



# 天然雪的风洞实验研究

吕晓辉, 黄宁\*, 佟鼎

兰州大学土木工程与力学学院, 西部灾害与环境力学教育部重点实验室, 兰州 730000

\* E-mail: huangn@lzu.edu.cn

收稿日期: 2011-03-03; 接受日期: 2011-07-12

国家自然科学基金(批准号: 40971009, 10811130470)和国家重点基础研究发展计划(“973”计划)(批准号: 2009CB421304)资助项目

**摘要** 风洞实验通常采用的人造雪并不能完全真实有效的反映出自然界中风吹雪的运动规律. 本文将雪层结构没有受到干扰的两种雪样(新雪和老雪)置于风洞内进行实验. 结果表明: 新雪的起动风速小于老雪; 两种雪样的输雪量随着高度的增加均以指数的形式递减; 单宽输雪率随风速的增大以指数形式递增. 利用粒子图像测速系统(PIV)对两种地形下(平坦床面和路基)风吹雪中雪粒的速度进行测量, 结果表明: 在测量区域内雪粒速度在平坦床面时呈高斯分布函数, 在路基表面和背风坡也满足这一分布函数; 迎风坡处雪粒的速度分布与高斯分布函数的相关性较差. 对近床面的雪粒速度统计结果表明不同风速下雪粒的冲击速度和起跳速度均服从高斯分布函数.

## 关键词

风洞实验  
天然雪  
起动风速  
风吹雪结构  
PIV

风吹雪对自然环境和社会经济有很大的影响. 它不仅是形成极地冰盖、高山冰川、雪崩等的物质来源<sup>[1]</sup>, 而且诱发并加重冰雪、洪水、雪崩、泥石流及滑坡等自然灾害<sup>[2]</sup>, 对工农业生产和人民的生命财产造成严重的损失. 中国的风吹雪分布广泛, 危害也很严重, 主要集中在新疆、青海、西藏、甘肃、内蒙古、四川西部地区以及东北的山区和平原<sup>[3]</sup>, 是我国北方地区公路上频繁发生的灾害之一. 近几年, 风吹雪在我国造成的危害十分严重. 2008年在我国南方爆发的雪灾导致了铁路公路滞留人员 192.7 万人; 农作物受灾面积 1.77 亿亩, 绝收 2530 亩; 森林受损面积近 2.6 亿亩; 倒塌房屋 35.4 万间; 造成 1111 亿元人民币直接经济损失. 2010年我国北方省份连续发生强降雪天气, 局地降雪、降温突破 1951 年历史极值. 截至 2011 年 1 月 13 日, 雪灾共造成北京、天津、新疆等 12 个省区市和新疆生产建设兵团 467 万人受灾, 因灾死亡 6 人, 紧急转移 1.3 万人, 损坏房屋 2.7 万间, 直接经

济损失 14 亿元<sup>[4]</sup>. 造成我国雪害如此严重的原因除了我国基础设施还很薄弱, 对很多风吹雪地区尚未采取防治措施之外, 对于风吹雪的发生发展机制尚未弄清, 使得有些防治风吹雪措施不当, 违背了风吹雪运动规律也是重要的原因<sup>[3]</sup>. 因此, 冰雪灾害成为制约我国经济发展的一个重要因素. 所以, 科学、系统、深入地认识风吹雪的发生、发展规律具有重要的意义.

风吹雪发生在风速超过起动风速, 拖曳力足够破坏雪粒间的粘合力与重力, 从而使雪粒脱离床面而挟带至空中, 是典型的两相流之一. 风吹雪作为风成传输的一种, 可将其分为四个子过程来描述: 1) 风吹雪的挟带过程; 2) 雪粒的运行轨迹; 3) 雪粒与床面的碰撞过程; 4) 风场的修正<sup>[5]</sup>. 雪的起动风速指雪粒刚刚开始运动时的临界风速, 是精确拟合雪粒的运输通量与水平风速之间函数关系的重要参数. Li 和 Pomeroy<sup>[6]</sup>, Oura 等人<sup>[7]</sup>认为雪粒的起动风速与温度有关, 温度从 0°C~-7°C 变化时, 起动风速急剧减

小. Schmidt<sup>[8]</sup>和 Judith<sup>[9]</sup>研究发现雪粒的起动摩擦风速跟粒径有关. Schmidt<sup>[10]</sup>在之后的研究中发现雪的起动风速除了跟温度和粒径有关以外, 雪本身的性质也同样影响着起动风速, 如雪晶体间的粘结、雪粒的恢复系数等. 但是 Clifton 等人<sup>[11]</sup>提出了不同的看法, 认为雪的密度和粒径是影响雪粒起动的的主要因素, 与周围环境的温湿度关系不大. 在雪粒与床面的碰撞过程中主要关注于击溅函数的研究, Kosugi 等人<sup>[12]</sup>利用冰球冲击由冰球组成的床面, 拟合了反弹和溅射的击溅函数, 但是, 他关注的垂向击溅过程并不能应用到数值模拟中, 真实的击溅函数必须用真雪代替冰球. 有关风吹雪的输雪量测量结果很多, 也给出的一些经验公式, 但是这些经验公式在相同风速条件下的结果却相差很大. Takeuchi<sup>[13]</sup>认为这些差异是因为在风雪流的发展过程中存在饱和长度的原因以及雪本身的性质对结果的影响. 此外, Schmidt<sup>[14]</sup>, Gordon 等人<sup>[15, 16]</sup>, Schmidt 等人<sup>[17]</sup>对风吹雪进行了较为系统的研究. 如 Schmidt<sup>[14]</sup>利用风洞实验测量不同床面类型下风吹雪的单宽输雪率, 结果表明在相同的风速条件下, 硬雪床面的单宽输雪率要大于松散床面. 在相同的风速条件下, 单宽输雪率随着空气动力学粗糙度的减小而迅速增大. Yang 等人<sup>[18]</sup>研究了层流状态下的沉积传输问题, 可反映出流体相的粘性对沉积传输的影响. Bai 等人<sup>[19]</sup>从床面层沉积物的集体运动出发, 对床面运动的动力学特征进行了研究.

