

# 台风数值模拟中边界层方案的敏感性试验

## I. 对台风结构的影响

邓 国<sup>1</sup> 周玉淑<sup>2</sup> 李建通<sup>2,3,4</sup>

1 国家气象中心, 北京 100081

2 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

3 中国科学院研究生院, 北京 100039

4 福建省厦门市气象局, 厦门 361012

**摘 要** 通过比较不同边界层方案下中尺度数值模式模拟的台风地表特征量以及形势场和风场, 表明台风边界层通过摩擦混合和辐射等作用与地表产生水汽、热量和动量的交换, 并通过湍流效应和积云的夹卷作用将边界层的影响扩展至整个自由大气。对台风 Dan 的模拟个例表明, 由于边界层过程的差异导致台风尺度大小不同, 风场、形势场的水平和垂直分布结构都有所差异。不同边界层方案模拟的台风结构的差异必然导致强度的差异, 与此相对应, 在不同边界层方案下, Eta 方案模拟的台风强度偏大; 而 Burk-Thompson 和 Blackadar 方案略次之, 在没有边界层方案的情况下模拟的强度非常弱, 体现了边界层过程对台风发生发展的巨大影响。

**关键词** 台风边界层 边界层方案 数值模拟

**文章编号** 1006-9895(2005)03-0417-12 **中图分类号** P444 **文献标识码** A

## The Experiments of the Boundary Layer Schemes on Simulated Typhoon

### Part I. The Effect on the Structure of Typhoon

DENG Guo<sup>1</sup>, ZHOU Yu-Shu<sup>2</sup>, and LI Jian-Tong<sup>2,3,4</sup>

1 *National Meteorological Center, Beijing 100081*

2 *Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storm, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

3 *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039*

4 *Xiamen Meteorological Bureau, Xiamen 361012*

**Abstract** Based on the numerical simulation of typhoon Dan in 1999 with different Planetary Boundary Layer (PBL) schemes, it can be found that there exists the exchange of heat flux, vapor flux and momentum flux through friction mixing and radiation between PBL and the surface layer, and the fluxes can diffuse to the free atmosphere through the effect of entrainment and vertical diffusion in cumulus process. Due to the difference in PBL processes, the scale of typhoon, the horizontal and vertical structure of simulated typhoon are different. The difference of structure will affect the intensity of typhoon, therefore, it shows that the Burk-Thompson scheme and Blackadar scheme produce weaker surface momentum than that of the Eta scheme, while the model will produce a very weak cyclone without PBL process.

**收稿日期** 2003-10-24, 2004-02-05 收修定稿

**资助项目** 科技奥运项目子专题 AY2004A-01-0501 和国家自然科学基金资助项目 40405007、40205010

**作者简介** 邓国, 男, 1972 年出生, 博士, 工程师, 目前主要从事集合预报技术研究和热带气旋的分析及数值模拟。

E-mail: deng719@cma.gov.cn

**Key words** PBL of typhoon, PBL scheme, numerical simulation

## 1 引言

台风边界层是台风结构的重要组成部分,揭示台风边界层的结构可进一步了解台风低层的通量分布、能量传输以及垂直运动发展规律。详细了解边界层物理过程在台风发展中的作用是充分认识和预报热带气旋的重要基础性工作。但是,由于在台风这种恶劣的天气条件下获得观测资料十分困难,这方面的资料非常欠缺,人们至今难以获得台风条件下边界层的可靠信息。因此,目前尽管对台风的运动、结构、强度等方面展开了大量的研究,但是涉及到边界层方面的工作并不多,对于热带气旋边界层的结构、作用也还不十分清楚<sup>[1, 2]</sup>,经过试验的描述在台风这种强风条件下的边界层方案还未出现,迄今为止最高的风速廓线关系也仅适用于风速  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以下<sup>[3]</sup>等等。因此,台风边界层的研究是十分必要和重要的。

研究表明<sup>[4, 5]</sup>,台风边界层的感热、潜热和动量的垂直输送对台风的发生发展起着十分重要的作用。其中,CISK 理论<sup>[6]</sup>就非常依赖边界层的潜热输送和摩擦辐合作用。为了考察边界层过程在热带气旋发展过程中的作用,本文利用中尺度数值模式 MM5 在对 1999 年的南海北翘台风 Dan(国内编号为 9914)成功的数值模拟基础上(见图 1,不同边界层方案对台风降水、中心最低气压等影响将在

另文讨论),讨论了不同边界层方案下模拟的台风边界层过程的差异,以及这些边界层过程是如何对台风上部自由大气的强度和结构产生影响的。

由图 1 可见,在其他条件完全相同仅边界层条件不同的情况下,对台风 Dan 的数值模拟结果出现了相当大的差异。在不同的边界层方案中,Blackadar 方案的模拟路径与实况最为接近,从模拟的台风中心位置这一指标来看,在 8 日 00 时(国际协调时,下同)以后直至模拟结束的 10 日 12 时,采用 Blackadar 方案模拟的台风与观测的最佳路径的最长距离也没有超过  $0.5^\circ$ 。仅次于 Blackadar 方案的是 Eta 方案,经过 48 小时的模拟,在台风登陆时模拟的台风中心与实况差别在  $0.7^\circ$  左右,在以后 36 小时的模拟中,模拟结果与实况的最高差异也维持在这个水平。Burk-Thompson 方案模拟的台风路径与实况有着较大的差异,与观测的台风位置最大差异可达  $1.5^\circ$  以上。在没有边界层通量方案的情况下,台风 Dan 的数值模拟结果最差,自始至终与实测的偏差维持在  $1.2^\circ$  以上,最高接近  $2^\circ$ 。

## 2 台风 Dan 不同边界层方案的数值研究

本文的数值模式为 PSU/NCAR 的 MM5 中尺度非静力模式,垂直方向分为 26 层;水平方向采用 Arakawa B 交错网格,采用了两重嵌套方案,粗细网格之间相互反馈。模拟区域中心点纬度为  $23^\circ \text{N}$ ,经度为  $124^\circ \text{E}$ ;粗网格格距为 36 km,  $130 \times 156$  个格点;细网格格距为 12 km,  $184 \times 214$  个格点。

在台风模式中地形、地表状况采用的分别是由 NCAR 提供的  $10'$  和  $5'$  资料。粗域侧边界条件采用松弛边界条件,嵌套区域采用时变边界条件。下边界考虑了海平面温度、分层土壤温度。模式中采用了 Blackadar 边界层参数化方案、Burk-Thompson 方案、Eta 方案和无边界层通量方案,前三种方案可以细致地分辨和处理边界层的风、温度、湿度的分布和结构。对显式湿物理过程采用了 Graupel 方案,积云对流参数化方案采用的是 Betts-Miller 方案,并考虑了浅对流的影响。辐射方案为云辐射方案。积分时间为 1999 年 10 月 7 日 00 时到 10 日 12 时共 84 小时,包括了台风 Dan 转向和登陆后转变为温带气旋的全部过程。

