

复杂下垫面模拟域大气边界层非局地 闭合模拟研究*

蒋维楣 牟礼凤

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 在非局地闭合大气边界层模拟研究基础上, 选取黑河实验研究资料 (HEIFE), 利用二维模式对绿洲和沙漠交界地区的内边界层结构进行了模拟研究。模式考虑了两种下垫面条件下动力、热力特性的不同, 并加入了湿度及水汽通量的预报。模拟结果表明: 二维非局地闭合模式能得到合理的 TIBL 结构的基本特征, 包括平均场、湍流场等, 并能模拟给出一些由下垫面特性形成的大气现象, 如沙漠地区逆湿现象的生成过程、绿洲的冷岛效应、绿洲与沙漠因热力差异而形成的局部环流形势等细致结构, 符合沙漠站白天观测事实的典型特征。

关键词 非局地闭合 过渡湍流理论 大气边界层 数值模拟 复杂下垫面

1 引言

在解决边界层控制方程组中的非线性湍流项闭合问题的数值模拟研究中, 为了解决计算量和一些不确定性的问题, 基于过渡湍流理论的非局地闭合方案就是一种适当的新途径^[1]。这种理论被用来说明空间不同点的湍流混合机制, 它与湍流扩散理论的不同点在于它认为空间任意一点的物理量是空间其他点对该点共同作用的总效果, 空间任一点的物理量不仅与局地的已知量的量值或梯度有关, 同时也与非局地的已知量的量值和梯度有关, 从而建立了非局地闭合方案。它以显式方式处理了涡的影响, 可以解决零梯度及反梯度输送的问题。此类模式的方程清晰明了, 计算量相对较小, 不会发生计算不稳定性问题, 目前正日益受到研究者的重视。

在非局地闭合大气边界层 (PBL) 模拟研究^[2,3]的基础上, 利用已建的非局地闭合二维模式^[4]模拟了绿洲沙漠区复杂下垫面模拟域大气中温度、水汽和湍流能量的平流过程。由于地面热力状态和机械特性的非均匀分布, 例如: 粗糙度变化, 城乡过渡带及海陆交界处等都会引起大气边界层在水平方向上的变化, 而这些变化已被较多地研究, 但绿洲沙漠交界处的边界层的数值研究至今尚很少见。黑河试验积累了大量的观测事实^[5], 为边界层的数值研究提供了实验基础。模拟中特别注意交界地区的 PBL 特征现象, 例如沙漠近地面的逆湿现象, 绿洲的冷岛效应。从模拟结果看能够较好地反映了温度、湿度、湍流能量的垂直分布和时间变化, 符合小屯站和沙漠站观测事实的典型情况。

1997-07-10 收到, 1997-12-08 收到修改稿

* 本工作得到中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室课题资助

2 数值模式

2.1 二维大气动力热力学方程组

模式中假定沿 Y 轴方向气象要素均匀分布, 流体满足静力平衡假设, 取不可压近似, 利用上述关系的二维控制方程组 (见文献[4]中(8)~(16)式及相应说明)。本工作为引进湿度及水汽通量的模拟, 则需加入下式:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = K_H \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} - \frac{\partial}{\partial z} (w'q'). \quad (1)$$

2.2 湍流参数化方法

在白天不稳定情况下, 通量项由非局地闭合方案解决, 这里仅考虑了垂直方向非局地量的影响, 水平方向的影响由水平平流项和水平扩散项考虑, 因为在有风的情况下, 平流作用显然大于湍流的水平混合, 因此只考虑垂直方向的湍流混合作用。

C_{ij} 表示时间间隔 Δt 期间来自单元 j 的空气在单元 i 中占的份额, 对于总共 N 个垂直单元来说, C_{ij} 就是个 $N \times N$ 矩阵, 因为它代表了不同网格间的混合, 因此把 C_{ij} 称为混合系数或过渡矩阵。以 Y_{ij} 表示网格点 i 和 j 之间的无量纲混合位势, 它与 C_{ij} 的关系为

$$\left. \begin{aligned} C_{ij} &= \frac{Y_{ij}}{\|Y\|}, \quad (i \neq j) \\ C_{ij} &= 1 - \sum_{j=1}^N C_{ij}, \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

