

# 沙漠土壤和大气边界层中水热交换 和传输的数值模拟研究\*

牛国跃 孙菽芬 洪钟祥

(中国科学院大气物理研究所大气边界层和大气化学国家重点实验室, 北京, 100029)

## 摘 要

为了解沙漠土壤和大气边界层系统中的水分和能量的交换和传输特征, 本文发展了一个一维耦合模式, 其中包括一个同时考虑土壤中液态水及气态水运动的沙漠土壤模式和一个基于非局地过渡湍流闭合方案的大气边界层模式。

用这一耦合模式对沙漠土壤和大气界面的水热交换及沙漠土壤和大气边界层中的水热输送过程进行了模拟, 同时与 HEIFE (Heihe River Basin Field Experiment) 沙漠站的有关资料进行了对比。模拟结果表明约 65% 的净辐射能以感热 (50%) 和潜热 (15%) 的形式提供大气, 约 35% 的净辐射能以地热流量的形式进入土壤。土壤表层 2cm 的范围表现为水热传输的活跃层, 水分和温度廓线呈现剧烈的日变化。

模拟结果同时表明沙漠土壤中水分传输以气态水为主, 如果忽略土壤中的气态水运动, 地气界面的水汽通量计算及边界层内的湿度及水汽通量的计算会产生较大的误差。

关键词: 沙漠, 土壤和大气边界层系统, 水热传输, 数值模拟。

## 1 引 言

用 GCM (General Circulation Model) 进行的敏感性实验已经表明区域及全球性气候特征与不同陆面的特征密切相关, 用 GCM 耦合不同陆面过程的参数方案所得的结果差别也很大。这说明发展一个较好的能够真实地描述各种下垫面上陆面过程的模式是至关重要的。陆地表面由不同的生态系统所构成, 大概陆地面积的 1/4 是沙漠, 1/4 是森林, 1/4 是草原, 1/8 是农地和城市, 剩下的主要是冻土还有沼泽、江河湖泊等。现在 GCM 中, 用于裸土的参数化方案在用于湿润土壤时性能较好, 但用于干旱或半干旱土壤时就会遇到问题。因在此情况下, 气态水扩散对于土壤中水分输送和土壤表面蒸发有重要的贡献, 但被忽略了。

在中国甘肃河西走廊黑河流域进行的中日合作的“黑河流域地气相互作用野外试验” (HEIFE) 的目的之一就是为发展气候模式中关于干旱和半干旱区的陆面过程的参数化方案<sup>[1]</sup>。为了弥补气候模式的陆面参数化中关于干旱和半干旱区描述的不足, 作者发展了一个同时考虑液态水和气态水运动的沙漠裸土模式。模式进行了一年的积分, 模拟结果

\* 初稿时间: 1996 年 5 月 22 日; 修改稿时间: 1996 年 10 月 31 日。

资助课题: 国家自然科学基金 49475259 和“青藏高原地-气系统物理过程观测和理论研究(攀登 B)”项目。

与 HEIFE 沙漠站的观测结果进行了对比, 表明模式的性能良好, 同时说明在干旱或半干旱区的土壤中水分运动主要以气态水为主, 因此, 如果忽略土壤内的水汽运动, 地表蒸发的计算会产生较大的误差。

为了解土壤内的水蒸汽运动对大气边界层内水汽运动及湿度计算的影响, 将上述裸土模式与一个基于非局地过渡湍流理论闭合的大气边界层模式<sup>[2]</sup>进行耦合, 对沙漠大气系统中的水热运动进行模拟, 从而给出一个水分和热量在沙漠土壤和大气中运动的完整的图象。

大气边界层在气候系统中起着十分重要的作用, 大气运动所需要的热能及水汽主要是通过边界层的湍流运动由地表输送到自由大气中去的。同时, 地表的热量通量及动量通量又决定了边界层内湍流及扩散的强度和稳定度, 并且控制着平均风、温度和湿度的变化。因而准确地确定地表的水热通量并清楚地认识水汽和能量在边界层内的输送过程, 对于理解干旱区气候及水分循环是极为重要的。