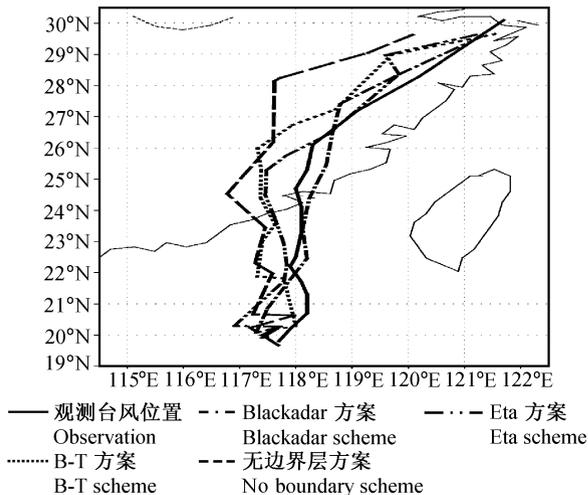


图 1 不同边界层方案模拟的台风路径

Fig. 1 The simulated tracks of typhoon with different PBL schemes

模式采用 ECMWF 逐日  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  再分析资料作为初值场, 一天两个时次 (0000 UTC, 1200 UTC), 并加入模拟区域地面气象站地面 (每天 4 次: 0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC, 1800 UTC) 和高空 (每天 2 次, 分别为 0000 UTC 和 1200 UTC) 观测资料对其进行订正。订正的方法主要是将观测资料写入 MM5 模式前处理程序中, 利用 MM5 模式本身资料订正的方法, 即模式先采用 16 点滑动抛物线插值方法将站点资料插值到模式中尺度网格点上, 然后采用客观分析的方法检验地面和探空资料的准确性。对于每一个站点观测值都与该点的背景场值相比较, 如果两者的差异小于给定的范围则认为观测结果是可靠的, 否则作为错误资料予以剔除。这些站点观测资料将采用 CRESSMAN 插值的方法加入到分析场中以提高初始场的精度。针对风场、温度场、地表气压等观测资料不同的特性在客观分析中采用不同的影响权重。模拟试验方案见表 1。

### 3 边界层参数化方案简介

图 2 为边界层过程的简单图示, 边界层过程包括了表面层、边界层以及以上的自由大气三个主要层面: 表面层受地形地势和地表摩擦影响很大。表面层与边界层之间有水汽、热量和物质的交换, 地表的感热通量和潜热通量垂直向上影响边界层过程; 边界层运动以湍流交换为主要特点, 并且垂直

方向的混合远强于水平方向的混合, 混合的方式有局地混合和非局地混合两种; 在边界层顶部, 边界层和自由大气之间通过通量和夹卷等方式有物质和能量的交换。因此, 边界层过程通过参数化方式主要在垂直方向上提供热量、水汽和动量通量, 各种不同的边界层过程主要体现在各种稳定条件下的处理方式不同。

#### 3.1 Blackadar 方案

Blackadar 方案<sup>[8]</sup>包含两种不同的湍流混合: 夜间边界层分类和自由对流类。前者根据总体 Richardson 数  $Ri$  的大小又可分为三类: 当  $Ri \geq 0.2$  时, 认为地表状况非常稳定; 当  $0 < Ri < 0.2$  时, 认为地表处于机械驱动湍流状态; 当  $Ri \leq 0$  和  $|h/L| \leq 1.5$  时 ( $h$  为边界层高度,  $L$  为 Monin-Obukhov 长度), 地表处于强迫对流不稳定状态。地面变量的倾向由局地 K 理论决定, 在地面以上自由大气中的混合由 K 理论决定。在自由对流不稳定条件下,  $Ri \leq 0$ ,  $|h/L| \geq 1.5$ , 热量、水汽和动量在垂直方向上的扩散不是由局地的梯度决定, 而是由整个混合层的热力结构和地表热通量决定。混合层中的预报变量通过假定在最低边界层和每一混合层中发生垂直交换来修正。在混合层以上, 混合由 K 理论决定。

#### 3.2 Burk-Thompson 方案

Burk-Thompson 边界层方案<sup>[9]</sup>是一个 Mellor-Yamada 2.5 阶闭合模式<sup>[10]</sup>, 包含了一个湍流动能预报方程。与 Burk-Thompson 的 3 阶方程<sup>[9]</sup>不同,

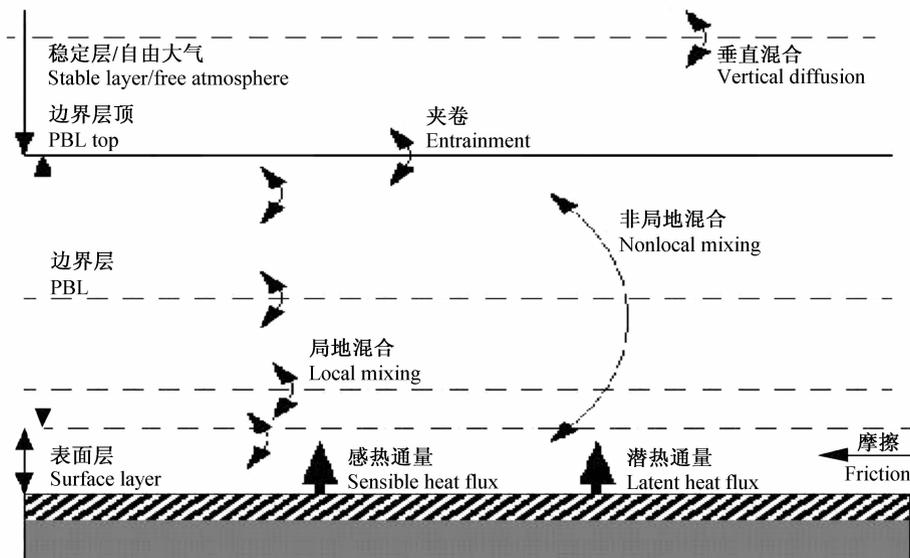


图 2 边界层过程示意图(引自文献[7])

Fig. 2 The sketch map of the PBL process (from PSU/NCAR Mesoscale Modeling System tutorial<sup>[7]</sup>)

表 1 试验方案设计的有关说明

Table 1 Illumination of the sensitivity tests

试验方案	Test schemes	边界层方案名称	PBL schemes	简称	Abbreviation
试验 1	Test 1	没有边界层通量的方案	No PBL fluxes	No PBL 方案	No PBL scheme
试验 2	Test 2	Blackadar 高分辨率方案	Blackadar scheme	BL 方案	BL scheme
试验 3	Test 3	Burk-Thompson 方案	Burk-Thompson scheme	BT 方案	BT scheme
试验 4	Test 4	Eta Mellor-Yamada 方案	Eta Mellor-Yamada Scheme	Eta 方案	Eta scheme

该方案忽略了热量通量和水汽通量中液态水的影响以及反梯度的作用。水汽的扩散系数为  $K_q = 1.0075K_h$  ( $K_h$  为热量交换系数), 而不是垂直速度方差的函数。这些通量由局地 K 理论导出。但与 Blackadar 方案中自由大气条件下将涡动扩散率作为局地 Richardson 数的函数不同, 在 Burk-Thompson 方案中给出一个复杂的代数方程, 此方程包含了预测的平均和扰动变量。