式中 $\|Y\|$ 是矩阵 Y 的标量范数, 等于最大和的集, 即

$$\|Y\| = \max_i \left[\sum_{j=1}^N Y_{ij} \right]. \quad (3)$$

混合位势取决于气流层结的不稳定性, 而湍流动能(TKE)方程中包含了层结稳定性的因子, 因此, 对 Y_{ij} 的参数化自然就用 TKE 方程:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'} - \varepsilon. \quad (4)$$

对 TKE 方程进行归一化处理, 最终可以写出格点 i 和 j 之间的混合位势方程:

$$Y_{ij} = \frac{\Delta t T}{(\Delta_{ij} z)^2} \left[(\Delta_{ij} \bar{u})^2 + (\Delta_{ij} \bar{v})^2 - \frac{g(\Delta_{ij} \theta)(\Delta_{ij} z)}{\bar{\theta} \cdot Ri_c} \right] - \frac{D \Delta t}{T}, \quad i \neq j \quad (5)$$

式中 Δt 为积分时间步长, T 为湍流混合时间尺度, D 为耗散因子, Ri_c 为临界理查逊数, $\Delta_{ij} z$ 为单元 i 和单元 j 之间的距离, 其他为常规气象变量。 $i \neq j$ 的情况下的混合位势 Y_{ij} 由 (5) 式定义, $i = j$ 的情况表征了网格内部的混合。由野外观测结果可知, 即使在强对流情况下, 湍流结构亦只是导致边界层平均状态的充分混合, 而不是对流翻转, 因此网格内部的混合总是大于网格间的混合。为了求算网格内混合位势 Y_{ij} , 另引入一

个参考位势 Y_{ref} , 它表征了网格内的惯性混合。这样, 最终的次网格位势参数表达为

$$Y_{ij} = \max(Y_{i,j+1}, Y_{i,j-1}) + Y_{\text{ref}}, \quad (6)$$

应用上述的参数化过程, 将方程自由度简化为 4, 即: 湍流混合时间尺度 T , 耗散因子 D , 临界理查逊数 Ri_c , 参考位势 Y_{ref} 。

稳定边界层中用 K 理论参数化, 湍流交换系数 K 的关系式为

$$\begin{aligned} -\overline{u'w'} &= K \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}; & -\overline{v'w'} &= K \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}; & -\overline{u'\theta'} &= K \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}; & -\overline{u'q'} &= K \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \\ K &= \begin{cases} [K(z+z_0)(1+\alpha Ri_c)^2] \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, & z \leq h \\ K(h) \exp\left[-m\left(\frac{z-h}{H}\right)^2\right], & z > h \end{cases} \end{aligned}$$

其中, 常数 $\alpha = -0.003$, $m = 4.75$, h 为近地层高度, H 为模式顶高度。

2.3 物理约束和数值约束

根据空气质量守恒 $\sum_{j=1}^N C_{ij} = 1$, $\sum_{i=1}^N C_{ij} = 1$ 。由参数化定义知道, 矩阵中的每个元素必须是 $0 \leq C_{ij} \leq 1$, 每个矩阵行和列的和必为 1。并且在此条件下所能作预报对任何时间步长和空间格距都是数值稳定的。

2.4 参数的确定

利用黑河地区实验资料所作敏感性试验表明: 取参数 $Ri_c = 0.21$, $T = 1000$ s, $D = 1$, $Y_{\text{ref}} = 1000$ 较为合适。

3 模拟试验与结果分析

3.1 模拟域及初边值条件

计算范围在水平方向上包含 30 个格点, 格距 1 km。编号 $I = 1 \sim 15$ 格点范围表示绿洲, $I = 16 \sim 30$ 表示沙漠。Y 轴沿绿洲沙漠交界方向。Z 轴垂直向上, 分别取 1.5 m、10 m、25 m、16 层 50 m 和 15 层 100 m, 模式顶高 2 325 m。

在模拟中, 设风由绿洲吹向沙漠, 这是沙漠站白天的典型情况。初始风场

$$u = \begin{cases} -3.0(z/10)^{0.14}, & z \leq 1500 \\ u|_{z=1500}, & z > 1500 \end{cases} \quad v = 0.0 \text{ m/s}, \quad w = 0.0 \text{ m/s},$$

