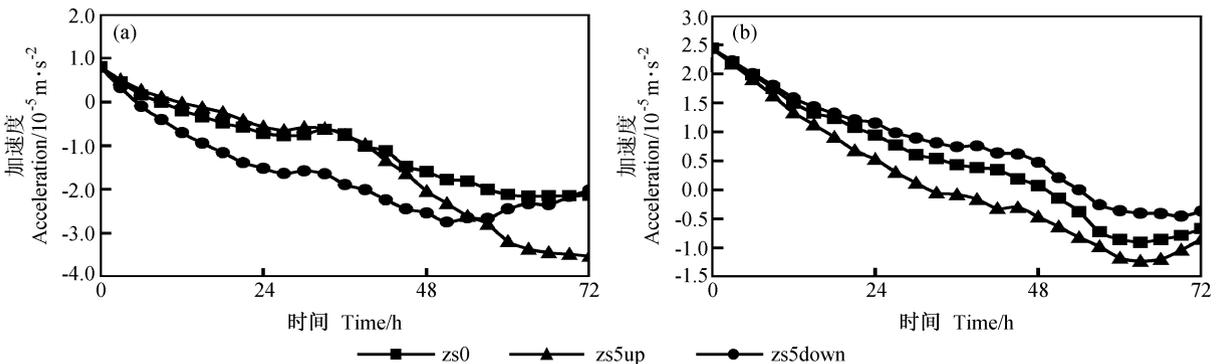


图8 基本气流 $u=-4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和摩擦系数 $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 时无地形、最高地形 $h_{\max}=500$  m时爬坡和下坡,热带气旋 $X$ 方向加速度 $du/dt$ 的变化(a)和 $Y$ 方向加速度 $dv/dt$ 的变化(b)。“zs0”代表无地形,“zs5up”代表 $h_{\max}=500$  m时爬坡,“zs5down”代表 $h_{\max}=500$  m时下坡

Fig. 8 The acceleration  $du/dt$  change in  $X$  direction (a) and acceleration  $dv/dt$  change in  $Y$  direction (b) of the tropical cyclone for no topography, upslope and downslope under the condition of  $h_{\max}=500$  m when basic flow  $u=-4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  and friction coefficient  $\gamma=2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ . ‘zs0’ represents no topography, ‘zs5up’ represents upslope for  $h_{\max}=500$  m, and ‘zs5down’ represents downslope for  $h_{\max}=500$  m

的加速度减小最快,而下坡时向北的加速度减小最慢,因此,热带气旋爬坡时的路径比下坡时的路径偏左,这主要是地形对热带气旋 Y 方向的移动加速度影响造成的。

这里采用了简单的准地转正压涡度方程模式,研究了无非绝热加热时地形和边界层摩擦对登陆热带气旋路径和强度的动力影响。实际上地形和边界层摩擦除了直接通过动力作用影响热带气旋的路径和强度以外,另外还可以通过地形和边界层摩擦引起的降水释放凝结潜热等间接影响热带气旋的路径和强度,因此,实际大气中地形和边界层摩擦对登陆热带气旋路径和强度的影响比较复杂。

### 参考文献

[1] Yeh T C, Elsberry R L. Interaction of typhoons with the Taiwan orography, Part I: Upstream track deflections. *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**: 3193~3213

[2] Yeh T C, Elsberry R L. Interaction of typhoons with the Taiwan orography, Part II: Continuous and discontinues track across the island. *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**: 3213~3233

[3] 罗哲贤,陈联寿.台湾岛地形对台风移动路径的作用. *大气科学*, 1995, **19**(6):701~706  
Luo Zhexian, Chen Lianshou. Effect of the orography of Taiwan Island on typhoon tracks. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1995, **19**(6): 701~706

[4] 孟智勇,徐祥德,陈联寿.台湾岛地形诱发次级环流系统对热带气旋异常运动的影响机制. *大气科学*, 1998, **22**(2):156

~168

Meng Zhiyong, Xu Xiangde, Chen Lianshou. Mechanism of the impact of cyclone system induced by the Taiwan Island topography on tropical cyclone unusual motion. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1998, **22**(2): 156~168

[5] Chang S W J. The orographic effects included by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**: 1255~1270

[6] Zehnder J A. The influence of large-scale topography on barotropic vortex motion. *J. Atmos. Sci.*, 1993, **50**: 2519~2532

[7] Lin Y L, Han J, Hamilton D W, et al. Orographic influence on a drifting cyclone. *J. Atmos. Sci.*, 1999, **56**: 534~562

[8] Kuo H C, Williams R T, Chen J H, et al. Topographic effects on barotropic vortex motion; no mean flow. *J. Atmos. Sci.*, 2001, **58**: 1310~1327

[9] Schade L R, Emanuel K A. The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones: Results from a simple coupled atmosphere-ocean model. *J. Atmos. Sci.*, 1999, **56**: 642~651

[10] Arakawa A, Lamb V R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 1976, **17**: 174~264

[11] Chan J C L, Williams R T. Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion, Part I. Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**: 1257~1264

[12] Li X, Wang B. Barotropic dynamics of the beta gyres and beta drift. *J. Atmos. Sci.*, 1994, **51**: 746~756