利用本所大气边界层和大气化学国家重点实验室发展的较为完善的非局地闭合的边界层模式, 与上述沙漠裸土模式耦合, 对沙漠土壤大气系统中的温湿廓线及其通量廓线的时间演变进行了模拟。同时利用黑河试验区沙漠站的系留气球资料、地-气界面通量及地温等资料对温湿通量的计算进行了校准, 使得计算出来的温湿通量更可信。并且考查了忽略沙土中的水汽运动对边界层内湿度及其通量的影响。

## 2 非局地闭合的大气边界层模式

湍流非局地闭合的过渡湍流理论由 R. B. Stull 提出并逐渐形成一套较为完整的理论, 以作为一种继局地闭合方案和高阶闭合后湍流闭合的新途径。尤其是当 K 理论在对流边界层(CBL)中失效的情况下, 一阶非局地闭合的概念变得极具吸引力。把给定层上的通量与全边界层的特性联系起来, 在这种意义上讲, 它是非局地的。这种方法的基础是大涡平流的概念, 这样第  $i$  层示踪物的浓度受其附近多层空气混合进来的影响。这类模式可以从物理上解释非局地效应引起的反梯度输送和白天对流边界层中依赖于排放源的扩散问题。

基于过渡湍流理论, Stull 和 Driedonks<sup>[3]</sup>发展了一套非局地闭合的过渡湍流参数化方案, 并用之模拟了荷兰 Cabauw 铁塔附近大气边界层资料。模拟结果能较好地反映对流边界层的平均量及湍流通量的时空变化。刘小红和洪钟祥<sup>[2]</sup>为了将过渡湍流闭合方案在中尺度数值模式及海洋混合层模式的应用中打下基础, 建立了一个过渡湍流闭合的大气边界层模式, 并用 Wangara 第 33-34 天的大气边界层风、位温、水汽量等资料, 对模式性能进行了检验。结果表明这一模式可以清晰地反映白天混合层的发展, 由于模式中未引入辐射冷却及平流作用, 在夜间, 这些因子的重要性加大, 因而对夜间温湿模拟存在一些问题。

在数值计算中, 过渡模式的闭合采用“响应”的概念<sup>[3]</sup>, 即在数值计算中, 每一时步分成两部分: 首先, 外力(如: 非线性湍流动力学、热力学、边界条件等)破坏流体稳定性; 第二部分, 过渡湍流方案通过混合响应这种平均流场的不稳定。

### 2.1 流场的平均运动方程组

模式只考虑垂直方向物理量的变化, 垂直方向分成  $n$  个等间距网格箱, 水平风速、位

温、比湿的网格点值定义在网格中心。

模式平均运动方程为:

$$\bar{u}_i^*(t + \Delta t) = \bar{u}_i(t) + \Delta t [f(\bar{v}_i(t) - \bar{v}_{gi})] - \delta_{ii} \frac{\Delta t}{\Delta z} \overline{uw}_s(t) \quad (1)$$

$$\bar{v}_i^*(t + \Delta t) = \bar{v}_i(t) + \Delta t [f(\bar{u}_i(t) - \bar{u}_{gi})] - \delta_{ii} \frac{\Delta t}{\Delta z} \overline{vw}_s(t) \quad (2)$$

$$\bar{\theta}^*(t + \Delta t) = \bar{\theta}_i(t) - \delta_{ii} \frac{\Delta t}{\Delta z} \overline{\theta w}_s(t) \quad (3)$$

$$\bar{q}^*(t + \Delta t) = \bar{q}_i(t) - \delta_{ii} \frac{\Delta t}{\Delta z} \overline{qw}_s(t) \quad (4)$$

