

蔺海晓, 岳高伟. 2010. 不同地表温度的热扩散对风沙流的影响 [J]. 气候与环境研究, 15 (2): 191–198. Lin Haixiao, Yue Gaowei. 2010. Influence of the thermal diffusion of the sand-bed on the evolutive process of the wind-blown sand flux [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 15 (2): 191–198.

# 不同地表温度的热扩散对风沙流的影响

蔺海晓 岳高伟

河南理工大学土木工程学院, 焦作 454003

**摘要** 作者建立了描述在来流水平风场和由于地表热扩散产生的垂向风场联合作用下的风沙流发展过程的基本方程。通过定量分析表明, 地表温度引起的热扩散对风沙流发展过程的影响十分明显。在此基础上, 给出地表热扩散对风沙流中输沙率以及风沙流达到充分发展的时间等的影响规律。

**关键词** 热扩散 输沙率 风沙运动 多场耦合

**文章编号** 1006-9585 (2010) 02-0191-08 **中图分类号** P434.1 **文献标识码** A

## Influence of the Thermal Diffusion of the Sand-Bed on the Evolutive Process of the Wind-Blown Sand Flux

LIN Haixiao and YUE Gaowei

*School of Civil Engineering, Henan Polytechnic University, Jiaozuo 454003*

**Abstract** A theoretical model with considering the thermal diffusion (TD) from the sand-bed is used to study the effect of the TD during the evolution of the wind-blown sand flux. And in the wind-blown sand flux the coupling interaction is taken into consideration among wind speeds in the vertical and horizontal directions, and the sand movement. The numerical results show that it is quite obvious for the evolutive process of the sand-driving wind affected by the TD of the bed. When the wind-blown sand flux reaches a steady state, the mass flux and the transport rate of sand grains will increase with higher temperature of the bed. And based on it, the laws are given about transport rate of the sands and the completed evolutive time of wind-blown sand flux affected by the TD of the bed.

**Key words** thermal diffusion, transport rate of sands, movement of saltating sand, coupling of several fields

## 1 引言

与风沙运动相关的环境力学问题越来越受到力学工作者的关注 (Ungar and Haff, 1987; 吴正, 1987; Anderson and Haff, 1988; Shao and Raupach, 1992; 牛若芸等, 2007; 曾庆存等,

2007)。而风沙运动中沙粒的跃移运动是风沙流中沙粒运动的主要形式, 约占运动沙粒总量的 75%。因而对风沙流中跃移沙粒的研究显得尤为重要。沙粒在受到风场作用的同时, 对风场也产生阻滞作用, 这种风与沙粒之间的相互耦合作用导致了风沙流的自平衡机制 (Ungar and Haff, 1987; Anderson and Haff, 1991), 即在一定风速下, 运

**收稿日期** 2009-02-06 收到, 2010-02-10 收到修定稿

**资助项目** 河南省工程力学重点学科 509919

**作者简介** 蔺海晓, 男, 1978 年出生, 硕士, 讲师, 主要从事环境力学方面的研究。E-mail: linhaixiao@hpu.edu.cn

动沙粒达到一定数量后, 风沙流将保持动态平衡。目前对风沙流的理论研究主要着眼于风沙运动的 4 个子过程 (Willetts and Rice, 1986; Werner, 1990; McEwan et al., 1999), 即: 1) 风吹沙的起动过程; 2) 沙粒在风中的运动过程; 3) 考虑运动沙粒对风的反作用而引起风速廓线的修正; 4) 跃移沙粒落回床面, 并与沙床碰撞过程及其起跃、溅射过程。在风沙流发展过程中这 4 个子过程相互耦合作用, 密不可分。

近年来, 风沙运动研究方面取得了一系列实质性进展, 如 Zhou et al. (2002) 在由输沙通量测量结果给出输沙率预测拟合公式基础上提出对实验测量结果高精度拟合的方法; Zheng et al. (2003, 2004)、Zhou et al. (2005) 系统揭示了风沙电现象对风沙流和无线通讯的影响; Zheng et al. (2006) 首次给出沙粒起跳旋转角速度的概率分布; Zheng et al. (2009) 成功实现了具有很大时空尺度差异的沙粒运动与沙丘场形成和发展过程的跨尺度耦合, 从而得以对百平方公里尺度范围内的沙丘场长达百年的形成发展过程以及各种典型沙丘形态及其各类动力学行为进行定量模拟, 为理解和预测不同条件下的风成地貌和沙漠化扩展速度提供了一条有效途径。这些工作大大提升了我国在风沙运动机理研究方面的国际影响力, 同时也为有关风沙运动的定量化和准确化研究提供了有效的方法。