目前, 风洞实验采用的雪样多为人造雪<sup>[20, 21]</sup>, 密度约为  $910 \text{ kg/m}^3$ , 而 Savelyev 等人<sup>[22]</sup>在加拿大北极地区的观测结果表明积雪的密度大致在  $80\sim 450 \text{ kg/m}^3$ . 人造雪与天然雪在雪粒本身的性质以及雪粒间的性质有着很大的不同, 如雪粒形状、粒径分布、雪粒的粘性、雪粒间的粘连与断裂等, 因此使用人造雪进行实验所得的结果并不能完全真实有效的反映出自然界风吹雪的运动规律. 针对于此, 本文采用室外采集的天然降雪, 在不破坏雪床面结构形态的情况下进行风洞实验, 可以完全保证实验中雪粒的形态和野外相同. 实验采用了两种不同的雪样: 新雪(降雪未停止即进行实验)和老雪(降雪结束 12 h 后开始实验), 研究雪粒的起动风速及其在不同风速下的运动规律, 并对风吹雪通过典型公路路基时的运动规律进行了详细的实验研究.

## 1 实验设计

本次实验是在兰州大学多功能环境风洞中进行的. 风洞为直流下吹式, 洞体全长 55 m, 其中实验段长 20 m, 截面积为  $1.3 \text{ m} \times 1.45 \text{ m}$ , 自由来流风速  $4\sim 40 \text{ m/s}$  连续可调.

实验所采用的天然雪是在降雪期间收集的. 降雪时, 将木板平铺于室外, 雪片在自然情况下沉积在木板上(如图 1 所示). 本次实验共使用木板 27 块, 规格为  $90 \text{ cm} \times 60 \text{ cm}$ . 在实验进行之前, 先确保木板上雪的沉积厚度在 25 mm 以上, 以保证在实验过程中有足够的雪量被侵蚀.

实验布置如图 2(a)所示, 本文在实验段的前端铺设粗糙元以加速边界层厚度的发展. 在实验过程中使用皮托管测量风速, 皮托管位于雪床面的前端, 风洞轴线位置处. 在距离粗糙元 15 m 的位置处放置粒子图像测速系统(Particle Image Velocimetry, 简称为 PIV)的激光器, 片状激光从风洞上壁面开口处进入风洞体内, 激光面与来流方向平行. 捕捉激光片中运动雪粒的 CCD 镜头位于风洞的侧面, 正对激光面. 激光的触发频率和 CCD 的拍摄频率通过同步器实现同步. PIV 系统能够实现实时的图像采集并计算出相应速度场等信息. 在 PIV 测试区域的后方放置集雪仪以测量风吹雪的垂向廓线, 集雪仪的入口正对来流方向, 入口段分成 36 个等间距开口, 每个开口的截面积均为  $2 \text{ cm} \times 1.8 \text{ cm}$ , 可收集到距离床面 72 cm 范围内的雪粒. 集雪仪的入口段设计成楔形排气口, 可有效缓解进口处的阻滞气流, 并消除气流在集雪仪两侧的分流以减少集雪仪前后端的压力梯度, 有效地提高了集雪效率.

在我国冬季北方大部分地区, 公路经常受到风吹雪的危害, 如: 路面雪的堆积、能见度的降低, 从而引发交通事故、造成大面积的交通瘫痪、影响交通运输. 为了研究路基附近风吹雪的运动规律, 本文在雪床面后放置路基模型, 在距离路基背风坡脚 10 cm

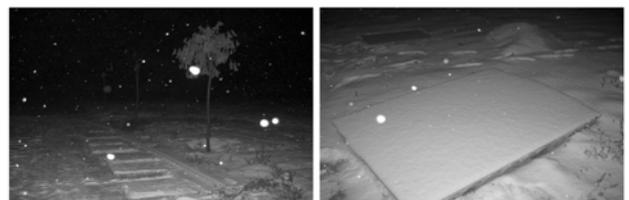


图 1 雪的收集

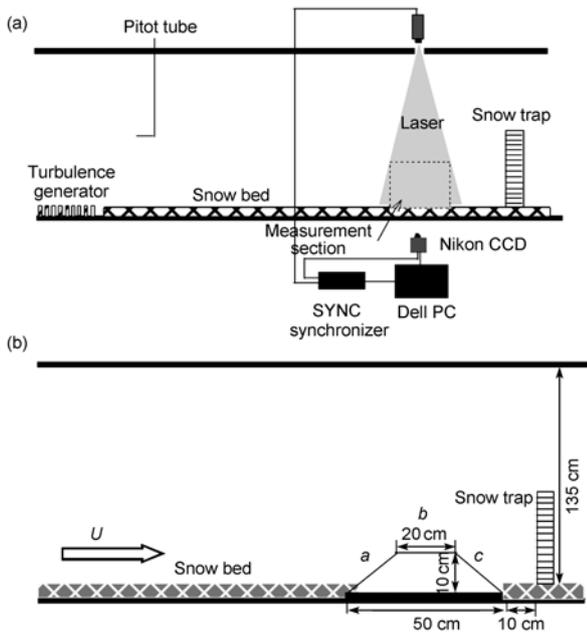


图 2 实验布置图

(a) 平坦床面时的实验布置图; (b) 路基存在时的实验布置图, 其中  $a$ -迎风坡,  $b$ -路基表面,  $c$ -背风坡为 PIV 测量区域

处放置集雪仪(如图 2(b)所示), 测量路基附近(路基的迎风坡, 表面和背风坡三个区域)风吹雪中雪粒的速度变化规律以及路基后方的风吹雪垂向廓线, 即路基的存在对风吹雪的影响, 以此寻找有效的防治方法。