式中  $\overline{uw}_s$ ,  $\overline{vw}_s$ ,  $\overline{\theta w}_s$  和  $\overline{qw}_s$  分别表示地面动量通量( $u, v$  方向)、热通量及水汽通量, 它们仅影响最低层网格值。

## 2.2 过渡湍流闭合方案

过渡湍流通过混合响应以上平均流场的不稳定:

$$\bar{\Phi}(t + \Delta t) = \sum_{i=1}^N C_{ij}(t, \Delta t) \bar{\Phi}^s(t + \Delta t) \quad (5)$$

式中  $\bar{\Phi}$  表示第  $i$  网格箱的物理量,  $C_{ij}(t, \Delta t)$  表示时间  $\Delta t$  内来自网格箱  $j$  的空气在箱  $i$  中占的份数,  $C_{ij}$  组成过渡矩阵  $C(N, N)$ , 其参数化可由湍流动能方程给出。

另外, 由下式可求出网格界面上的湍流通量  $F_k (= \overline{w\Phi})$ :

$$F_k = F_{k-1} + \frac{\Delta z}{\Delta t} \sum_{j=1}^N C_{kj} (\bar{\Phi} - \bar{\Phi}^s) \quad \text{和} \quad F_0 = 0 \quad (6)$$

## 3 沙漠裸土模式

模式的基本方程、公式及各类参数阐明如下, 水分和热通量分别正比于体积含水量梯度和温度梯度, 用质量守恒及能量守恒建立了含水量及温度分布的控制方程<sup>[6]</sup>。

### 3.1 土壤含水量控制方程

土壤体积含水量  $\eta$  的控制方程在一维情况下为:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{\partial q^n}{\partial z} \quad (7)$$

式中  $t$  为时间,  $z$  向下为正坐标,  $q^n$  为水的总通量, 由液态水通量  $q_l$  和气态水通量  $q_v$  组成:

$$q^n = q_l + q_v \quad (8)$$

$$q_l = - (D_m \frac{\partial \eta}{\partial z} + D_{lr} \frac{\partial T}{\partial z}) - K \quad (9)$$

$$q_v = - (D_v^n \frac{\partial \eta}{\partial z} + D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z}) \quad (10)$$

$D_{lr} \frac{\partial T}{\partial z}$  项是与土壤水势有关的表面张力及与导水系数有关的粘性系数, 都是温度的函数, 当分析它的大小并与其它几个系数进行比较后发现, 在实际情况下, 其量级很小, 故它的影响在数值模式中加以忽略。故本模式中

$$q_l = - (D_m \frac{\partial \eta}{\partial z} + K) \quad (11)$$

上式中  $K$  和  $D_m$  为在特定土壤类型下的土壤导水率和扩散率, 本模式中采用 Clapp 等<sup>[4]</sup> 所提出的土壤参数化公式来决定  $K$  和  $D_m$

$$\begin{aligned}\Psi &= \Psi_s (\eta/\eta_s)^{-B} \\ K &= K_s (\Psi_s/\Psi)^{2B+3} \\ D_m &= K \frac{\partial \Psi}{\partial \eta}\end{aligned}\quad (12)$$

这里  $\Psi$  为土壤水势,  $\Psi_s$ ,  $K_s$ ,  $\eta_s$  和  $B$  分别为土壤饱和时的水势、水传导率、体积含水量和特征参数, 它们只依赖于土壤类型。 $D_m$  和  $D_{vT}$  不仅依赖于土壤类型, 也依赖于土壤含水量  $\eta$  及温度  $T$ , 可由局地平衡假定条件下的水蒸汽扩散过程导出:

$$D_{v\eta} = - D_v \tau (\eta_s - \eta) \left( \frac{\rho_v g \Psi_s B \eta_s^B}{\rho_w R_v T \eta^{B+1}} \right) \quad (13)$$

$$D_{vT} = - D_v \tau \frac{\rho_v}{\rho_w} \left( \frac{1}{T} + \frac{g \Psi_s \eta_s^B}{R_v T^2 \eta^B} + \frac{17.269 \times 237.3}{(T - 35.87)^2} \right) \quad (14)$$