但是, 现有关于风沙运动的各种理论模拟中, 一般都将来流风场简化为仅有水平方向风速的风场, 极少考虑由于地表热扩散所产生的垂向气流对沙尘运动乃至风沙流发展过程影响的研究 (郑晓静和岳高伟, 2005; 胡非等, 2007; Yue and Zheng, 2007)。

本文通过考虑地表热扩散引起的垂向风场影响, 建立描述热扩散温度场、风场作用下沙尘与热扩散温度场和风场相互耦合作用的描述风沙流发展过程的数学模型。通过对热扩散方程和风场方程以及沙尘运动方程的联立求解, 可获得不同地表温度下的风沙流的宏观特性, 如: 跃移沙尘浓度、输沙率等沿高度的分布等。结果分析表明, 地表温度越高对风沙流的影响也越大。因此, 在研究风沙运动时仅仅考虑水平风速的作用是不够的。而且考虑自然存在的地表温度对风沙运动的

影响, 对更清楚地了解风沙运动规律, 采取相应有效措施防沙固沙是非常必要的。

## 2 基本方程

在无限大平坦沙床面上, 考虑在来流水平风场和地表热扩散引起的垂向风场联合作用下的沙尘从起动进入风沙流到由于风场和沙尘相互作用达到动态平衡的这一发展过程。为了简便, 将对风沙流的分析限在二维情形进行。

### 2.1 沙尘跃移运动方程

在风沙流中运动的沙尘, 受速度为

$$\mathbf{V} = u(x, z, t)\mathbf{i} + w(x, z, t)\mathbf{k}$$

(其中  $u$  为水平风速,  $\mathbf{i}$  为水平单位向量,  $w$  为垂直风速,  $\mathbf{k}$  为垂直单位向量) 的风场施予的拖曳力及自身重力作用, 以与地表成  $\theta$  角度的某一初始速度  $v_0$  起跳后, 其跃移运动的初边值问题的基本方程可表示为 (Zheng et al., 2003)

$$m_p \ddot{x} = -\frac{\rho \pi D_p^2}{8} \left[ \frac{24v}{D_p \sqrt{(\dot{x}-u)^2 + (\dot{z}-w)^2}} + \frac{6}{1 + \sqrt{D_p \sqrt{(\dot{x}-u)^2 + (\dot{z}-w)^2}/v}} + 0.4 \right] \times (\dot{x}-u) \sqrt{(\dot{x}-u)^2 + (\dot{z}-w)^2}, \quad (1)$$

$$m_p \ddot{z} = -\frac{\rho \pi D_p^2}{8} \left[ \frac{24v}{D_p \sqrt{(\dot{x}-u)^2 + (\dot{z}-w)^2}} + \frac{6}{1 + \sqrt{D_p \sqrt{(\dot{x}-u)^2 + (\dot{z}-w)^2}/v}} + 0.4 \right] \times (\dot{z}-w) \sqrt{(\dot{x}-u)^2 + (\dot{z}-w)^2} - m_p g, \quad (2)$$

当  $t=0$  时

$$x=0, z=0, \dot{x}=v_0 \cos \theta, \dot{z}=v_0 \sin \theta, \quad (3)$$

其中,  $D_p$  为沙尘粒径;  $m_p$  为沙尘质量;  $\rho$  为空气密度;  $v$  为空气动力粘度;  $x$ 、 $z$  分别为沙尘在二维流场中的位置坐标;  $g$  为重力加速度;  $\dot{x}$ 、 $\dot{z}$  和  $\ddot{x}$ 、 $\ddot{z}$  分别为沙尘在  $x$ 、 $z$  方向上的速度和加速度。

显然, 在地表不同时刻将有众多沙尘从床面起跳。设任一时刻  $t$ , 地表上单位时间单位面积起跳沙尘数为  $N(t)$ , 则有

$$N(t) = N_a + \bar{N}_j + \bar{N}_r = N_0(\tau_a - \tau_c) + 0.95 \int_{v_{0\min}}^{v_{0\max}} \int_{v_{\text{im-min}}}^{v_{\text{im-max}}} \exp \left[ -\frac{(v_0 - 0.56v_{\text{im}})^2}{(0.2v_{\text{im}})^2} \right] dv_0 dv_{\text{im}} +$$

$$1.75 \int_{v_{0\min}}^{v_{0\max}} \int_{v_{\text{im-min}}}^{v_{\text{im-max}}} \exp\left(-\frac{v_0}{0.25v_{\text{im}0.3}}\right) dv_0 dv_{\text{im}}, \quad (4)$$