### 3.3 Eta PBL 方案

Eta PBL 边界层方案<sup>[11]</sup>采用 Mellor-Yamada 2.5 阶闭合模式来表征地面以上各层的湍流。重新设计了一个新的时间差分算法以克服湍流动能方程 (TKE) 中的计算不稳定问题。地表面有关变量的计算采用 Mellor-Yamada 2.0 阶闭合模式<sup>[10]</sup>, TKE 的产生和消散是平衡的, 地表状况可以由模式输出的大尺度变量的导数求出。为增加协调性, 地面上层采用浅对数廓线扰动。此外, 本边界层方案可以与一个简单的陆面过程模式耦合使用。本方案边界附近的扩散方案是四阶非线性的, 扩散系数决定于变形项和 TKE 的值。

在中尺度数值模式中, 边界层参数化过程包括地面通量的算法和边界层中模式各层间内部通量的算法。

### 3.4 地表通量的计算

在台风数值模拟中, 地表热量通量、水汽通量和动量通量的参数化起着非常关键的作用。通过参数化, 台风从地表面通过感热通量和潜热通量的传输获得能量, 由于摩擦作用而失去能量。尽管各种边界层方案各有不同, 但总体框架是类似的, 以下三个方程就是地表热量通量、水汽通量和动量通量的一般表示形式:

$$H_s = \rho_a c_p C_\theta V_a (\theta_g - \theta_a), \quad (1)$$

$$E_s = \rho_a L_v k M C_q V_a [q_{vs}(T_g) - q_{va}], \quad (2)$$

$$\tau_s = \rho_a C_d V_a^2, \quad (3)$$

式中,  $\rho_a$ ,  $q_{va}$ ,  $V_a$  分别为空气密度、水汽混合比和模式最低层的速度,  $q_{vs}$  为表层饱和水汽混合比, 这是海平面温度  $T_g$  的函数,  $C_\theta$ ,  $C_q$  和  $C_d$  分别为热量、水汽和动量的交换系数,  $L_v$  为水汽凝结潜热,  $M$  为水汽供应能力 (海洋表面  $M=1$ )。不同边界层方案之间主要区别之一是体现在交换系数  $C_\theta$ ,  $C_q$  和  $C_d$  上<sup>[4]</sup>。具体来说 Blackadar 高分辨率方案采用 M-O 相似理论将地表通量交换系数表示成无量纲的稳定度函数求取; Burk-Thompson 方案采用 Louis 方案将地表通量交换系数表示成为与 Richardson 数有关的函数; 而 Eta PBL 方案的地表通量是通过解 Mellor-Yamada 2.0 阶湍流闭合方案将湍流交换系数表示为与通量 Richardson 数有关的函数求取。

### 3.5 湍流交换系数的计算

由于边界层方程组中包含高阶湍流, 为使方程组闭合, 采用了不同的闭合方法, 如一阶、二阶、高阶闭合方案。如 Blackadar 高分辨率方案在稳定状态下基于 K 理论 (一阶闭合方案) 和隐式扩散方案 (不稳定状态) 计算近地层以上的预报变量。而 Burk-Thompson、Eta 方案则采用了 Mellor-Yamada 2.5 阶湍流闭合方案解湍流动能方程<sup>[10]</sup>:

$$\frac{Dq^2}{Dt} - \frac{\partial}{\partial z} \left( lq S_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) = -2 \overline{wu} \frac{\partial U}{\partial z} - 2 \overline{wv} \frac{\partial V}{\partial z} + 2\beta g \overline{w\theta_v} - 2\varepsilon, \quad (4)$$

$q^2$  为湍流动能,  $\varepsilon$  为湍能耗散,  $l$  为混合长。于是, 湍流交换系数为

$$K_M = lq S_M, \quad (5)$$

$$K_H = lq S_H, \quad (6)$$

(4) 式中的三阶矩量包含在  $\varepsilon$  中, 即:  $\varepsilon = q^3 / \Lambda_1$ ,  $\Lambda_1$  为长度尺度<sup>[10]</sup>。三阶矩  $\varepsilon$  的参数化方法为:  $\varepsilon = (q^2)^{3/2} / \Lambda_1$ , 反映了湍能衰减与湍流强度成正比的闭合概念。  $S_q = 0.2$ ,  $S_M$ ,  $S_H$  则由下式确定:

$$S_M(6A_1A_2G_M) + S_H(1 - 3A_2B_2G_H) -$$

$$12A_1A_2G_H) = A_2, \tag{7}$$

$$S_M(1 + 6A_1^2G_M - 9A_1A_2G_H) - S_H(12A_1^2G_H + 9A_1A_2G_H) = A_1(1 - 3C_1), \tag{8}$$

$$G_M = \frac{l^2}{q^2} \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right], \tag{9}$$

$$G_H = -\frac{l^2}{q^2} \beta g \frac{\partial \theta_v}{\partial z}, \tag{10}$$

其中,  $A_1$ 、 $A_2$ 、 $B_1$ 、 $B_2$ 、 $C_1$  为常数。根据以上湍流动能方程组, 将三阶矩量  $\epsilon$  等未知量参数化, 设定  $q^2$  的上、下边界条件, 用差分方法即可预报出湍流动能  $q^2$  (实际上为湍流动能的 2 倍) 等未知量。

### 4 不同方案模拟气象场的结果比较

为了比较不同边界层方案对台风数值模拟的影响, 应首先比较不同时刻台风 Dan 基于不同边界层方案模拟的各种气象场是否有差异, 如果有差异, 不同边界层过程是如何造成这种差异的, 以及同一种边界层条件下输出的各种气象场是否是协调一致的等等。为此, 选择台风 Dan 登陆前发展最为旺盛的 8 日 12 时为例, 分析不同边界层方案下模拟的气象场差异。

#### 4.1 地表特征量

##### 4.1.1 摩擦速度

摩擦速度是一个表征近地层湍流脉动速度大小的特征量, 即:  $u_* = \sqrt{-u'w'}$  或  $\tau = \rho u_*^2$ , 其中  $\tau$  为湍流应力。摩擦速度与地面应力或动量垂直通量有关, 摩擦速度越大, 则机械湍流越强。Moss 和 Rosenthal<sup>[12]</sup> 指出, 飓风边界层是机械力而不是浮力起重要作用, 因此, 摩擦速度是一个关键的基本量。摩擦速度在近地层内不随高度变化。根据观测的风、温度值, 可以求得摩擦速度和 M-O 长度尺度, 进而求得表面层的水汽通量、热量通量和动量通量以及表面层以上各层的诊断量。

由图 3 可见三种不同的边界层方案计算的地表摩擦速度的分布型比较接近, 但数值大小有一定差异: 台风中心的数值非常低, 接近于  $0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 说明台风中心的湍流相对较弱; 从台风中心向外摩擦速度迅速增大, 到距台风中心 50 km 左右处摩擦速度增幅逐渐变小, 并在距台风中心 100 km 左右达到极大值; 然后, 自内向外摩擦速度逐渐变小, 在台风外围约为  $0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右。摩擦速度的这种分布与台风的风速相关, 风速越大, 则机械湍流越