在风洞实验中要保证风洞内的风速廓线与自然条件下的大气边界层相似, 并保证风洞的实验段风场沿高度变化服从对数分布。本文在实验测量段利用风速廓线仪测量了不同风速下的风速廓线(如图 3 所示), 可以看出其服从对数分布。对数风速廓线可表示为

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad (1)$$

式中  $u(z)$  表示高度  $z$  处的风速;  $\kappa$  表示冯·卡门常数,  $\kappa=0.4$ ;  $z_0$  表示地表粗糙度;  $u_*$  表示摩擦风速, 定义为

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho_{\text{air}}}, \quad (2)$$

式中  $\tau$  表示床面剪切力,  $\rho_{\text{air}}$  表示空气密度。在实验测量段的边界层厚度均可达到 65 cm, 湍流度约为 2.05%。利用风速廓线仪所测量的风速廓线, 即风速沿高度的分布, 根据公式(1), 通过两个不同高度的风速值可以得到床面的粗糙度  $z_0$ 。在实验过程中通过测量轴线位置处( $z=0.65$  m)的风速, 然后将  $u(z)$  及高

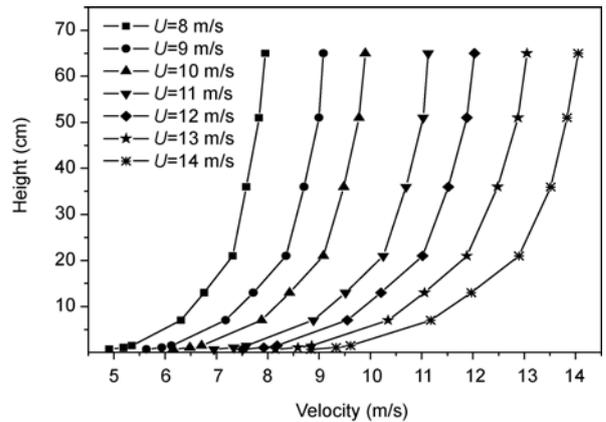


图 3 净风场时的风速廓线( $U$  为轴线风速)

度  $z$  带入公式(1)即可得到摩擦风速  $u_*$ 。

在本次实验中, CCD 镜头距离激光面 65 cm, 拍摄两幅图片的时间间隔为 0.3 ms, 每秒拍摄 7.5 对图片。图片的大小为 1600 像素宽×1192 像素高, 一个像素对应的实际大小为 0.196 mm, 共拍摄 20 s 的时间。每对图片得到一组速度样本, 最终的结果是通过 150 组速度样本进行统计得到的。

## 2 实验结果与分析

### 2.1 雪的起动风速测量

起动风速或起动摩擦风速是研究沉积物传输的关键因素, 是风可挟带雪粒运动的阈值, 是数值模拟风雪运动的重要参数之一。雪的起动风速跟诸多因素有关<sup>[6-11]</sup>, 如雪的密度、粒径分布、雪表面的温湿度、沉积时间以及雪粒间的粘性等。在测量风吹雪结构的实验开始之前, 先对新雪和老雪的起动风速进行观测, 采用的是散体雪粒物质的起动风速判定方法。当风洞内温度约为  $-1^\circ\text{C}$  时, 新雪和老雪的起动风速分别为 6.2 和 6.8 m/s, 这一结果与野外测量结果<sup>[6]</sup>在定性上是一致的, 即新雪的起动风速小于老雪。

### 2.2 平坦床面的风吹雪结构

许多学者利用风洞实验对平坦床面上形成的风吹雪进行了研究, 但是在他们的实验中所用的雪样大都是人造雪<sup>[20, 21]</sup>或者是置于冷藏室长达一年的压实雪<sup>[23]</sup>, 其密度往往与冰的密度相近, 约为  $910 \text{ kg/m}^3$ 。这两种雪样在物理性质上与新雪有很大差异, 也不符合我国风吹雪危害的实际情况。本文所使用的雪

样为新雪以及沉积 12 h 后的老雪, 这两种雪样更符合我国风吹雪对交通运输的影响这一实际情况。

首先对新雪组成的平坦床面在不同风速条件下形成的风吹雪进行测量. 在实验过程中, 记录了风洞内不同风速下的温湿度(见表 1). 从表 1 中可以看出在不同风速时风洞内的温度变化比较复杂, 主要是因为风洞进风口与外界环境相通, 风洞内的温度不仅受到风洞内风速的影响, 还受到外界环境温度等因素的影响, 在多种因素的共同作用下使得风洞内的温度变化比较复杂. 本文测量了平坦床面时, 新雪形成的风吹雪在不同风速下的输雪量沿高度的变化, 结果如图 4(a)所示. 从图 4(a)中可以看出在不同风速下输雪量随着高度的增大而减小, 均可以用经验公式(3)进行描述, 形式如下:

$$q(z) = A \exp(Bz + Cz^2), \quad (3)$$

式中  $q(z)$  表示输雪量;  $z$  表示高度;  $A, B, C$  为拟合参数. 将输雪量沿高度进行积分可得到单位时间单位宽度通过的雪粒质量, 即单宽输雪率. 单宽输雪率是评估风吹雪强度的重要指标, 通过输雪量计算单宽输雪率的积分形式如下式所示:

$$Q = \int_0^{z_{\max}} q(z) dz, \quad (4)$$

式中  $Q$  表示单宽输雪率;  $z_{\max}$  表示新雪颗粒运动的最大高度, 雪粒的最大运动高度随风速变化. 从图 4(a)中可以看出新雪雪粒的运动高度均在距离床面 24 cm 以下的高度范围内. 通过公式(4)得到不同风速下新雪的单宽输雪率(如图 4(b)所示). 从图 4(b)中可以看出, 在轴线风速为 12 m/s 时的单宽输雪率比 10 m/s 时略小, 这是因为风速为 12 m/s 时, 风洞内的温度为  $-0.2^\circ\text{C}$ , 接近雪的熔点, 而风速在 10 m/s 时, 风洞内的温度为  $-1.2^\circ\text{C}$ . 雪晶体在其熔点附近的粘弹性变化很大, 越靠近熔点, 粘性越大, 因此在  $-0.2^\circ\text{C}$  时, 即使风速较大, 单宽输雪率也比 10 m/s 时小. 当轴线风速增大到 14 m/s 时, 输雪量与相同温度下轴线风速为 12 m/s 相差很大, 主要原因是轴线风速为 12 m/s 时, 风吹雪中的雪粒冲击床面时溅射起的雪粒数量较小, 而溅射起来的雪粒从风场中获得的能量还不足以破坏大部分颗粒间的相互作用力而击溅起其他颗粒; 而当风速增大到 14 m/s 时, 风吹雪中的雪颗粒冲击床面时溅射起的雪粒数量增多, 另外一方面由于此时的风速很大, 部分溅射颗粒从风场中获得了

表 1 新雪: 实验过程中不同风速条件下风洞内的温湿度

Fresh snow					
Wind speed (m/s)	10	12	14	16	18
Relative humidity (%RH)	48.6	45.3	45.0	41.7	42.9
Temperature ( $^\circ\text{C}$ )	-1.4	-0.2	-0.2	-0.8	-0.4

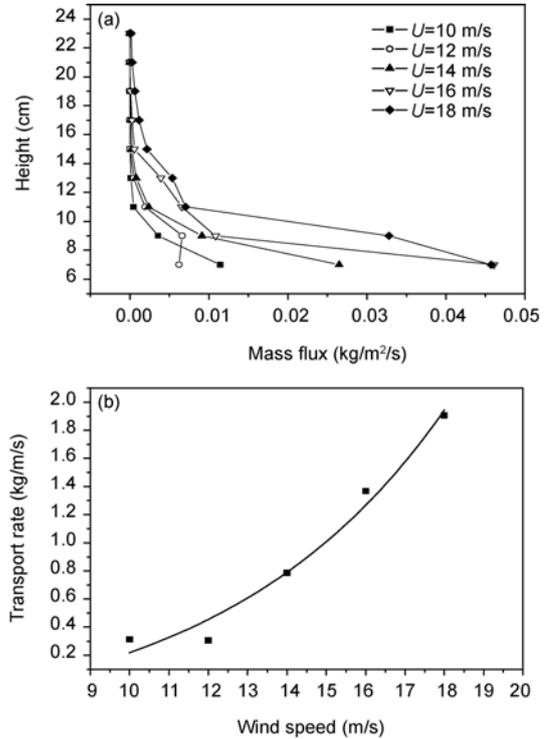


图 4 平坦床面时, 不同风速下新雪的(a)输雪量沿高度的分布及(b)单宽输雪率的变化

足够多的能量, 在其与床面的碰撞时同样能够溅射起床面颗粒, 因此, 在 14 m/s 时输雪量比 12 m/s 时大很多. 从图 4(b)中可以看出, 单宽输雪率随着风速的增大而逐渐增大, 且服从指数递增的规律, 如下式所示:

$$Q(U) = A_1 \exp\left(\frac{U}{B_1}\right), \quad (5)$$

式中  $Q(U)$  表示单宽输雪率;  $U$  表示轴线风速;  $A_1, B_1$  表示拟合参数, 其中  $A_1=0.0972, B_1=5.700$ , 拟合公式与实验数据的相关性为 0.978.

在测量老雪形成的风吹雪的实验过程中, 温湿度变化如表 2 所示. 在不同风速条件下老雪的输雪量沿高度的变化以及单宽输雪率随风速的变化结果如图 5 所示. 图 5(a)为不同风速下输雪量沿高度的变化情况: 输雪量随着高度的增大而呈指数递减的规律;

表 2 老雪: 实验过程中不同风速条件下风洞内的温湿度

Old snow					
Wind speed (m/s)	7	8	9	10	12
Relative humidity (%RH)	40.3	41.1	48.1	54.3	52.4
Temperature (°C)	-3.0	-2.9	-4.6	-6.4	-5.1