其中,  $N_a = N_0(\tau_a - \tau_c)$  是在风力作用下单位时间内单位面积床面上起跳的沙尘数,  $\tau_c$  为风力直接吹起沙尘时的临界应力,  $N_0$  为实验测得常数,  $\tau_a$  为床面所受风的瞬时应力,  $v_{\text{im-max}}$  和  $v_{\text{im-min}}$  分别表示起跳沙尘的最大和最小速度。在有水平和垂直风作用下可表示为

$$\tau_a = \rho k^2 z^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial z} \right| \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial z} \right), \quad (5)$$

其中  $\bar{N}_r$ 、 $\bar{N}_j$  分别为床面受到速度为  $v_{\text{im}}$  的跃移沙尘冲击时在单位时间、单位面积的床面上以初速度  $v_0$  反弹、溅射的沙尘数 (Anderson and Haff, 1988)。  $v_{0\min} = \sqrt{2gD_P}$  和  $v_{0\max} = 5u_*$  (其中  $u_*$  为摩阻风速) 分别为沙尘起跳初速度的最小和最大值。

设  $N(t)$  颗沙尘以不同的初速度  $v_0$  和角度  $\theta$  起跳, 其起跳初速度分布函数为  $f(v_0, t)$ , 则在任一高度区间  $[z, z+dz]$  内的沙尘数  $\bar{N}$  为:

$$\bar{N}(t) = \int_{v_{0\min}}^{v_{0\max}} N(t) f(v_0, t) \left[ \frac{1}{|\dot{z}_u|} + \frac{1}{|\dot{z}_d|} \right] dv_0, \quad (6)$$

其中  $\dot{z}_u$  和  $\dot{z}_d$  分别表示处于上升和下降状态的沙尘速度在  $z$  方向上的分量。这样, 在高度  $z$  处沙尘施予风场的单位体积力在水平和垂向的分量分别为

$$F_x(z, t) = \int_{v_{0\min}}^{v_{0\max}} N(t) m_P f(v_0, t) \left( \frac{\ddot{x}_u}{|\dot{z}_u|} + \frac{\ddot{x}_d}{|\dot{z}_d|} \right) dv_0, \quad (7)$$

$$F_z(z, t) = \int_{v_{0\min}}^{v_{0\max}} N(t) m_P f(v_0, t) \left( \frac{\ddot{z}_u}{|\dot{z}_u|} + \frac{\ddot{z}_d}{|\dot{z}_d|} \right) dv_0. \quad (8)$$

而在任一高度区间  $[z, z+dz]$  内的在单位时间内与水平风向垂直的单位面积上所通过的沙尘质量, 即输沙率  $Q(z, t)$ , 和在单位时间的水平风向垂直的单位宽度上所通过的沙尘质量, 即单宽输沙率  $\bar{Q}(t)$ , 可分别表示为

$$Q(z, t) = \int_{v_{0\min}}^{v_{0\max}} N(t) m_P f(v_0, t) \left( \frac{\dot{x}_u}{|\dot{z}_u|} - \frac{\dot{x}_d}{|\dot{z}_d|} \right) dv_0, \quad (9)$$

$$\bar{Q}(t) = \int_0^\infty \int_{v_{0\min}}^{v_{0\max}} N(t) m_P f(v_0, t) \left( \frac{\dot{x}_u}{|\dot{z}_u|} - \frac{\dot{x}_d}{|\dot{z}_d|} \right) dv_0 dz. \quad (10)$$

值得注意的是, 在风沙流发展过程中某一时刻的沙尘起跳初速度分布函数  $f(v_0, t)$  是未知的, 在具体计算中可根据如下表达式确定, 即

$$f(v_0, t) = \frac{N_i(v_0, t) dv_0}{\sum_{i=1}^j N_i(v_0, t) dv_0}, \quad (11)$$

其中  $N(v_0, t)$  表示以速度  $v_0$  起跳的沙尘数, 其数值在计算过程中确定。

## 2.2 风场方程

考虑风场受沙尘施予的作用力

$$\mathbf{F}(z, t) = F_x(z, t)\mathbf{i} + F_z(z, t)\mathbf{k}$$

以及地表热扩散的影响。风沙流场所需满足的连续性方程、动量方程和热扩散方程分别为:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \rho \mathbf{V} = 0, \quad (12)$$

$$\rho \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + \rho \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} = \rho g \mathbf{k} - \nabla p + \mu \nabla^2 \mathbf{V} + \mathbf{F}(z, t), \quad (13)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T = F_\theta, \quad (14)$$