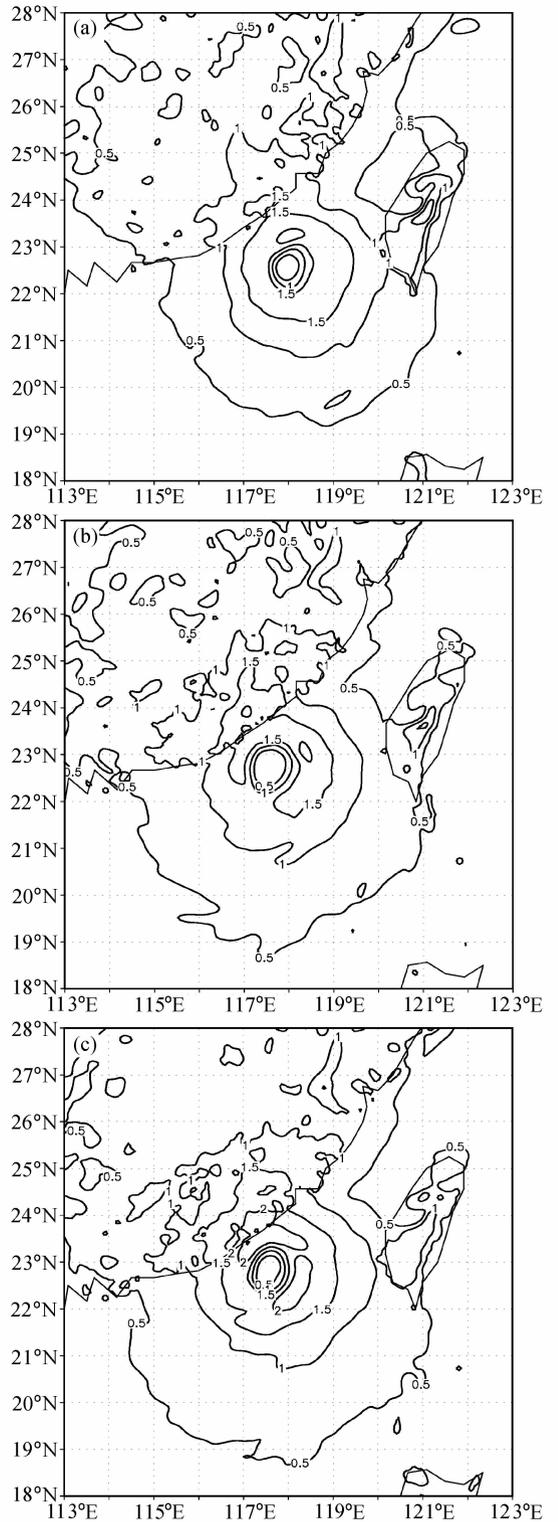


图 3 8 日 12 时地表摩擦速度 (单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ): (a) BL 方案; (b) BT 方案; (c) Eta 方案  
Fig. 3 The friction velocities at the surface layer at 1200 UTC 8 October (units:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ): (a) BL; (b) BT; (c) Eta

强,摩擦力也就越大。陆地上由于地表状况复杂,地表面粗糙度明显高于海面上,因此,陆地上的摩擦速度比与台风中心距离相当的海洋上的摩擦速度大,但摩擦速度的极值在海洋上以及海陆交汇地带,这是由于强风速极值出现在这一区域。在三种不同的边界层方案中, Eta 方案的摩擦速度极大值为  $2.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 略高于 Burk-Thompson 方案和 Blackadar 方案的  $2.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 显示前者模拟的台风强度略高于后两个方案,前者由表面层向上的动量输送也必然较大。

#### 4.1.2 感热通量和潜热通量

感热和潜热的海气交换和动量交换对台风的发生发展起十分重要的作用,而这些物理过程基本上都发生在边界层中。Charney 和 Ooyama<sup>[5]</sup> 提出的 CISK 理论,实际上就是台风发展与潜热正反馈的相互作用过程,在此过程中边界层的水汽供应和摩擦辐合是非常重要的。感热和潜热输送是边界层的主要物理过程,但感热对台风影响的大小及其对感热输送的方向目前存在不同的看法,但无论如何,相当一致的看法是潜热通量对台风的维持是基本的,也更为重要。成熟台风的主要能量来源于潜热释放,而其中  $10\% \sim 20\%$  来源于下垫面海洋水汽。水汽由边界层辐合上升,释放大量的凝结潜热,为台风的维持和发展提供能量<sup>[13]</sup>。

由图 4 可见,台风中心的感热通量接近  $0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 由台风中心向外感热通量逐渐增加,在台风最大风速区附近感热通量达到最大值,其中 Eta 方案的感热通量高达  $300 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , Blackadar 方案次之,也有  $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , Burk-Thompson 方案的感热通量最小,约  $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  左右。在台风的外区感热通量逐渐变小。陆地上的感热通量基本为负值,越靠近台风负值越低,说明陆地上不仅摩擦消耗台风 Dan 的机械能量,而且也因为感热通量作用降低了台风能量。这是由于 8 日 12 时台风附近洋面温度 ( $28^\circ\text{C}$ ) 高于离台风较远的陆地表面的气温 ( $23^\circ\text{C}$ ), 也高于靠近台风的沿岸陆地的气温 ( $21^\circ\text{C}$ )。因此,洋面上通过感热的方式加热台风,为台风继续供给能量。陆地气温偏低,陆地从台风吸收热量。在靠近台风的陆地上感热通量数值最低,是由于台风产生大量的降水,进一步降低了地表面温度,使靠近台风的陆地比同纬度远离台风的地方气温低,因此,出现了感热通量的最低值。