位温场设为

$$\theta = \begin{cases} 287, & z \leq 1000 \text{ m} \\ 287 + 1.5(z-1000)/1000, & 1000 \text{ m} < z \leq 1500 \text{ m} \\ 307.5 + 0.5(z-1500)/1000, & z > 1500 \text{ m} \end{cases}$$

二阶量 $\overline{u'^2}$, $\overline{v'^2}$, $\overline{w'^2}$, 取为 $2.0 \times 10^{-5} (\text{m/s})^2$ 。

设地面风速为零, $u = v = w = 0.0$ 。下边界的温度分布则认为绿洲和沙漠均呈正弦变化, 08:00 开始增温, 至 14:00 达到最大, 温度波幅绿洲处为 6.1°C , 沙漠处为

12.1°C。湿度分布由各时刻绿洲、沙漠站点实测值插值而得。在顶边界, 设各变量值保持不变。在侧边界, 设 $\partial(u, v, \theta, q) / \partial x = 0$, $w = 0$, 并假设满足静力平衡条件。

3.2 模拟结果分析

模拟运行自 08:00 开始, 时间步长取 36 s, 积分至 20:00, 共 12 h, 计算具有良好的稳定性。模拟得出一些边界层结构特征, 现分析如下。

3.2.1 平均风温场

通常 PBL 数值模式对于平均风温场的模拟比较成功。这里模拟得出了模拟试验区绿洲与沙漠裸地上方不同时刻的风温场分布与廓线分布。结果表明, 在地表受热增温过程中, 模拟的上方出现一层结不稳定区并且渐渐向上向沙漠地区伸展。在地表增热最强的 14:00 不稳定气层的厚度达到最大, 向沙漠伸展最远。随后, 增热减弱, 沙漠不稳定层高度降低, 绿洲地区已形成较弱逆温层。这表明由于下垫面的动力和热力性质发生不连续变化, 受下垫面影响层物理特性发生变化。风、温、湿在逐渐适应新的下垫面的过程中, 在受新的下垫面影响的范围上空形成了热力内边界层。白天晴空沙漠处于极不稳定状态时, 绿洲却处于逆温的稳定状态, 这是因为通过系统的平流和湍流扩散作用, 使得沙漠上空的干热空气向绿洲输送, 而绿洲地表附近为凉湿空气, 所以形成了逆温现象, 也即绿洲的冷岛效应。图 1 所示即为 14:00 位温分布的模拟示例。不同时刻的位温廓线的模拟结果则明确显示 14:00 以前的增温过程中, 不稳定层结区的范围不断向上抬升, 至 14:00 沙漠上方混合层高度可达 1200 m, 绿洲上方达 800 m。到 16:00 以后, 由于地表辐射冷却层结渐趋稳定。

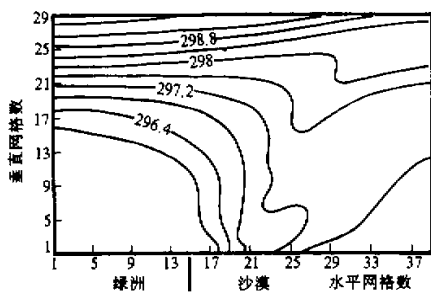


图 1 模拟域上方 14:00 位温分布

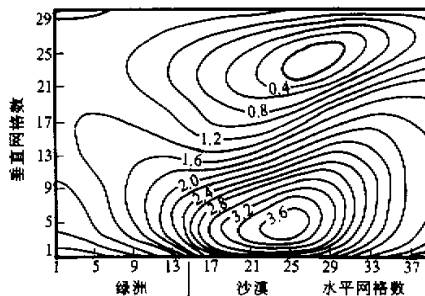


图 2 14:00 水平风速分布

由于非均匀下垫面的热力差异会形成局地环流风。绿洲气温比沙漠地低, 即绿洲冷岛效应的表现, 使得绿洲与沙漠之间形成了类似海陆风环流的风场形式。14:00 环流风最强, 沙漠低层大气及下游较高层为增速区, 而该增速区的上游及上方为减速区。可以预见, 如果盛行风不强, 那么将会有明显的局地环流风形成。这一特征可以由水平风 (u) 随时间变化的等值线分布的模拟结果中看出, 图 2 示出 14:00 的水平风速分布模拟例。随着局地环流风的加强, 绿洲上方低层风速逐渐减小, 这是由于地面摩擦作用所致。绿洲上空无明显回流现象, 而沙漠地区上方 14:00 风速在 1500 m 高处却出现极小值, 环流现象较明显 (见图 3)。