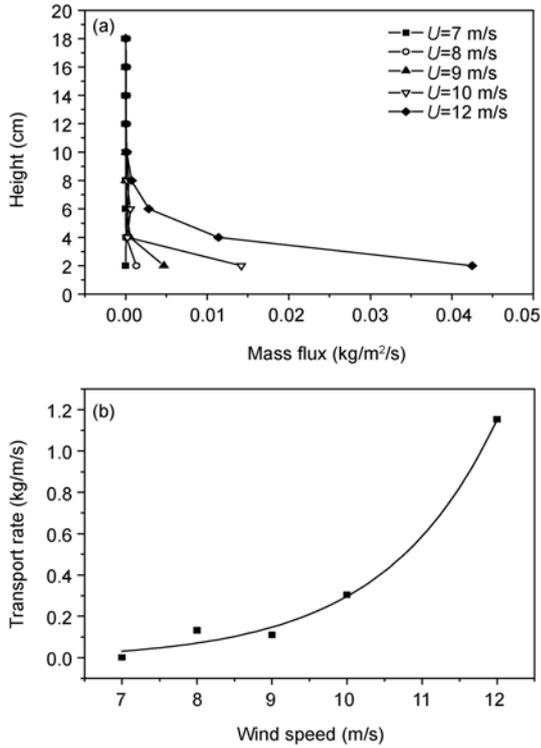


图 5 平坦床面时, 不同风速下老雪的(a)输雪量沿高度的分布及(b)单宽输雪率的变化

在相同高度处, 输雪量随着风速的增大而增大; 雪粒运动主要集中在距离雪床面 18 cm 以下的高度. 根据公式(3)和(4), 对老雪进行同新雪同样的处理方式, 可得到老雪的单宽输雪率随风速的变化情况(如图 5(b)所示). 从图 5(b)可以看出老雪的单宽输雪率随着风速的增大而增大, 且服从方程(5)的变化规律, 相关性为 0.992, 此时的参数  $A_1=0.00039$ ,  $B_1=1.50$ .

对本次实验过程中新雪和老雪在平坦床面时相同风速条件下输雪量沿高度的变化情况进行对比(如图 6 所示), 从对比的结果可以看出: 在平坦床面上, 不论是新雪还是老雪, 不同风速的输雪量均随着高度的增加而减小, 且在相同高度处的输雪量随着风速的增大而增大; 在相同的风速下, 在同一高度处新雪的输雪量明显大于老雪; 新雪的雪粒运动高度大

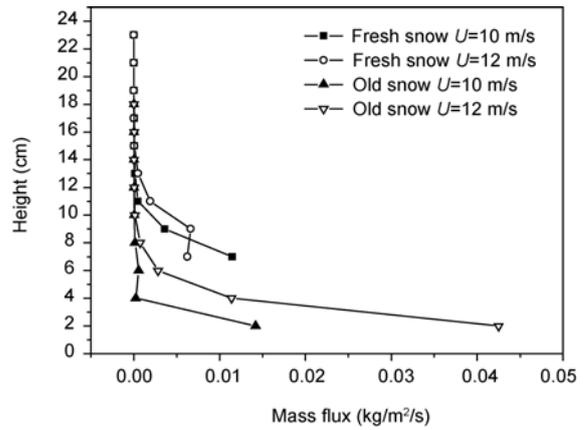


图 6 平坦床面时, 不同风速下新雪与老雪形成的风吹雪垂向廓线对比图

于老雪, 因为在相同风速时, 老雪实验时的温度比新雪低, 雪粒间的粘性比新雪要小, 雪粒在与床面的碰撞过程中击溅起的雪粒比新雪多, 在这一碰撞过程中损失的能量也较多, 因此雪粒运动的最大高度有所降低.

图 7 为平坦床面时本文的实验结果与其他实验结果的对比图, 其中 Lehning 等人<sup>[20]</sup>在风洞实验中使用的是人造雪, Sugira 等人<sup>[23]</sup>在风洞实验中使用的是保存在冷藏室长达一年的压实雪, 这两种雪样的密度均为  $910 \text{ kg/m}^3$ , Mellor<sup>[24]</sup>为野外实验结果. 由于这四种雪粒的起动风速不尽相同, 因此本文使用摩擦风速( $u_*$ )与起动摩擦风速( $u_{*t}$ )的差值  $\Delta u_* = u_* - u_{*t} \approx 0.22 \text{ m/s}$  时进行对比. 本文的起动摩擦风速和摩擦风速分别为  $0.251$  和  $0.483 \text{ m/s}$ (对应的轴线风速为  $6.2$  和  $12 \text{ m/s}$ ). 从图 7 中可以看出, 人造雪<sup>[20]</sup>的实验结果跟天然雪<sup>[23, 24]</sup>的实验结果有很大的差距, 本文的实验结果跟 Mellor<sup>[24]</sup>的野外实验结果最为接近, 更接近于自然条件下的风吹雪这一实际情况.

### 2.3 路基地形下的风吹雪结构

为了研究路基的存在对风吹雪产生的影响, 本文在平坦雪床面的后方铺设路基模型(如图 2(b)所示), 测量了路基后方输雪量沿高度的分布情况, 并将结果与平坦床面的情况进行对比(如图 8(a)所示), 其中实心图标表示不同风速下平坦床面的输雪量沿高度的分布, 空心图标表示不同风速下有路基存在时的输雪量沿高度的分布. 从图 8(a)中路基存在时的输雪量沿高度的变化可以看出, 在不同风速下有路基存