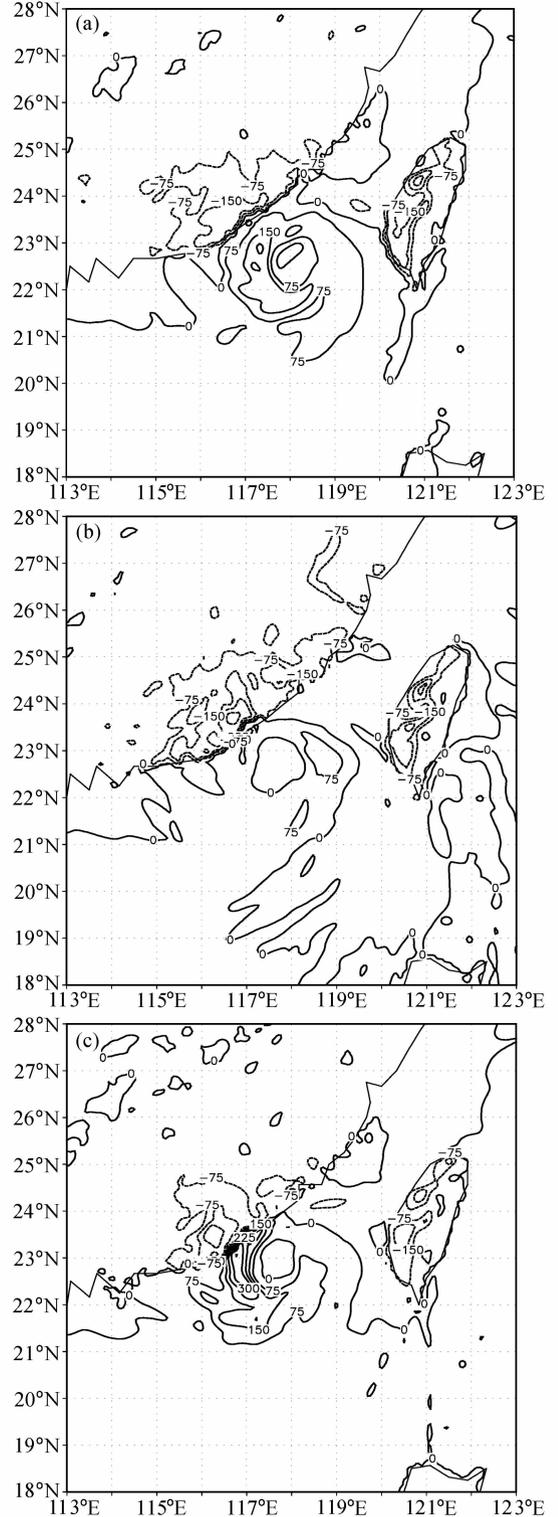


图 4 8 日 12 时地表面感热通量: (a)BL 方案; (b)BT 方案; (c)Eta 方案

Fig. 4 The sensible heat flux at the surface layer at 1200 UTC 8 October: (a) BL; (b) BT; (c) Eta

潜热通量的分布(图 5)形势与感热通量有一些不同,主要是潜热通量的数值在海洋和陆地上均为正值,而且数值比感热通量大得多,说明在台风的发展和维持中潜热通量的作用更大。潜热通量的主要分布形势与感热通量是相似的,即台风中心数值低,由中心向外逐渐升高,达到最高值后又向外慢慢变小直至为 0。在三个边界层方案中, Eta 方案的潜热通量最高,最高可达  $2000 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  以上,出现在靠近陆地的台风西侧; Burk-Thompson 方案次之,最高值约为 Eta 方案的一半,即  $900 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 分别出现在台风的東西两侧; Blackadar 方案的潜热通量最小,最高值约  $800 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , 也出现在台风 Dan 的西侧。由以上结果可见, Eta 方案计算的潜热通量异常偏高,约为 Blackadar 方案的 2.5 倍,这是由于 Eta 方案采用的 2 阶 Mellor-Yamadar 方案在计算地表通量时受垂直分辨率层数和模式变量等影响大因而非常敏感,容易产生计算的通量偏大导致模式在温暖的洋面上产生虚假的降水现象<sup>[14]</sup>。

#### 4.2 边界层过程对台风结构的影响

由于本文所采用的不同边界层方案试验除边界层方案本身不同外,其他各方面完全相同,因此,可以认为几个试验方案输出的模拟台风的差异主要是由边界层过程引起的。在模式数值计算中,次网格尺度和扩散算子可以写为

$$D(\alpha) = k_h \Delta x^2 (\alpha_{xxxx} + \alpha_{yyyy}) + (k_v \alpha_z)_z + F_{\text{PBL}}, \quad (11)$$

其中,  $F_{\text{PBL}}$  为 PBL 作用的变化倾向项,  $k_h$  和  $k_v$  分别表示水平和垂直扩散系数,  $\Delta x$  为格距,  $\alpha$  为变量,  $\alpha_{xxxx}$ 、 $\alpha_{yyyy}$  和  $\alpha_z$  分别为变量  $\alpha$  在水平和垂直方向上的差分形式。为了控制非线性不稳定和混淆误差,在 MM5 中采用了两种水平扩散,而垂直扩散采用的是 K 理论。在侧边界附近的格点,采用二阶扩散;对模式内区域格点采用具有更多尺度选择的四阶水平扩散<sup>[15]</sup>。

在模式计算时,首先计算边界层的高度,根据边界层的高度来确定模式垂直方向究竟有多少个  $\sigma$  层位于边界层中。位于边界层中的几个  $\sigma$  层的变量值主要由边界层过程来决定,即各层变量的值为物理过程(积云参数化,辐射方案等)计算的结果加上边界层的倾向值,而边界层的倾向值则由边界层次网格参数化过程来实现。经过边界层倾向值的修正,则边界层对大气运动的影响已体现在下面  $\sigma$

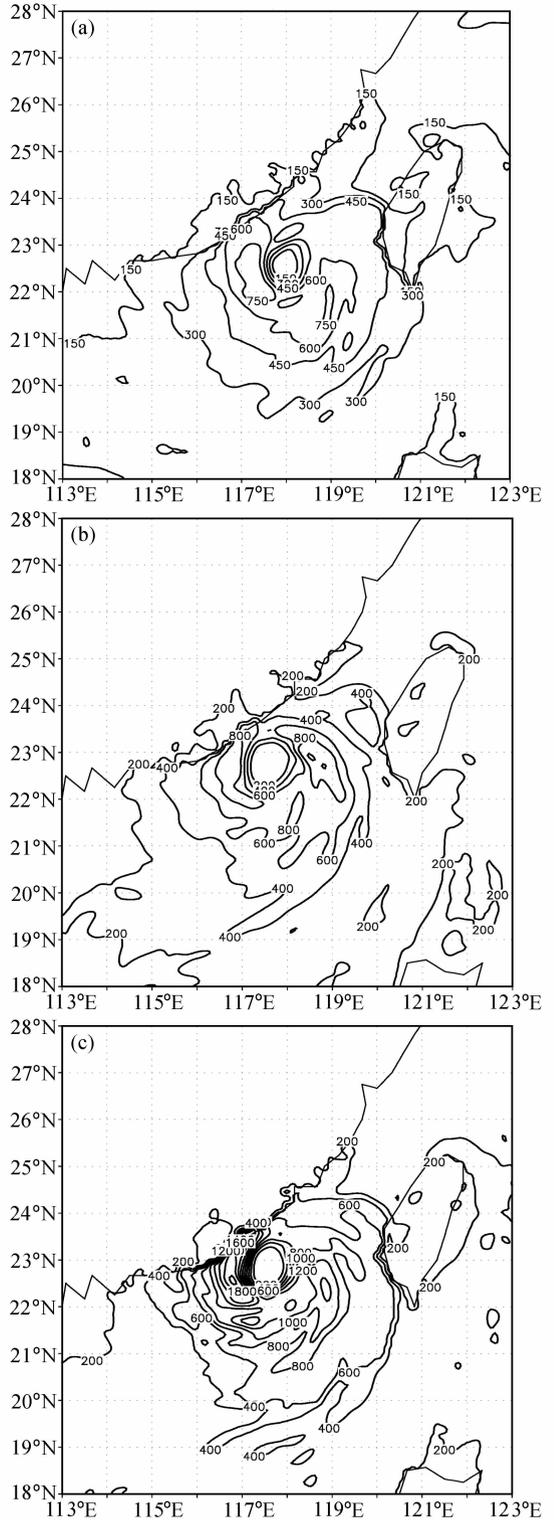


图 5 8 日 12 时地表面潜热通量(单位:  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ): (a) BL 方案; (b) BT 方案; (c) Eta 方案

Fig. 5 The latent heat flux at the surface layer at 1200 UTC 8 October (units:  $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ): (a) BL; (b) BT; (c) Eta

层面上。而边界层对其上各层大气运动的影响可以通过以下方式进行：通过浅对流过程将边界层中的水汽向上传输；通过积云对流参数化过程与边界层进行物质和能量的交换；边界层过程通过表面层辐射作用从而影响辐射传输过程等。