这里  $\tau$  是土壤的毛细管曲率,  $\rho_w$  是液态水密度,  $\rho_v$  是水汽的密度,  $D_v$  是水汽在空气中的扩散率。

$$\rho_v = \frac{e_s(T) \exp\left(\frac{g\Psi}{R_v T}\right)}{R_v T} \quad (15)$$

### 3.2 土壤温度 T 控制方程

在考虑热传导及水蒸汽扩散作用之后, 热传导方程可以写成:

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial q_h}{\partial z} \quad (16)$$

$$q_h = - (\lambda + \rho_w L D_{vT}) \frac{\partial T}{\partial z} - \rho_w L D_{v\eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} \quad (17)$$

上式中  $q_h$  为土壤内的热通量,  $T$  为土壤局地平均温度,  $C$  和  $\lambda$  分别为土壤热容量及热传导系数。 $C$  对于沙土可以表达成:

$$C = \eta C_{water} + (1 - \eta) C_{soil} \quad (18)$$

其中  $C_{water}$  和  $C_{soil}$  分别是水及土壤颗粒的热容量, 空气对总热容量的贡献可以忽略。准确地估算平均的热传导系数是十分困难和复杂的, 这里采用由黑河沙漠站的试验数据拟合的一个公式<sup>[5]</sup>

$$\lambda = 0.8 + 1.4\eta - (0.8 - 0.3) \exp(-27.0\eta^4) \quad (19)$$

### 3.3 边界条件和边界表层阻抗

在土壤表层, 湿度通量等于蒸发量:

$$LE = \frac{\rho C_p}{r} \frac{e^*(T_g) - e_a}{r_a + r_s} \quad (20)$$

$r_a$  是空气动力学阻抗,  $r_s$  是地表表层阻抗, 它是土壤类型和表层湿度的函数。目前在  $r_s$  诸多的参数化中, 选择了来自 HFIFE 的经验公式:

$$r_s = \exp(8.2 - 4.225\eta \eta) \quad (21)$$

另一个边界条件是地表的温度方程, 在表层由能量收支平衡条件:

$$q_h = G \quad (22)$$

这里

$$G = R_n - LE - H_a$$

$$H_a = \rho_{c_p} \frac{(T_g - T_a)}{r_a}$$

$R_n$  是净辐射,  $G$  是地热流量,  $H_a$  是地表感热通量,  $T_a$  是参考层高度的温度。下边界条件由水热零通量梯度确定。大气温度、湿度和风速由大气边界层模式提供, 净辐射是系统外的驱动能量, 来自 1991 年 8 月 19 日的 HEIFE 沙漠站的观测值。

### 3.4 耦合方法

过渡湍流闭合的边界层模式响应沙漠土壤模式输出的潜热及感热通量变化

$$\begin{aligned} \overline{\theta_w} &= -H_s / (\rho_{c_p}) \\ \overline{q_w} &= -LE / (\rho L) \end{aligned} \quad (23)$$

式中  $H_s$  和  $LE$  分别为土壤表层的感热及潜热通量。而土壤模式所需要的大气驱动条件风、温及湿度由大气边界层模式提供。在这个土壤大气边界层的耦合模式中垂直共有 40 层, 土壤内 20 层, 边界层内 20 层。边界层模式中  $\Delta z = 100\text{m}$ ,  $\Delta t = 10\text{min}$ , 过渡参数:  $T_0 = 1000\text{s}$  (白天),  $T_0 = 100\text{s}$  (夜间),  $R_c = 0.21$ ,  $D = 1$ ,  $Y_{REF} = 1000$ 。

## 4 模拟结果分析

利用上述耦合模式, 并利用观测的土壤温湿及大气温湿廓线作为模式初值, 共积分 24h。图 1 表示沙漠土壤及大气间的热量和水分交换的时间变化。净辐射能作为土壤大气