其中,  $\mathbf{V}$  为风速;  $\mu = \nu\rho$  为风场气流的动力粘性系数,  $\nu = \beta T^{1.5} / [\rho(T+S)]$  为风场气流的运动粘性系数, 其中,  $\beta$ 、 $S$  为常量;

$$F_\theta = K_a / (\rho c_V) \nabla^2 T$$

(其中  $\nabla$  为哈密顿算子) 为风场气流的热流扩散率, 其中,  $K_a$  和  $c_V$  分别为风场气流热传导系数和比定容热容,  $\rho$ 、 $p$  和  $T$  分别为风场气流的密度、气压和气流温度, 它们满足状态方程

$$p = \rho RT, \quad (15)$$

其中  $R$  为气体常数。

把方程 (15) 代入方程 (13), 消去变量  $p$  和  $\mu$ , 整理后的方程为

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0, \quad (16)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{R}{\rho} \frac{\partial(\rho T)}{\partial x} + \frac{\beta T^{1.5}}{\rho(T+S)} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) + F_x(z, t), \quad (17)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -g - \frac{R}{\rho} \frac{\partial(\rho T)}{\partial z} + \frac{\beta T^{1.5}}{\rho(T+S)} \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) + F_z(z, t), \quad (18)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{K_a}{\rho c_V} \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right). \quad (19)$$

相应的初始条件和边值条件分别表示为：  
当  $t=0$  时

$$w = 0, T = T_0, \rho = \rho_0, u(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad (20)$$

当  $z = D_p/30$  时

$$u = 0, w = 0, T = T_a, \quad \frac{\partial u}{\partial x} = 0, \frac{\partial w}{\partial x} = 0, \frac{\partial T}{\partial x} = 0, \frac{\partial T}{\partial z} = \eta, \quad (21)$$

其中,  $T_0$  和  $\rho_0$  分别为风场气流的初始温度和密度;  $\eta$  为初始流场温度沿高度的变化率;  $T_a$  为流场在  $z=D_p/30$  处的气流温度值, 它的确定与地面温度  $T_s$  有关。由于地面温度  $T_s$  是太阳辐射造成

的, 它的确定可由地表能量平衡方程确定 (郑晓静和岳高伟, 2005)。

### 3 计算步骤

本文模拟风沙流的发展过程, 输沙率和风速沿高度的变化及沙尘起跳速度的概率密度等的计算流程如图 1 所示。

在计算过程中, 初始摩阻风速、初始风场密度及气流临界剪切力分别为  $u_* = 0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $\rho_0 = 1.29 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  和  $\tau_c = \rho_0 u_*^2$ , 初始床面温度分别取  $T_s = 298 \text{ K}$ 、 $308 \text{ K}$ 、 $318 \text{ K}$ 、 $328 \text{ K}$ 、 $338 \text{ K}$ 。