#### 4.2.1 形势场

从温度场和位势高度场(图 6)来看，四个模拟结果的温度场和位势高度场的配置形势是一致的，即台风中心是一个温度的高值中心，同时又是位势高度的低值中心，因此，台风是一个非常暖的低压中心。自台风中心向外，等高线构成圆形闭合线，而等温线则不是，在台风中心的切线方向上等温线构成的闭合小中心呈螺旋状分布。在高层 300 hPa

等压面上各个试验的结果如下：Blackadar 高分辨率方案和 Burk-Thompson 方案的台风中心温度均为 252 K，低于 Eta 方案的 253.5 K，无边界层方案的中心温度仅为 244.5 K。与温度场的分布类似，台风中心等高线的数值从低到高依次是 Eta 方案(9540 gpm)、Blackadar 方案(9580 gpm)、Burk-Thompson 方案(9600 gpm)和无边界层方案(9660 gpm)，因此，高层 Eta 方案模拟的台风强度最强。中低层温度场和位势高度场的分布形势和强弱与高层类似(图略)，但略有差异，如中层等高线分布以 Blackadar 方案台风中心的数值最低，Burk-Thompson 方案次之，Eta 方案较高；而低层形势场强度则与高层非常相似，而且与表面层摩擦速度

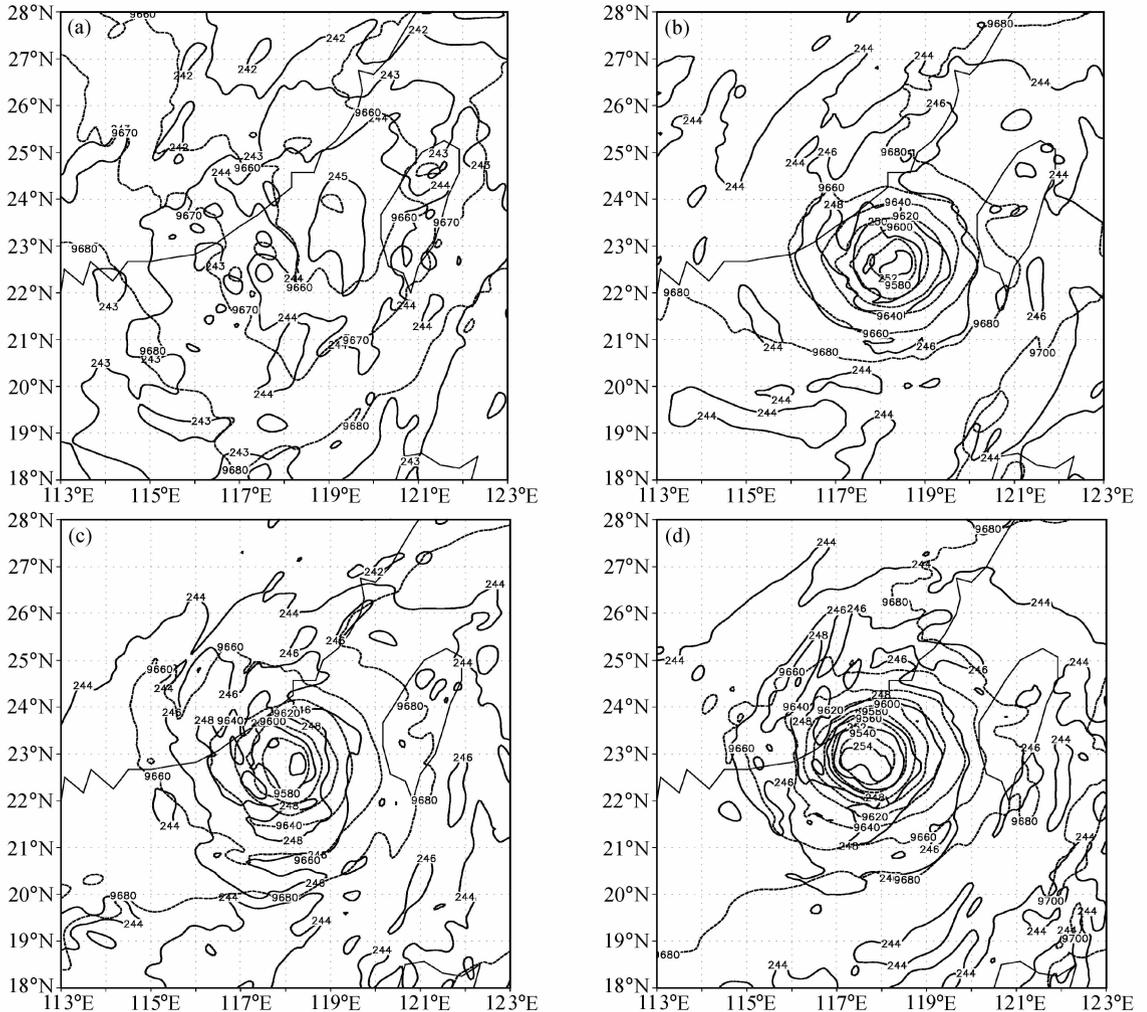


图 6 8 日 12 时 300 hPa 温度场(实线, 单位: K)和位势高度场(虚线, 单位: gpm): (a)No PBL 方案; (b)BL 方案; (c)BT 方案; (d)Eta 方案

Fig. 6 The temperature (solid line, units: K) and geopotential height (dashed line, units: gpm) at 300 hPa at 1200 UTC 8 October: (a) No PBL; (b) BL; (c) BT; (d) Eta

和热通量的强弱是一致的, 也说明台风低层受表面层的影响最直接。特别地, 对于没有边界层方案情况下, 台风低层的热量、水汽和动量通量难以向高层输送, 台风失去了维持和发展的能量, 因此模拟的热带气旋非常弱。从温度场的模拟结果来看, 总的来说, 低层温度场台风中心比周围高 4 K 左右, 中层高 6~7 K, 而高层 300 hPa 台风中心比周围高 8~9 K, 即台风增暖最明显的位置是在对流层的中高层, 模拟的台风 Dan 的暖心结构与许多台风探测结果是类似的<sup>[16, 17]</sup>。

为了说明边界层过程如何影响台风温度场的变化, 从柱坐标下的热力学第一定律<sup>[18]</sup>:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial r} - \frac{v}{r} \frac{\partial T}{\partial \lambda} - \omega \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\omega}{\rho c_p} + \frac{Q}{c_p} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial H_z}{\partial z} + F_{HT}, \quad (12)$$

我们可以看到, 式中前两项代表了温度平流, 第三项表示温度的垂直输送,  $Q$  为单位质量空气的非绝热加热率,  $H_z$  是小尺度湍流引起的垂直热通量,  $F_{HT}$  代表湍流的水平混合。将代表空气膨胀项的  $\omega/\rho c_p$  和温度垂直输送项合并, 得到:

$$-\left(\omega \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\omega}{\rho c_p}\right) \approx \omega(\gamma - \gamma_d), \quad (13)$$