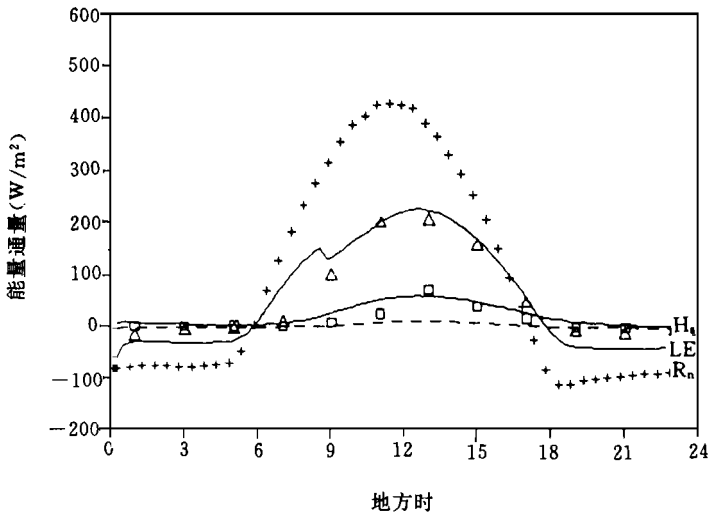


图 1 净辐射  $R_n$ 、地表感热  $H_s$  和潜热  $LE$  的日变化

(+++ 为  $R_n$  的观测值; 实线为  $H_s$  和  $LE$  的模拟值, 和 为其观测值; 虚线为不考虑土壤内的水蒸汽运动时的  $LE$  模拟值)

系统的外部驱动能量主要以感热(少量是潜热)的形式加热大气边界层底部,其余少量的能量以地热流量的形式进入土壤以作为土壤增温的强迫能量。图 1 中虚线是当土壤内的水蒸汽通量  $q_v = 0$  时,模拟的地表潜热通量结果,如前所述,在沙漠这种极为干燥的土壤情况下,忽略土壤内水汽运动,使得地表潜热通量近似于零。

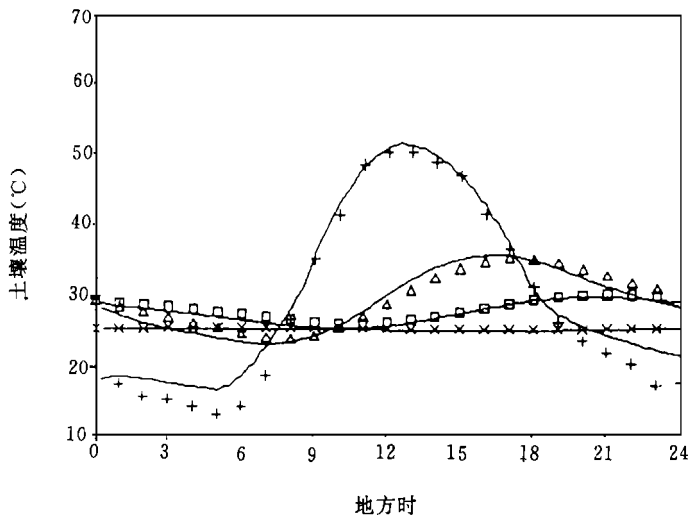


图 2 模拟的不同层次的土壤温度与观测值的比较

(实线表示模拟结果,其余线为不同层次的观测值: □: 10cm, △: 20cm, ×: 40cm, +:  $T_g$ )