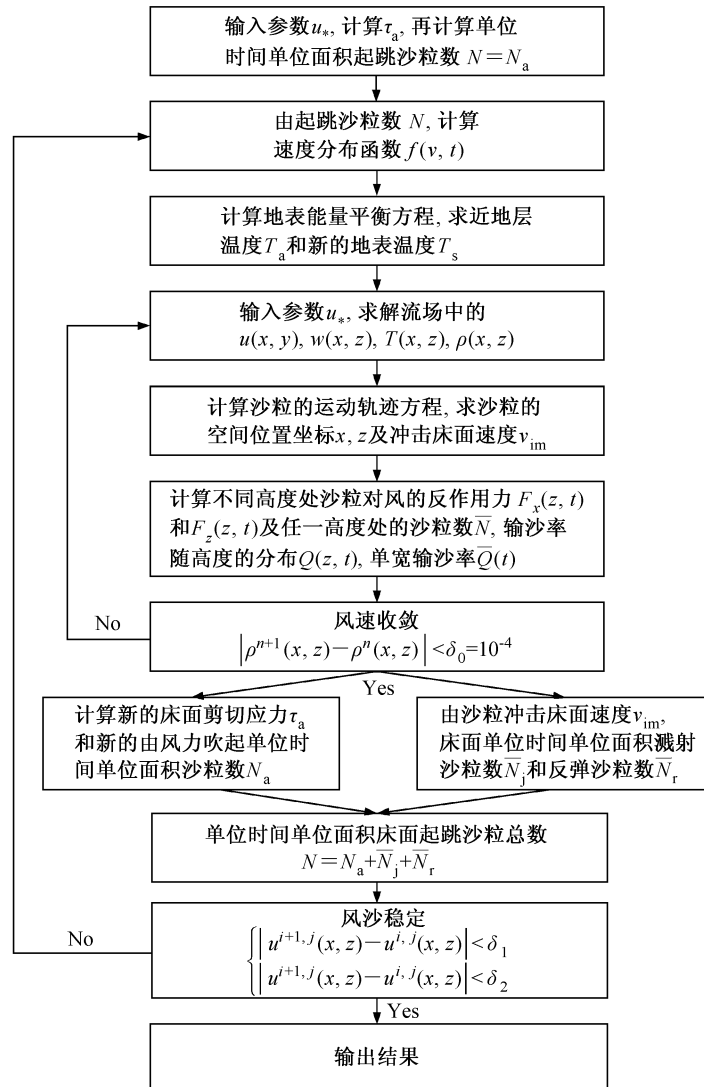


图 1 计算流程图

Fig. 1 Calculation flow diagram

沙尘起跳速度范围是  $v_{0\min} = \sqrt{2gD_p}$ 、 $v_{0\max} = 5u_*$ ，当沙尘  $v_0 < 0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时，沙粒起跳角  $\theta = 90^\circ$ ； $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \leq v_0 \leq 0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时  $\theta = 70^\circ$  及  $v_0 \geq 0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时  $\theta = 40^\circ$ 。风沙流的持续发展时间  $t$  分为许多时间步，时间步长  $\Delta t$ ，其与最短的沙尘跃移时间有关，即  $\Delta t = 4\sqrt{D_p/g}$ 。

## 4 计算结果及讨论

在本文的计算模型中取沙尘直径  $D_p = 0.25 \text{ mm}$ ，沙尘密度  $\rho_p = 2650 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

在野外，特别是沙质地表，午后地表温度往往达到  $320 \sim 330 \text{ K}$ ，甚至  $340 \sim 350 \text{ K}$ （刘贤万，1995）。由于地表温度的不同，其热扩散的程度也有差异，进而形成的向上的垂向风速也差别较大。垂向风速越大对沙尘向上的作用力就越强，因而沙尘也就越容易起动。计算结果表明（如图 2）：温度越高，沙尘的起动风速（水平来流风速）就越小。例如，床面温度为  $338 \text{ K}$  时的起动风速  $1.794 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  比床面温度为常温  $298 \text{ K}$  时的起动风速  $2.24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  减小了  $20\%$ 。由此可见，在地表温度较高的地区，沙尘运动需要的来流风较弱，风沙运动也更容易发生。

单宽输沙率随时间发展过程可分为 3 个阶段，即：随时间呈指数增长的发展阶段、达到高峰后的衰减阶段和最后趋于稳定的平衡阶段（如图 3 所示）。尽管不同床面温度下的模拟都能在定性上反映出这 3 个阶段，但不同床面温度时，无论是在风沙流达到动态平衡的时间还是达到高峰的峰值以及平衡阶段的稳定值都是不同的：随着床面温度的升高，风沙流达到稳定的时间就越短，而无论是最大床面起沙率还是稳定时的床面起沙率都增大。例如：在床面温度为  $338 \text{ K}$  时，风沙流达到稳定的时间约为  $1.8 \text{ s}$ ，床面起沙率约为  $0.26 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ，与常温  $298 \text{ K}$  时风沙流达到稳定的时间相比加快了  $25\%$ ，而床面起沙率增大了  $25.6\%$ 。这是由于地表温度较高时热扩散产生的垂直向上风速较大，而对跃移沙尘向上的作用力也增大，进而会增大沙尘的跃移高度、增大并延长沙尘在空中的跃移时间，使得风沙流的床面起沙率增大，沙尘对风场的反作用更为充分，进而

缩短风沙流的发展时间。由此可见，地表热扩散对风沙流的影响不容忽视。

从图 4 可以看出，不同床面温度下跃移沙尘的输沙率主要集中在  $10 \text{ cm}$  以下，这说明风沙运动主要是一种近地面运动（Haltiner, 1971），同时输沙率也都是随高度衰减（近似成指数递减）。但不同床面温度时输沙率在定量上存在差别：床面温度越高，输沙率也就越大。床面常温  $298 \text{ K}$  时的输沙率要远低于床面温度比其高得多时的输沙率。例如，在  $5 \text{ cm}$  和  $15 \text{ cm}$  处，床面常温  $298 \text{ K}$  时输沙率分别为  $0.3069 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $0.032 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ，与床面温度  $338 \text{ K}$  时  $5 \text{ cm}$  和  $15 \text{ cm}$  高度处输沙率  $0.9549 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $0.127 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  相比，分别小  $67.86\%$  和  $74.8\%$ ，