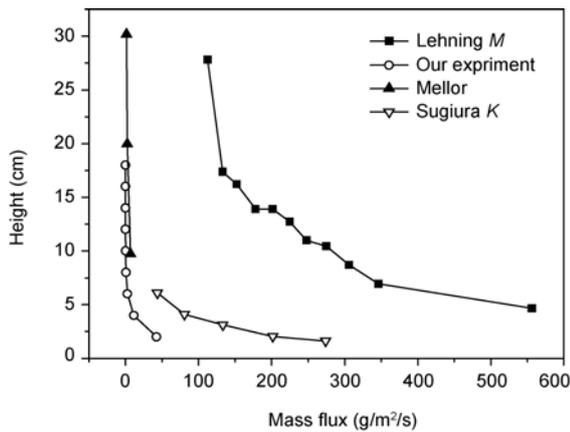


图7 平坦床面时的输雪量沿高度的变化

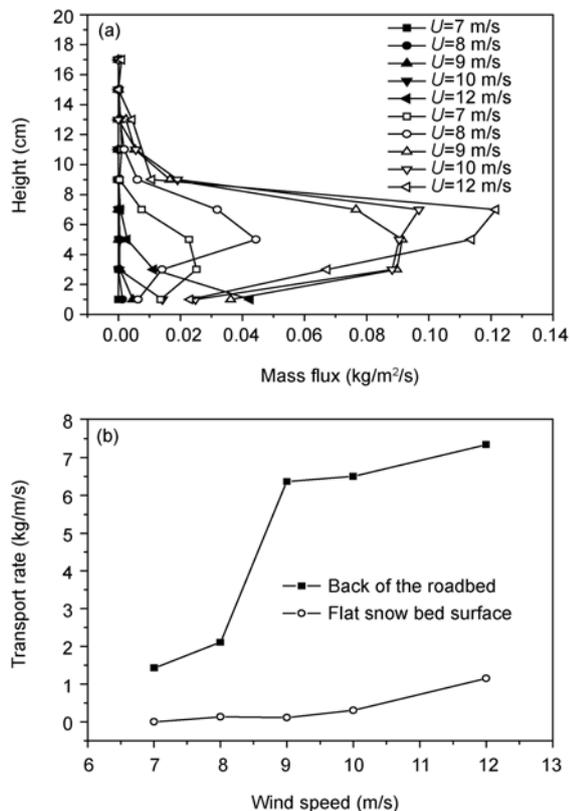


图8 平坦床面和路基存在时的床面风吹雪垂向廓线的对比

(a) 不同风速下输雪量沿高度的变化, 其中实心图标表示平坦床面时的输雪量沿高度的变化, 空心图标表示路基后方输雪量沿高度的变化; (b) 平坦床面和路基后方的单宽输雪率在不同风速下的对比图

在时其后方的输雪量沿高度并不是呈指数递减的规律, 而是随着高度先增大后减小. 输雪量的最大值出现在距离床面一定的高度处, 这一高度在不同来流风速下均低于路基的高度; 输雪量的最大值随着风

速的增大而增大. 从图 8(a)中还可以看出, 在不同风速下输雪量在不同高度处基本上均大于平坦床面, 除了在最低点的位置一坡脚处. 这是因为在路基后方收集到的雪粒均是通过路基表面后直接进入集雪仪或者部分雪粒经过与背风坡面的碰撞, 反弹后进入到集雪仪中, 能够到达背风坡脚附近的雪粒很少. 为了得到更直观的对比结果, 本文将这两种地形条件下不同风速时的单宽输雪率进行对比(如图 8(b)所示), 从图 8中可以看出, 有路基时的单宽输雪率要比平坦床面时的单宽输雪率大很多. 这是因为当来流方向与路基方向垂直的气流经过路基迎风坡时被压缩, 速度增大, 在坡肩的位置处达到最大值. 雪粒在经过路基迎风坡时从风场中获得更多的能量, 速度增大. 当在坡肩处速度达到最大的气流通过路基表面时, 雪粒在这一阶段从风场中也获得较多的能量, 使雪粒的速度进一步增大. 雪粒速度的增大将使得单位时间通过此处的雪粒数量增多, 反映到宏观状态为单宽输雪率的增大. 当气流经过背风坡时, 气流发生分离, 在路基后方低于其高度的地方形成涡流. 气流再经过一定距离之后形成新的边界层.

### 2.4 平坦床面的雪粒运动速度

目前对雪粒速度的测量一般采用 SPC(snow particle counter)<sup>[20, 21, 23]</sup>, 但是 SPC 只能测量单点的雪粒速度, 如果要测量整个风吹雪剖面的速度场则比较困难, 并且由于仪器本身处于流场内部, 对流场的干扰是不可避免的. 本文采用在流体力学领域<sup>[25-27]</sup>中广泛采用的, 对流场没有干扰的 PIV 技术测量雪粒的速度. 通过 A 和 B 两帧照片(如图 9 所示)确定雪粒运动的距离以及 A 和 B 两帧激光触发的时间差 $\Delta t$ 就能够确定出拍摄区域内运动粒子的速度<sup>[28, 29]</sup>. 利用此方法测量不同风速及地形条件下雪粒的速度分布, 通过对雪粒运动速度进行统计, 能够得到雪粒的速度概率分布.

本文对平坦床面上新雪形成的风吹雪中雪粒速度进行统计, 统计的范围是从床面以上所有的空中雪粒, 结果如图 10 所示. 图 10(a)为风速  $U=12$  m/s 时, 雪粒的平均速度  $\bar{v}=1.15$  m/s, 方差  $\delta=1.48$ ; 图 10(b)为风速  $U=14$  m/s 时, 雪粒的平均速度  $\bar{v}=1.32$  m/s; 方差  $\delta=2.00$ ; 图 10(c)为风速  $U=16$  m/s 时, 雪粒的平均速度  $\bar{v}=1.65$  m/s, 方差  $\delta=2.99$ . 对雪粒的速度概率分布的拟合曲线服从高斯分布函数, 如下式所示:

$$P(v_2) = A_2 + \left( \frac{B_2}{w_2 \sqrt{2\pi}} \right) \exp \left( -2 \cdot \left( \frac{v_2 - C_2}{w_2} \right)^2 \right), \quad (6)$$

其中  $P(v_2)$  表示雪粒的速度概率分布;  $v_2$  表示平坦床面的雪粒速度;  $A_2, B_2, C_2, w_2$  表示拟合参数, 不同风速下对应的值见表 3. 在不同风速下, 相关性均大于 0.94.