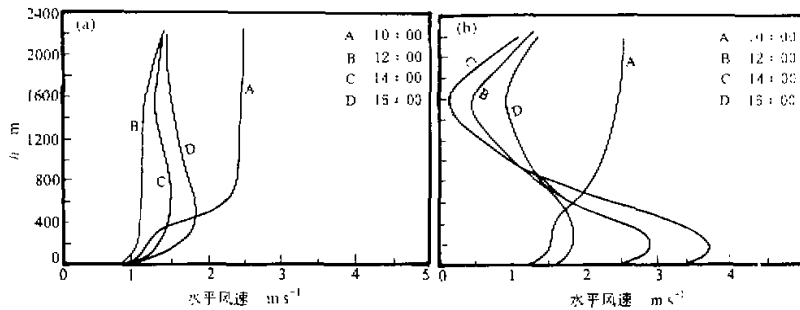


图3 水平风速廓线
(a) 绿洲 ($f=7$); (b) 沙漠 ($f=30$)

3.2.2 湿度场

鉴于绿洲与沙漠裸地的下垫面条件, 边界层水汽与湿度场的模拟分析显得尤为有意义。基于黑河试验研究计划的资料, 一些模拟结果分析讨论于下面。首先, 不同时刻的比湿分布模拟结果表明, 由于绿洲地区比湿比沙漠地上方要高, 而且通过平流作用将水汽不断由绿洲上方向沙漠地区输送, 到 10:00 可以看出“湿舌”的初形, 至 14:00 时, 平流作用最强, 并与干热的沙漠地表之间形成逆湿。至 16:00 以后, 沙漠地区湿度增大, 低空由绿洲伸向沙漠的“湿舌”逐渐消失, 逆湿过程也随之终结。图 4 示出 14:00 的分布。绿洲与沙漠地上方比湿廓线的模拟结果表明, 绿洲地区比湿随高度递减, 在 14:00 由于对流作用而形成一等值区, 但由于上空存在由沙漠向绿洲扩散的干热空气, 所以在 14:00 混合层中仍有一定的水汽梯度。沙漠地区比湿在 08:00、16:00 和 18:00 随高度递减, 12:00 上空混合作用较强, 而近地层附近已出现了逆湿现象。虽然 14:00 时对流混合作用最强, 但由于较强的绿洲地区向沙漠的水汽平流输送, 使得比湿在 800 m 左右出现了一个极大值, 至地面有较强逆湿, 如图 5 所示。

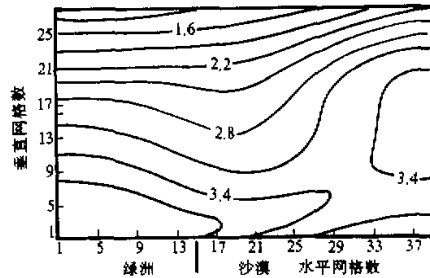


图4 14:00 比湿分布模拟结果

3.2.3 湍流量与通量

对湍流量与通量的直接模拟能力是 PBL 湍流闭合模式技术优于其他 PBL 模拟手段的独到之处, 但往往受试验条件和技术限制, 多种闭合技术的运用迄今仍存在一些局限性, 致使模拟结果往往不甚理想。本工作同样基于黑河试验计划的资料, 对模拟试验区的热量、动量、水汽通量以及垂直速度和湍流动能(TKE)等特征量及其分布作了数值模拟, 结果表明, 基本上表征了这些量的分布及变化的一般规律, 但亦确存在一些不甚合理的模拟结果, 有待进一步工作的完善改进。

特殊下垫面上方 PBL 的垂直运动具有反映下垫面性质的一些活动特征, 对垂直运动速度 (w) 随时间分布的模拟结果表明, 沙漠地区为上升气流, 绿洲为下沉气流且随