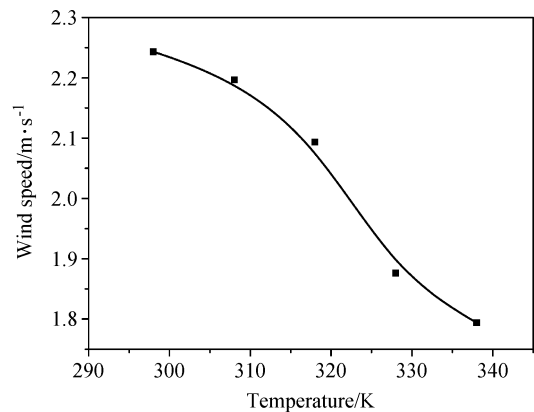


图 2 不同床面温度下的沙尘起动风速

Fig. 2 Threshold wind speed of sands with different sand-bed temperatures

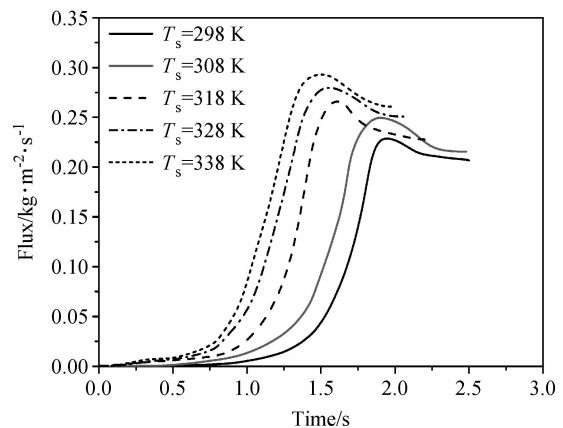


图 3 不同床面温度下的风沙流发展过程

Fig. 3 Evolutive process of the wind-blown sand flux with different sand-bed temperatures

差别十分明显。这就说明了在研究风沙运动时,床面温度因素是不可忽略的,且野外风沙运动也往往是在午后地表温度最高时发生的,研究此时的风沙运动也更接近真实。

图 5 和图 6 分别给出风沙流场稳定时的垂向和水平的风速廓线。由图 5 可以看出,受地表热扩散的影响,垂直风速在近地表附近随高度增大,大约在 30 cm 高处达到最大值,而后随高度缓慢减小。然而在不同床面温度时由地表热扩散引起的垂向风速也差别较大,床面温度较高时的垂向风速比床面温度较低时大得多,如 30 cm 高度处床面温度为 338 K 时的垂向风速  $1.547 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  远大于常温床面 298 K 时的垂向风速  $0.2683 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在净风场情形,水平风速沿高度服从对数分布,而动态稳定时的风沙流场的水平风速则将明显偏离对数分布。由图 6 可以看出,不同床面初始温度下在风沙流稳定后风沙流场中的水平风速明显小于净风场中水平风速,而且初始床面温度越高,风沙流稳定后的水平风速越小,这是因为在初始床面温度较高时,床面沙尘容易起动,进入风沙流的沙尘数也就越多,而在风场中的沙尘同时也会对风场施以作用力,沙尘数越多作用就越强,从而大大减小了流场风速。

在风沙流形成前,一般沙床面温度比较高。一旦气流吹动沙尘形成风沙流,温度就会发生明显变化。由图 7 可见,地表温度在整个风沙流发展过程中随时间迅速降低,这是因为床面上层温

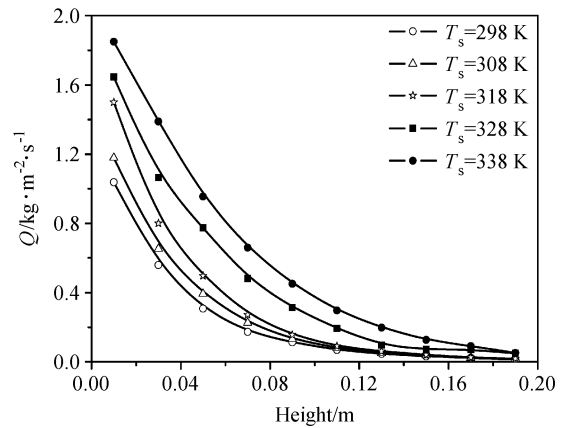


图 4 不同床面温度形成稳定风沙流时输沙率随高度的变化  
Fig. 4 The mass flux profiles in steady states with different sand-bed temperature

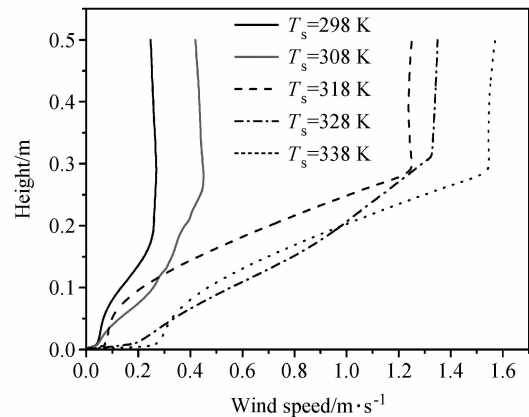


图 5 不同床面温度作用下风沙流稳定时垂直风速随高度的变化  
Fig. 5 The vertical wind speed with different sand-bed temperatures in steady states