土壤内特定层上的温度表示在图 2 中,要想准确地计算土壤内的温湿通量,土壤温度的准确模拟是必须的。在夜间,模拟的土壤表层温度与观测值之间的差异主要是因为在大

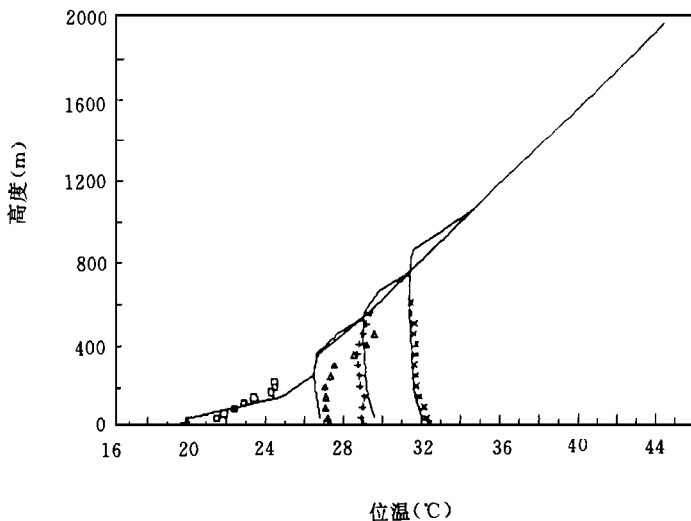


图 3 模拟的不同时次的位温廓线(实线)与观测值的比较(点线)

(□: 7:30; △: 09:30; +: 11:30; ×: 13:30)

气边界层模式中没有考虑辐射冷却效应。

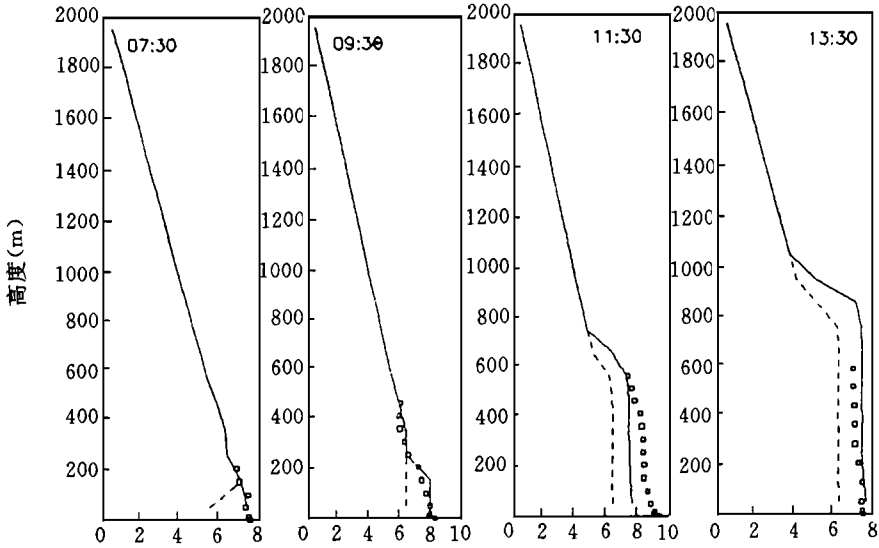


图4 模拟的不同时刻的比湿廓线(实线)与观测值的比较(点线)  
(虚线为不考虑土壤内的水蒸气运动时的比湿廓线模拟结果)

图3中给出了不同时刻的大气边界层的位温廓线,这张图同时也反映了混合层的发展过程。同样,准确地模拟边界层内的温度廓线对于温度通量的计算也是必须的。大气边界层内的比湿廓线表示在图4中。模拟的结果除了11:30外,其它几个时刻均与观测值较接近,图中虚线表示忽略土壤内水汽运动时的模拟结果。可以看出当忽略土壤内水蒸气运动时,对边界层内水汽量的计算会出现较大误差。