上面的结果是基于对整个拍摄区域内全部雪粒速度进行统计的结果, 如果对统计区域进行分层, 对每层雪粒的水平速度进行统计, 能够得到雪粒水平速度随高度变化的规律, 通过对不同风速下拍摄到的雪粒运动速度进行分层统计, 得到的雪粒水平速度在不同风速下沿高度的变化规律(如图 11 所示).

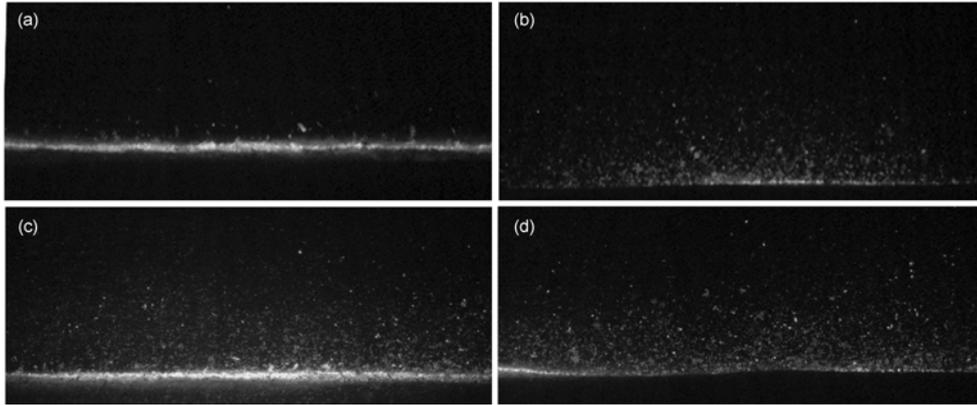


图 9 PIV 拍摄的平坦床面上新雪的雪粒运动图片

(a), (b), (c), (d) 分别为风速在 10, 12, 14, 16 m/s 时 PIV 拍摄到的雪粒运动图片

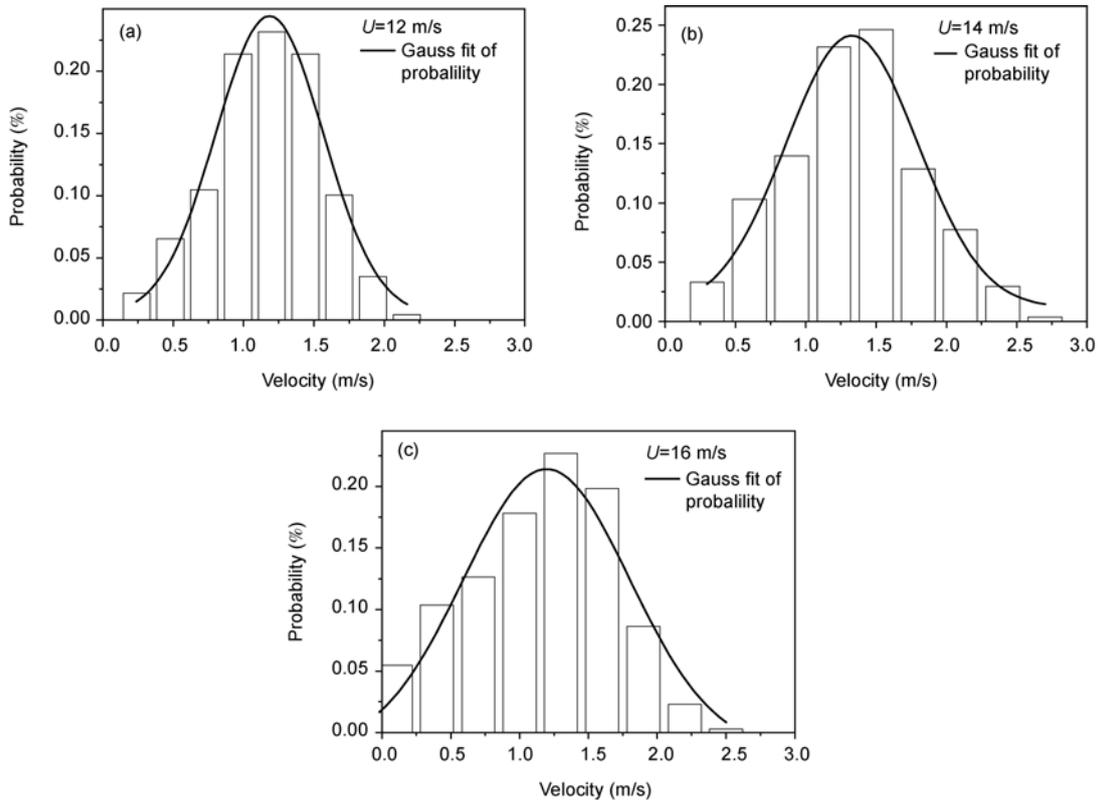


图 10 不同风速下, 平坦床面新雪颗粒速度概率分布直方图

(a)  $U=12$  m/s; (b)  $U=14$  m/s; (c)  $U=16$  m/s

表3 平坦床面时, 雪粒在不同风速下的速度概率分布函数的参数取值

Axial wind speed (m/s)	$A_2$	$B_2$	$C_2$	$w_2$	$R^2$
12	0.004	1.155	5.920	3.829	0.98
14	0.012	1.340	6.642	4.655	0.97
16	-0.014	1.729	8.481	6.050	0.94

Note:  $R^2$  is correlation coefficients.