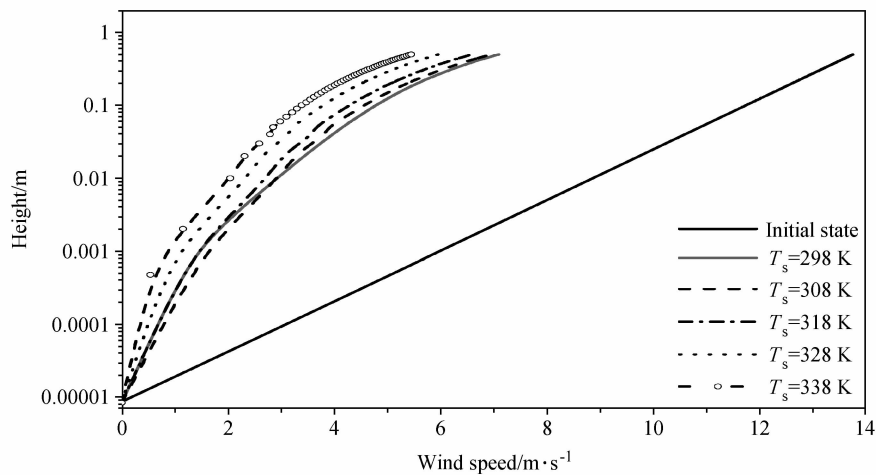


图 6 不同床面温度作用下风沙流稳定时水平风速随高度的变化  
Fig. 6 The horizontal wind speed with different sand-bed temperatures in steady states

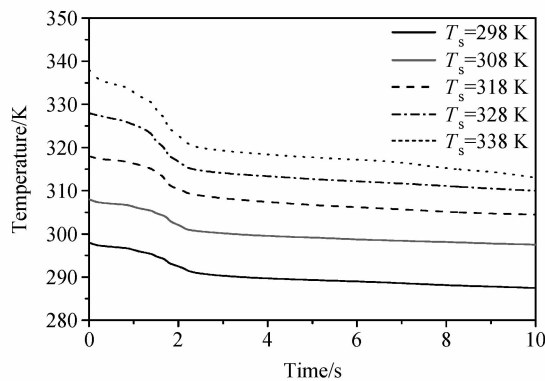


图7 地表温度在风沙流发展过程中的变化

Fig. 7 Variations of the temperatures of the land surface during the evolution of the wind-blown sand flux

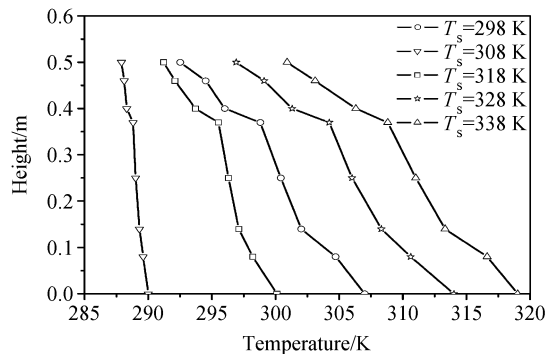


图8 不同床面温度作用下风沙流稳定时流场温度随高度的变化

Fig. 8 The air temperatures with different sand-bed temperatures in steady states

度较高的沙尘离开了床面进入流场的缘故, 当风沙流达到稳定状态, 床面温度的降低趋于缓慢。还可以看出, 在初始床面温度较高时的风沙流发展过程中, 温度降低得更快, 特别是在风沙流即将达到平衡的时段。

由图8可见, 近地表的温度随高度的变化是缓慢的, 在离地表高度 35 cm 的上方, 温度变化得较快。而且, 初始床面温度较高的流场温度随高度的变化尤其明显。这是由于初始床面温度较高时, 进入流场中的沙尘数增加, 大量沙尘温度降低后, 床面的热扩散被减弱得更快。

## 5 结论

本文通过建立由于地表热扩散产生的垂向风场及水平来流作用下的风沙流发展过程的基本方

程, 模拟了床面温度  $T_s=298$  K、308 K、318 K、328 K 和 338 K 时的风沙流发展过程。定量结果分析表明, 由于地表热扩散形成向上的垂向风速使得沙尘更容易进入风沙流, 而且初始床面温度不同对风沙流的影响也较大。初始床面温度越高, 风沙流达到稳定的时间也就越短, 而输沙率却增大。由于耦合影响, 沙尘的跃移运动也将使风沙流中风场的水平风速降低、床面温度降低。由此可见, 地表热扩散对风沙运动的影响是值得考虑的重要因素。