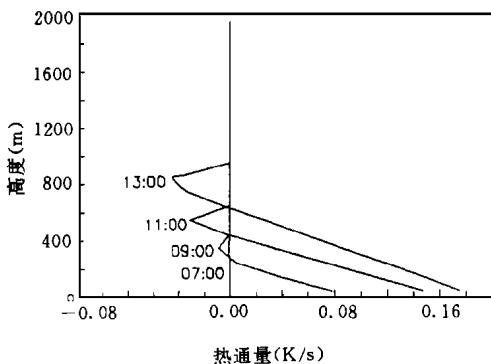


图5 模拟的不同时刻的湍流热通量廓线

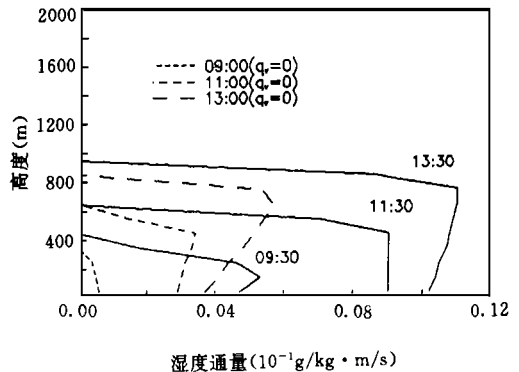


图6 模拟的不同时刻的湍流比湿通量廓线  
(虚线为不考虑土壤内的水蒸气运动时的比湿廓线模拟结果)

图 5 和图 6 给出了大气边界层内的水热通量的廓线。图 5 为模拟的边界层内热通量的廓线, 它和一般情况下的热通量廓线相同, 由边界层底部向上线性递减, 并且在边界层顶部出现挟卷层。但是, 土壤内水蒸气运动对边界层内的湿度通量的影响可以通过比较图 6 中实线与虚线之间的差异看出, 到 13:00 时, 可差  $6 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$ , 如果取空气密度  $\rho = 1.29 \text{kgm}^{-3}$ ,  $L = 2.5 \times 10^6 \text{J/kg}$ , 换算成能量单位约为  $20 \text{Wm}^{-2}$ 。

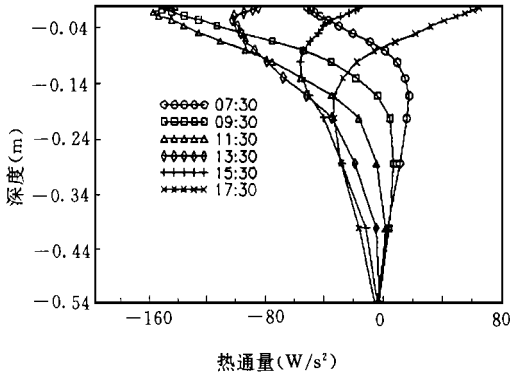


图 7 模拟的土壤热通量廓线

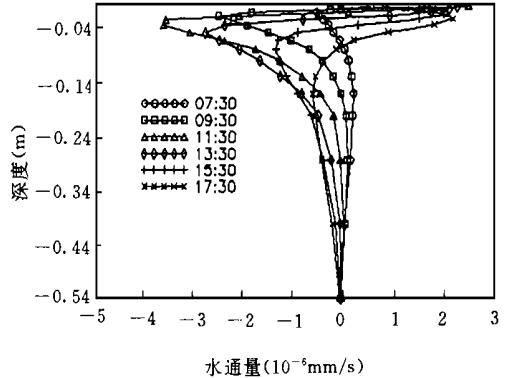


图 8 模拟的土壤水通量廓线

图 7 和图 8 分别给出了土壤内热量及水分的通量廓线。白天, 在土壤表层很薄的一层内明显存在一个水通量的零通量层。在这层之上, 由于表层蒸发的原因, 水分是由下向上运动的, 而在这层下面, 由于温度梯度的关系, 水分是自上而下向深层土壤运动的。相反, 在晚上, 在零通量层之上, 水分由大气向沙土表层运动(由于凝结)。在零通量层下面, 同样由于温度梯度的作用, 自下而上运动。因此, 这一薄层成为沙土大气系统中水分传输与交换的活跃层, 这一层的厚度大约在 2cm 或更薄的位置。