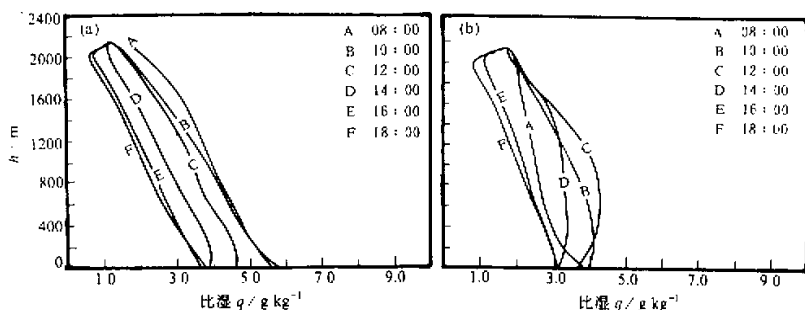


图5 比湿廓线

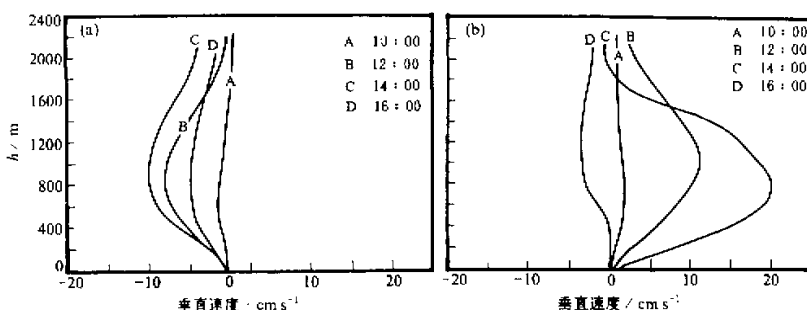
(a) 绿洲 ($f=7$); (b) 沙漠 ($f=30$)

图6 不同时刻垂直速度廓线

(a) 绿洲 ($f=7$); (b) 沙漠 ($f=30$)

着地面增温而不断加强,这是由于沙漠的增热振幅明显高于绿洲,而在绿洲和沙漠表面形成了一定的水平温度梯度,由于气流满足连续性条件而形成了成对的上升气流和下沉气流区,即辐散、辐合区。至 16:00 基本上为下沉气流区,但已经相当弱,图 6 示例给出绿洲和沙漠裸地上方不同时刻的垂直速度廓线。由图可以看出,绿洲地区为下沉区,沙漠地区 14:00 以前为上升气流区,且至 14:00 下沉气流最强,16:00 沙漠地区为较弱下沉气流。

由湍流能量 $\overline{u'^2}$ 、 $\overline{v'^2}$ 、 $\overline{w'^2}$ 和 TKE 随时间变化的等值线分布和垂直廓线的模拟结果可见,白天由于地面加热,地面上空不稳定,14:00 地面加热达最大,整个地面上方的对流混合层内的湍流交换剧烈,此时 TKE 极大值达 $33.51 \text{ m}^2/\text{s}^2$,出现在沙漠上空,而在绿洲上空也有一个 TKE 极大值,为 $2.4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。这说明此处湍流的来源主要是浮力生成项,尽管绿洲表面粗糙,但此处热力作用占主导,机械湍流在湍流能量中不起控制作用。图中 14:00 绿洲和沙漠地区的 TKE 廓线分布也同样显示了由于沙漠处热力作用强烈而使得其湍流动能大于绿洲。由 14:00 绿洲和沙漠地区的 TKE 廓线分布,可以看出 500 m 以下,由于绿洲表面粗糙,机械生成项作用较大,所以 $\overline{u'^2}$ 比沙漠大。由 14:00 绿洲和沙漠地区的 $\overline{w'^2}$ 廓线分布的模拟结果亦可以看出因绿洲的热力作用

远小于沙漠, 所以 $\overline{w'^2}$ 低于沙漠的结果, 图 7 给出 14:00 的 TKE 分布和不同下垫面上方 TKE 的廓线的模拟示例。至于 $\overline{u'^2}$ 、 $\overline{v'^2}$ 的 $\overline{w'^2}$ 等分布的模拟结果与其类似, 限于篇幅不一列出。