## 参考文献 (References)

- Anderson R S, Haff P K. 1988. Simulation of eolian saltation [J]. *Science*, 241: 820–823.
- Anderson R S, Haff P K. 1991. Wind modification and bed response during saltation of sand in air [J]. *Acta Mechanica (Suppl. 1)*: 21–51.
- Haltiner G J. 1971. *Numerical Weather Prediction* [M]. New York: John Wiley & Sons Inc., 120.
- 胡非, 刘长庆, 姜金华. 2007. 大气边界层中沙粒悬移运动的数值模拟 [J]. *气候与环境研究*, 12 (3): 277–286. Hu Fei, Liu Changqing, Jiang Jinhua. 2007. Numerical simulation of sand suspension and transportation in atmospheric boundary layer [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 12 (3): 277–286.
- 刘贤万. 1995. *实验风沙物理与风沙工程学* [M]. 北京: 科学出版社, 117. Liu Xianwan. 1995. *The Physics of Experimental Blown Sand and Sand Drift Control Engineering* [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 117.
- McEwan I K, Jefcoate B J, Willetts B B. 1999. The grain-fluid interaction as a self-stabilizing mechanism in fluvial bed transport [J]. *Sedimentology*, 46: 407–416.
- 牛若芸, 蔡蓁宁, 邹旭恺, 等. 2007. 2005 年我国沙尘天气的若干特征分析 [J]. *气候与环境研究*, 12 (3): 358–364. Niu Ruoyun, Cai Xiangning, Zou Xukai, et al. 2007. The characteristics of sand and dust weather events in China in 2005 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 12 (3): 358–364.
- Shao Y, Raupach M R. 1992. The overshoot and equilibration of saltation [J]. *J. Geophys. Res.*, 97: 20559–20564.
- Ungar J, Haff P K. 1987. Steady state saltation in air [J]. *Sedimentology*, 34: 289–299.
- Werner B T. 1990. A steady-state model of wind-blown sand transport [J]. *Journal of Geology*, 98 (1): 1–17.
- Willetts B B, Rice M A. 1986. Collision in aeolian saltation [J]. *Acta Mechanica*, 63: 255–265.

- 吴正. 1987. 风沙地貌学 [M]. 北京: 科学出版社, 73. Wu Zheng. 1987. Geomorphology of Wind-drift Sands [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 73.
- Yue Gaowei, Zheng Xiaojing. 2007. Effect of thermal diffusion and electrostatic force on evolution of wind-blown sand flow [J]. Applied Mathematics and Mechanics, 28 (2): 183–192.
- 曾庆存, 董超华, 彭公炳, 等. 2007. 沙尘暴及相关的自然灾害 [J]. 气候与环境研究, 12 (3): 255–256. Zeng Qingcun, Dong Chaohua, Peng Gongbing, et al. 2007. Duststorms and the Related Disasters [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 12 (3): 255–256.
- 郑晓静, 岳高伟. 2005. 地表温度场对颗粒跃移轨迹的影响 [J]. 应用力学学报, 22 (2): 207–212. Zheng Xiaojing, Yue Gaowei. 2005. Effect of earth surface temperature on saltation trajectories of sand particles [J]. Chinese Journal of Applied Mechanics (in Chinese), 22 (2): 207–212.
- Zheng X J, Huang N, Zhou Y H. 2003. Laboratory measurement of electrification of wind-blown sands and simulation of its effect on and saltation movement [J]. J. Geophys. Res., 108: D104322.
- Zheng X J, He L, Zhou Y H. 2004. Theoretical model of the electric field produced by charged particles in windblown sand flux [J]. J. Geophys. Res., 109, D15208, doi: 10.1029/2004JD004863.
- Zheng X J, Xie L, Zou X. 2006. Theoretical prediction of liftoff angular velocity distributions of sand particles in wind-blown sand flux [J]. J. Geophys. Res., D11109, doi: 10.1029/2005JD006164.
- Zheng X J, Bo T L, Zhu W. 2009. A scale-coupled method for simulation of the formation and evolution of aeolian dune field [J]. International Journal of Nonlinear Science and Numerical Simulation, 10 (3): 387–395.
- Zhou Y H, Guo X, Zheng X J. 2002. Experimental measurement of wind-sand flux and sand transport for naturally mixed sands [J]. Phys. Rev. E, doi:10.1103/66.021305.
- Zhou Y H, He Q S, Zheng X J. 2005. Attenuation of electromagnetic wave propagating in sandstorms with consideration of charged sands [J]. The European Physical Journal E, 17: 181–187.