## 5 结 论

本文的沙漠土壤与大气边界层的耦合模式对于研究沙漠地表和大气之间的水热交换及水热在沙漠土壤内部和大气边界层内部的传输过程是十分有用的。通过以上工作可以得出以下结论:

(1) 在干旱或半干旱区, 土壤内水蒸气的扩散过程对地表的水热交换过程和边界层内的输送过程起着十分重要的作用。如果忽略土壤中的气态水运动, 地-气界面的水汽通量计算及边界层内的湿度及水汽通量的计算会产生较大的误差。

(2) 土壤表层 2cm 的范围表现为水热传输的活跃层, 水分和温度廓线呈现剧烈的日变化。无论白天还是夜间, 都存在一个零通量层。白天, 在零通量层之上, 由于表层蒸发的原因, 水分是由下向上运动的, 而在零通量层下面, 由于温度梯度的关系, 水分是自上而下向深层土壤运动的。相反, 在晚上, 在零通量层之上, 水分由大气向沙土表层运动(由于凝结)。在零通量层下面, 同样由于温度梯度的作用, 自下而上运动。这一结论是十分重要的, 因为在气候模式的简化的陆面过程参数化方案中, 土壤的第一层的布置并没有考虑到这



## —物理过程。

## 参考文献

- [ 1 ] Gao Y and Hu Y. Advances in HEIFE research ( 1987- 1994 ), spcial issue 1. China Meteor Press, 1993. 1- 2.
- [ 2 ] 刘小红, 洪钟祥. 非均匀网格的过渡湍流理论及其在大气边界层数值模拟中的应用. 大气科学, 1995, 9(3): 347 - 358.
- [ 3 ] Stull R B and Driedonks A G M. A plications of the transitional turbulence parameterazation to atmospheric boundary layer simulations. Boundary-Layer Meteor, 1987, 40: 209- 239.
- [ 4 ] Clapp R B and Hornberger G M. Empirical equations for some hydraulic properties. Water Resource Res, 1978, 14(4): 601- 604.
- [ 5 ] Tamagawa I. Fine mesh soil model including evaporation through the soil particales. Proceedings of International Symposium on HEIFE, 1993. 484- 492.
- [ 6 ] 林家鼎, 孙菽芬. 土壤内的水分流动、温度分布及其表面蒸发效应的研究——土壤表面蒸发阻抗的探讨. 水利学报, 1983, 7: 1- 8.

# NUMERICAL SIMULATION ON WATER AND HEAT TRANSPORT IN THE DESERT SOIL AND ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER

Niu Guoyue Sun Shufen Hong Zhongxiang

(LAPC\*, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029)

## Abstract

In order to understand the exchange and transfer processes of water and energy in the desert soil and the atmospheric boundary layer (ABL), A coupled model, in which a desert soil model including water movement of both liquid and vapor phase and an ABL model based on non-local transilient turbulence closure scheme are coupled together has been developed. With this model, the evolution of potential temperature and specific humidity, the distribution of net radiation among sensible, latent and soil heat flux, and the water and heat flux profiles both in the soil and ABL have been simulated. The HEIFE observation data are used to calibrate the calculation of the water and heat flux both in the soil and ABL.

The sensible and latent heat contribute to warm and moisten the bottom grid box (100m) of the ABL, respectively, by this way, the ABL model and the model are coupled together.

The simulated results, also, the observed ones, show that 65 percent of net radiation distributes to the atmosphere, of which 50 percent transforms into sensible heat and 15 percent into latent heat, 35 percent of net radiation distributes to the soil in the form of soil heat flux. In the upper 5cm of the soil, which we call it as an active layer, water and heat transport are more effective than the substrate. When the flux of water vapor in the soil is neglected. The flux profiles of specific humidity in the ABL shows a great change, hence the importance of water vapor movement in the desert soil for the calculation of specific humidity in the ABL.

**Key words:** Desert, Soil-atmosphere system, Water and heat transport, Numerical simulation.

---

\* LAPC, State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer and Atmospheric Chemistry.