在稳定条件下  $\gamma < \gamma_d$ , 上升运动造成降温而下沉运动造成增温。非绝热加热过程仅有三种: 由水的相变(凝结、蒸发、冻结等)所产生的潜热加热(其中凝结过程最重要); 洋面上的感热输送; 辐射过程。从前面给出的地表热通量的分布可知, 由于 Eta 方案产生的表面层感热通量和潜热通量都高于其他试验, 这些热量通过感热输送、湍流扩散等运动从洋面向上传输的热量也就最大, 对台风中高层大气产生加热作用也加大, 台风中高层因此更暖, 由于水的相变所释放的热量也就大, 高空增暖和质量流出, 地面气压下降, 地面辐合增强, 垂直对流更加旺盛, 如此循环, 因此模拟出的台风强度必然高于其他试验。

#### 4.2.2 风场

从沿台风中心南北向风场的垂直剖面图来看(图 7, 以模拟台风为中心南北跨度 2 度), 台风 Dan 的风场呈明显的非对称结构, 低层涡旋流型为气旋式流入, 高层为反气旋式流出(眼区附近仍为小范围的气旋式流入), 台风在垂直方向上一直延续到对流层顶。台风内部气流以上升运动为主, 低

层为流入气流, 高层为流出气流, 在对流层顶存在着下沉气流, 在对流层与平流层之间存在着物质和能量的交换。台风流场的低层朝向陆地一侧受地形抬升作用, 风速加大, 台风靠近陆地一侧风速比相对一侧高  $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上, 沿着半径方向由内向外台风可以明显地分为三个部分: 眼区、最大风速区、外区。模式模拟的结果比分析场的风速均有明显的增高, 但无边界层方案的输出强度远小于有边界层方案的三个模拟结果。低层风速最大区域都出现在台风中心北部偏向陆地的一侧, 这可能是由于台风低层风场受到陆地地形影响, 在台风和陆地之间产生较强的气流通道的, 形成类似于狭管效应的结果。从水平流场可见(图略), 三个边界层方案的台风极大值均出现在台风运动方向的右侧, 可能是两种原因造成的: 一是受副高的影响, 由于台风 Dan 的东北部为副高, 而台风为低压系统, 因此在台风和副高之间必然存在着较大的气压梯度, 因此必然是台风右侧的风速大于左侧; 其二是  $\beta$  效应的作用, 即  $\beta$  效应使轴对称热带气旋非对称化, 形成东密西疏的结构<sup>[19]</sup>。但在台风高层, 除 Blackadar 方案的风速极大值仍位于台风东部区域外, 另外两个试验方案的风速极大值位于台风运动方向的右后部, 即东南方向。低层的风速极大值以 Burk-Thompson 方案为最大, 但中高层以 Eta 方案为大, Blackadar 方案在所有层面上在三种方案中风速均是最低的, 但是相差不是很显著, 总的来说, 三个有边界层方案模拟出的低层水平风场的分布型和风速大小是比较接近的。运动方程为

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{g} - 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{V} + \mathbf{F} \quad (14)$$

其中, 摩擦力由水平和垂直方向的湍流扩散引起, 表示为  $\mathbf{F} = (1/\rho)(\partial \tau_{zs}/\partial z)$ ,  $s$  代表坐标轴方向。从方程(14)可以看到, 台风边界层中的动量通量通过小尺度湍流垂直和水平扩散以及积云对流的夹卷作用向上输送。比较各试验垂直速度场(图略)的水平分布型与摩擦速度的分布, 发现无论是范围大小和高低值区域分布均有相当的吻合, 说明在台风系统内, 由于边界层的摩擦辐合(埃克曼抽吸作用), 将混合层中动量、水汽和热量通量向上送入自由大气, 通过积云对流进一步向上传输。云能把空气从混合层中吸入自由大气并在其上各高度重新分布, 这是自由大气受混合层和地面影响的基本过程之

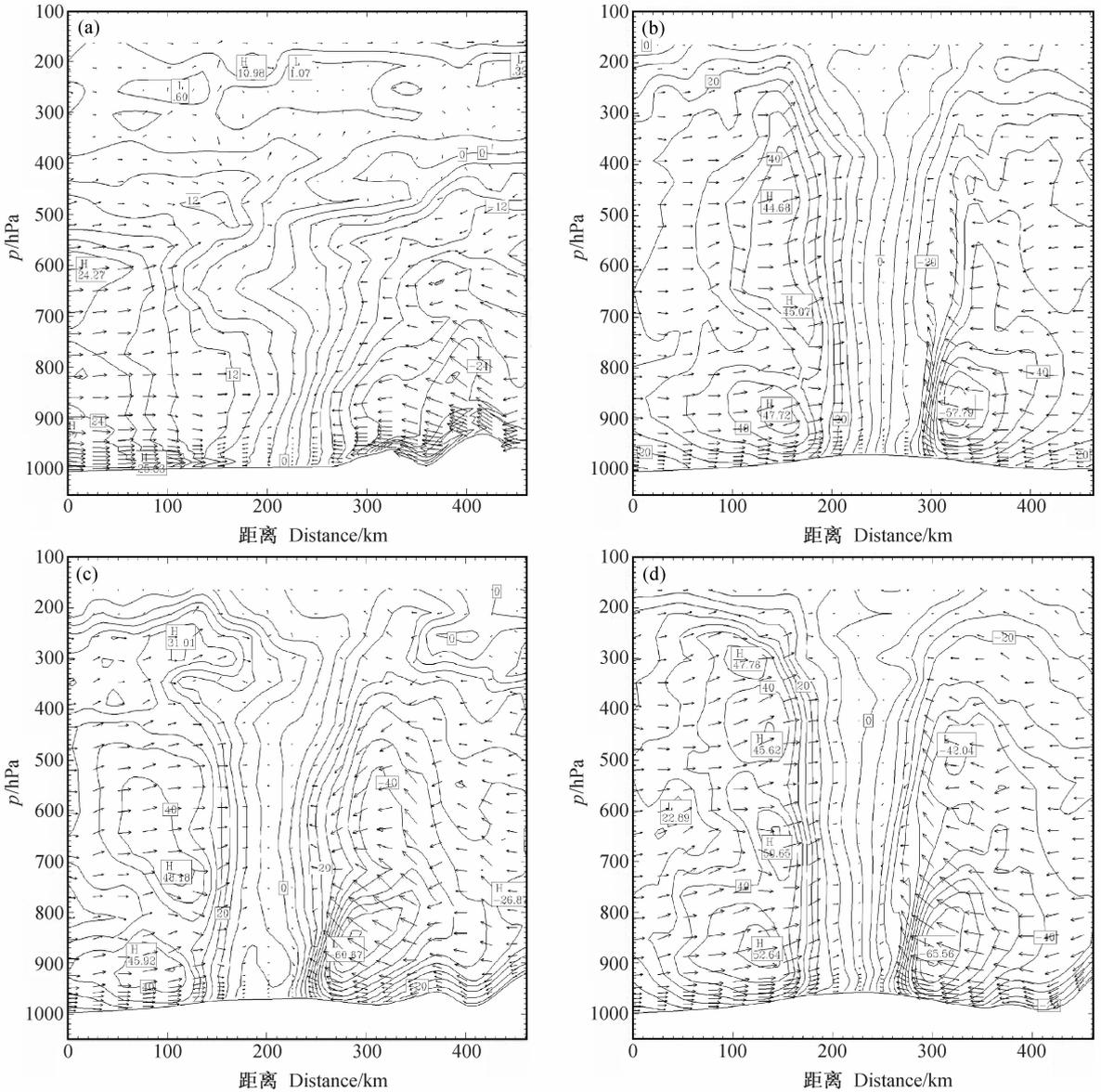


图7 8日12时风速(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )的垂直分布: (a)No PBL方案; (b)BL方案; (c)BT方案; (d)Eta方案