图 8a 给出 14:00 绿洲和沙漠地区水汽通量廓线的模拟示例。绿洲地区水汽通量为正值, 水汽由地表向上输送。而沙漠地区由于逆湿现象的存在, 而使得水汽通量为负值, 在近地层达到最小, 由于地表也有一定的蒸发作用, 减缓了水汽向下输送, 使得水

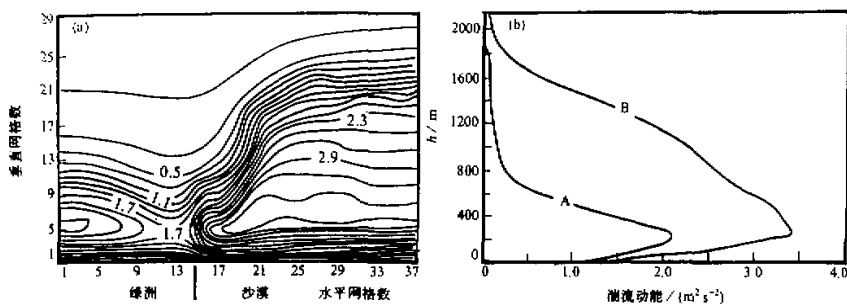


图 7 湍流动能分布与垂直廓线 (14:00)

(a) 分布; (b) 垂直廓线

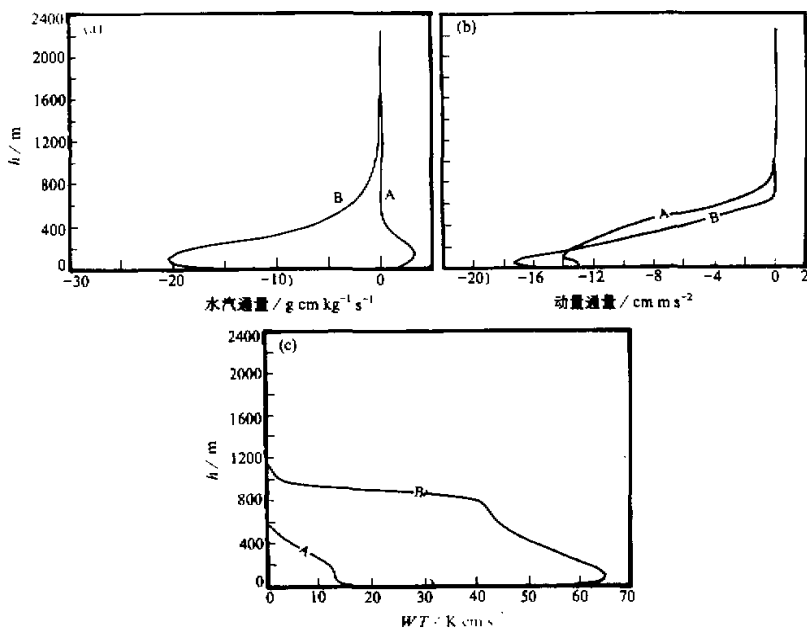


图 8 不同下垫面上方的通量廓线

(a) 水汽通量; (b) 动量通量; (c) 热通量

汽通量在近地层顶附近出现了一个极小值。模拟参考采用了黑河试验计划课题组桑建国等人工作^[7]所设当地时间 08:30 的比湿的初始场 (单位: g/kg)。模拟所得比湿分布的数值与此是吻合的。而水汽通量取值的单位: $\text{g} \cdot \text{cm}/(\text{kg} \cdot \text{s})$, 模拟结果基本合理。