Fig. 7 The vertical distribution of horizontal wind velocity (units:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 1200 UTC 8 October: (a) No PBL; (b) BL; (c) BT; (d) Eta

一。混合层通过云向上失去一部分空气,从而控制了混合层的厚度和其他特性。因此,边界层通量向上传输对台风的发展起着重大的作用。但低层、中层和高层垂直速度高值区的分布型并不完全一致,即某一层次上的台风垂直速度分布高值区在其他层面上并不一定为高值区,这可能预示台风内部存在着一些次尺度的对流活动。

## 5 讨论与小结

本文的工作是在已有的中尺度数值模式及边界

层方案基础上,通过敏感性试验得到不同边界层方案对台风模拟和预报的影响。对MM5模式来说,除总体行星边界层方案外,其他边界层方案铅直分辨率在边界层内都不只一层,于是预报方程组中包括了湍流摩擦力、湍流热通量和水汽通量的散度项。也就是说边界层方程组本身是模式的组成部分,而不像在单纯的边界层预报中是把大模式预报出的气压场和温度场当作外加条件去积分附属的边界层方程组,即在MM5中边界层过程和中尺度模式变量之间在若干层次上是相互影响的,可以最大

限度地减少边界层方案的局限性,因此用来描述台风这种强对流天气是具有一定优点的。

通过比较不同边界层方案输出的台风地表特征量以及形势场和风场,说明台风边界层过程对台风结构的影响包括两部分:表面层与边界层之间通过摩擦混合和辐射等作用产生水汽、热量和物质的交换;边界层与自由大气之间的交换中除湍流效应外,次网格尺度的物理过程也会对大尺度运动产生重要作用,特别是通过积云的夹卷作用将边界层的影响扩展至整个自由大气。

Blackadar 高分辨率方案在中性和稳定情况下采用K理论求解边界层方程组,在强对流条件下则根据传输模式描写不同高度大气的交换过程;BT方案和Eta方案均采用湍流动能闭合方案,可以模拟出大气边界层的许多重要特征。通过台风Dan的个例,表明Eta方案模拟的台风强度偏强(包括形势场、风场、地表通量等),而Burk-Thompson和Blackadar方案略次之,在没有边界层方案的情况下,台风模拟的结果非常差,体现了边界层对台风的巨大影响。而不同边界层方案模拟的台风结构、强度的差异必然导致台风的风场和降水分布的差异,进一步会影响台风的路径,这部分内容将在另文讨论。

本文通过对不同边界层方案以及无边界层方案的模拟结果与实况的对比,说明了边界层方案对台风模拟和预报强度、结构等方面具有重大的影响。进一步的工作是仔细分析不同边界层方案的物理机制,完善边界层方案。例如,BT方案和Eta方案从理论上来说比高分辨率方案更完善,但对于台风这种强烈天气的模拟来说并没有显示出明显的优越性,某些参数的设定、计算方法的改进以及物理过程的完善是必要的。更进一步,由于海气界面不是一个平面波面,因此,对于海浪飞沫引起的热量和动量的输送过程以及强风速( $\geq 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )条件下海气热量交换的机制等,在本文所使用的MM5模式中难以表达,需要与海浪/海洋模式耦合才能给出有意义的结果。这些都是将来的研究需要着重考虑的方向。

### 参考文献

[1] 高守亭. 行星边界层内低涡的环流结构. 气象学报, 1983, 41: 285~295

Gao Shouting. The circulation structure of the vortex within the planet boundary layer. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1983, 41: 285~295

[2] 陈联寿, 徐祥德, 罗哲贤, 等. 热带气旋动力学引论. 北京: 气象出版社, 2002. 317pp

Chen Lianshou, Xu Xiangde, Luo Zhexian, et al. *Dynamical Generality of the Tropical Cyclone* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2002. 317 pp

[3] Zeng X, Zhao M, Dickinson R E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *J. Climate*, 1998, 11(10): 2628~2644

[4] Braun S A, Tao W K. Sensitivity of high-resolution simulations of hurricane Bob (1991) to planetary boundary layer parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, 128: 3941~3961

[5] 吴迪生, 邓文珍, 张俊峰, 等. 南海台风状况下海气界面热量交换研究. 大气科学, 2001, 25(3): 329~341

Wu Disheng, Deng Wengzhen, Zhang Junfeng, et al. A research on air-sea interface heat exchange under the typhoon over the South China Sea. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2001, 25(3): 329~341

[6] Charney J G, Eliassen A. On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 1964, 36: 2617~2630

[7] Mesoscale and Microscale Meteorology Division, NCAR. PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class and Notes and User's Guide. 2002

[8] Zhang D L, Anthes R A. A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with WESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, 1982, 21: 1594~1609

[9] Burk S D, Thompson W T. A vertically nested regional numerical weather prediction model with second-order closure physics. *Mon. Wea. Rev.* 1989, 117: 2305~2324

[10] Mellor G L, Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1982, 20(4): 851~875

[11] Zaviša Janjić I. The step-mountain coordinate; physical package. *Mon. Wea. Rev.*, 1990, 118: 1429~1442

[12] Moss M S, Rosenthal S L. On the estimation (from bulk data) of boundary layer variables and cloud mass flux in mature hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, 1975, 103(11): 980~988

[13] 梁必骐, 王安宇, 梁经萍, 等. 热带气象学. 广州: 中山大学出版社, 1990. 383pp

Liang Biqi, Wang Anyu, Liang Jingping, et al. *The Tropical Meteorology* (in Chinese). Guangzhou: Zhongshan University Press, 1990. 383pp

[14] Mesinger F, Loboocki L. Sensitivity of the parameterization of surface fluxes in NMC's eta model. Ninth Conf. on Numerical Weather Prediction, Denver, CO, Amer. Meteor. Soc., 1991, 213~216

- [15] 程麟生. 中尺度大气数值模式和模拟. 北京:气象出版社, 1994. 152~164  
Chen Linsheng. *The Model and Simulation of Mesoscale Atmosphere* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1994. 152~164
- [16] Hoskins F, Imbembo S M. Structure of a small, intense hurricane: 'Inez' 1966. *Mon. Wea. Rev.*, 1976, **104**(4): 418~442
- [17] 陈联寿, 丁一汇. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社, 1979. 1~491  
Chen Lianshou, Ding Yihui. *The Generality of Typhoon in the Western Pacific* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1979. 1~491
- [18] 安赛斯. 成熟飓风的动力学和能量学. 北京: 科学出版社, 1980. 1~74  
Anthes. *Dynamics and Energetics of a Mature Hurricane* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 1~74
- [19] Chan J C, Gray W M. Tropical cyclone movement and surrounding flow relationship. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**: 1354~1374