我们亦进行了动量通量和热通量的数值模拟。模拟结果表明, 沙漠地区日间对流最强时热通量较大, 使得上层空气迅速升温, 而地表虽然因为较大的热通量而失去较多能量, 但总的能量收入较多, 所以地面升温仍然比较快。 $\overline{w'\theta'}$ 至 1200 m 处趋为零, 此处接近混合层顶。绿洲地区的热通量在地表附近较大, 可能是由于绿洲地区上方湿舌现象所致, 但无充分依据。因为通常在混合层内热通量随高度是呈线性递减分布的。因此, 这一结果似有不太合理之处。而绿洲上方的热通量随高度分布虽呈线性递减, 但地面值过高, 于是显示出近地层内陡减, 也不尽合理。动量通量廓线的模拟结果表明, 由于绿洲地面摩擦作用和沙漠区低层增速区的影响, 使得 14:00 近地层风速梯度比沙漠小, 所以近地层绿洲的动量通量要小于沙漠区。至高层, 沙漠区的动量通量比绿洲大。这些模拟结果表明, 本模式方案通过直接的湍流闭合技术模拟湍流通量尚待进一步改善。

4 结语

(1) 基于过渡湍流理论基础上的非局地闭合方案具有物理概念清晰、机制合理、数学处理简洁、稳定性好、模拟信息量丰富等特点, 是中尺度 PBL 湍流模拟研究的一种新途径。

(2) 采用二维非局地闭合模式就黑河实验绿洲、沙漠地区白天盛行风由绿洲吹向沙漠这一较典型情况进行了数值模拟, 考虑了这两种不同下垫面条件下的热力和动力特征。模拟结果基本上反映了温度、风、湿度、湍流能量的垂直分布和时间变化, 符合小电站 (绿洲地区) 和沙漠站白天观测到的典型情况。特别是对逆湿现象的生成过程和其形成原因从数值模拟角度做了分析。预报结果具有一定的合理性。但是, 本项研究对热通量的模拟尚存在一些不甚合理之处, 有待进一步完善改进。

(3) 过渡湍流理论及湍流参数化方案作为一种湍流闭合的新途径, 尚有以下工作可进一步进行研究: ① 在大气从日间对流条件过渡并转变为夜间稳定层结时, 由于逆温的生成, 湍流运动变弱, 小涡运动处于主导地位, 非局地闭合方案不再适用; ② 二维模式中仅考虑了垂直方向上的湍流交换, 可以进一步探索过渡湍流理论的背景并解决水平湍流交换的问题; ③ 引入大气非静力过程, 并将模式发展为具有更高分辨率的模式。

参 考 文 献

- 1 Stull, R. B., 1984, Transilient turbulent theory, Part I: The concept of eddy mixing across finite distance, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3351~3367.
- 2 Stull, R. B. and A. G. M. Oriedonks, 1987, Application of the transilient turbulence parameterization to atmospheric boundary-layer simulation, *Boundary-Layer Meteorology*, **40**, 209~239.
- 3 王雪梅、蒋维楣, 1993, 过渡湍流理论的非局地闭合及其PBL模拟应用研究, *南京大学学报 (自然科学版)*, **29**, 133~137.
- 4 Jiang Weimei and Wang Xuemei, 1996, A 2-D non-local closure model for atmospheric boundary layer

- simulations. *Advances in Atmospheric Sciences*, 13(2), 169~182.
- 5 胡隐樵等, 1994, 黑河实验 (HEIFE) 的一些研究成果, 高原气象, 13(3), 225~236.
- 6 Cheng Linsheng and Peng Xudong, 1994, Three-dimensional numerical simulation of the evolution for the mean structure of PBL in Heihe region, *Advances in HEIFE Research (1987-1994)*, Beijing: China Meteorological Press, 99~110.
- 7 Sang Jianguo, Wu Yidan et al., 1994, Numerical simulation of atmospheric boundary layer over the inhomogeneous underlying surface, *Advances in HEIFE Research (1987-1994)*, Beijing: China Meteorological Press, 111~121.

Simulation Research for PBL using Non-Local Closure Scheme over Complex Underlying Surface Domain

Jiang Weimei and Mou Lifeng

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract A new closure method based on the transilient turbulence theory developed by Stull is studied, and the results show that the transilient turbulence theory is proper and may have broader applications to atmospheric boundary layer modeling and other models. Based on the transilient turbulent theory a non-local closure 2-D model was conducted to simulate the atmospheric advection between oasis and sand and the results show that the model can be successful to simulate oasis-sand region thermal internal boundary layer such as moisture inversion, oasis cold island effect.

Key words non-local closure transilient turbulent theory planetary boundary layer
numerical modeling complex underlying surface