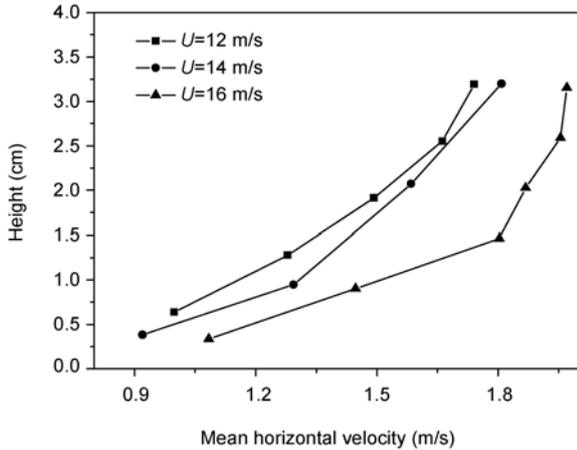


图11 在不同风速下雪粒水平速度沿高度的变化

从图11中可以看出雪粒的平均水平速度随着高度的增大而增大; 而在同一高度时, 平均水平速度随着风速的增大而增大. 虽然近床面有部分高速运动的雪粒, 但是它们飞溅起来的大量雪粒的水平速度却很小, 而这部分被溅起的雪粒在统计中占了大部分, 因此在距离床面最近的位置处平均水平速度最小. 随着高度的增大, 这些被溅起的雪粒在风场中获得能量使得水平速度增大, 从而使得平均水平速度随着高度增大而递增. 随着风速的增大, 相同高度处的风速也是增大的, 因此平均水平速度在同一高度处随着风速的增大而增大.

### 2.5 路基床面的雪粒运动速度

前文给出了利用集雪仪测量风吹雪经过路基后的输雪量沿高度的分布情况, 现在利用PIV对风吹雪经过路基迎风坡、路基表面以及背风坡的雪粒速度进行测量(如图12(a), (b), (c)所示), 以分析路基对雪粒运动速度的影响. 通过对路基附近的三个区域(迎风坡, 路基表面和背风坡)内雪粒的速度进行统计分析, 结果如图13所示. 当轴线风速  $U$  分别为 8, 9 和 10 m/s 时, 路基的迎风坡处雪粒的平均速度  $\bar{v}$  和方差  $\delta$  分别为: 0.54 m/s, 0.35; 0.66 m/s, 0.50 和 0.72 m/s, 0.68. 路基表面段雪粒的平均速度和方差分别为: 1.01 m/s, 1.16; 1.14 m/s, 1.40 和 1.27 m/s, 1.75. 背风坡处雪粒的平均速度和方差分别为: 1.28 m/s, 1.71; 1.25 m/s, 1.68 和 1.32 m/s, 2.02. 这些结果表明: 从迎风坡到路基表面, 随着风速不断的加大, 进入气流的雪粒其平均风速也相应的增大. 从图13中可以看出, 雪粒速度在路基表面和背风坡的速度分布同样服从高斯概率分布函数, 如下式所示:

$$P(v_3) = A_3 + \left( \frac{B_3}{w_3 \sqrt{2\pi}} \right) \exp \left( -2 \cdot \left( \frac{v_3 - C_3}{w_3} \right)^2 \right), \quad (7)$$

其中  $P(v_3)$  表示雪粒运动速度概率分布;  $v_3$  表示路基地形下的雪粒速度;  $A_3, B_3, C_3, w_3$  为拟合参数, 不同风速条件下的拟合参数值见表4. 从迎风坡、路基表面到背风坡雪粒的平均速度逐渐增加. 由于气流在路

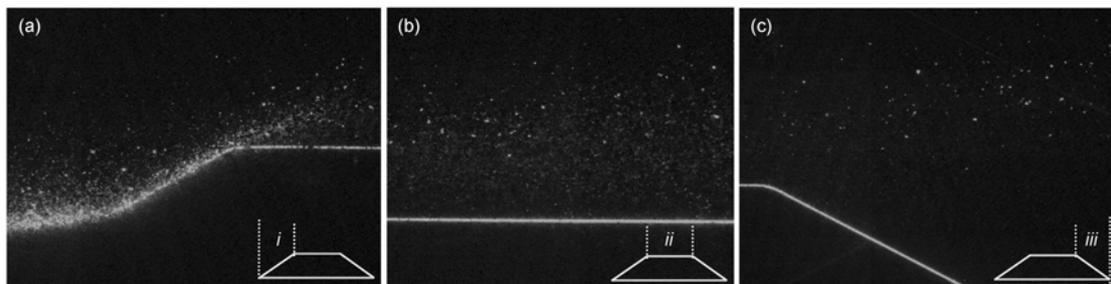


图12 PIV 拍摄到路基周围运动的雪粒

(a), (b), (c)表示拍摄的区域, 分别为迎风坡, 路基表面和背风坡; 图中的梯形表示路基模型, 统计的雪粒速度空间范围为两条虚线间的部分,  $i, ii, iii$  分别表示迎风坡, 路基表面和背风坡的统计区域

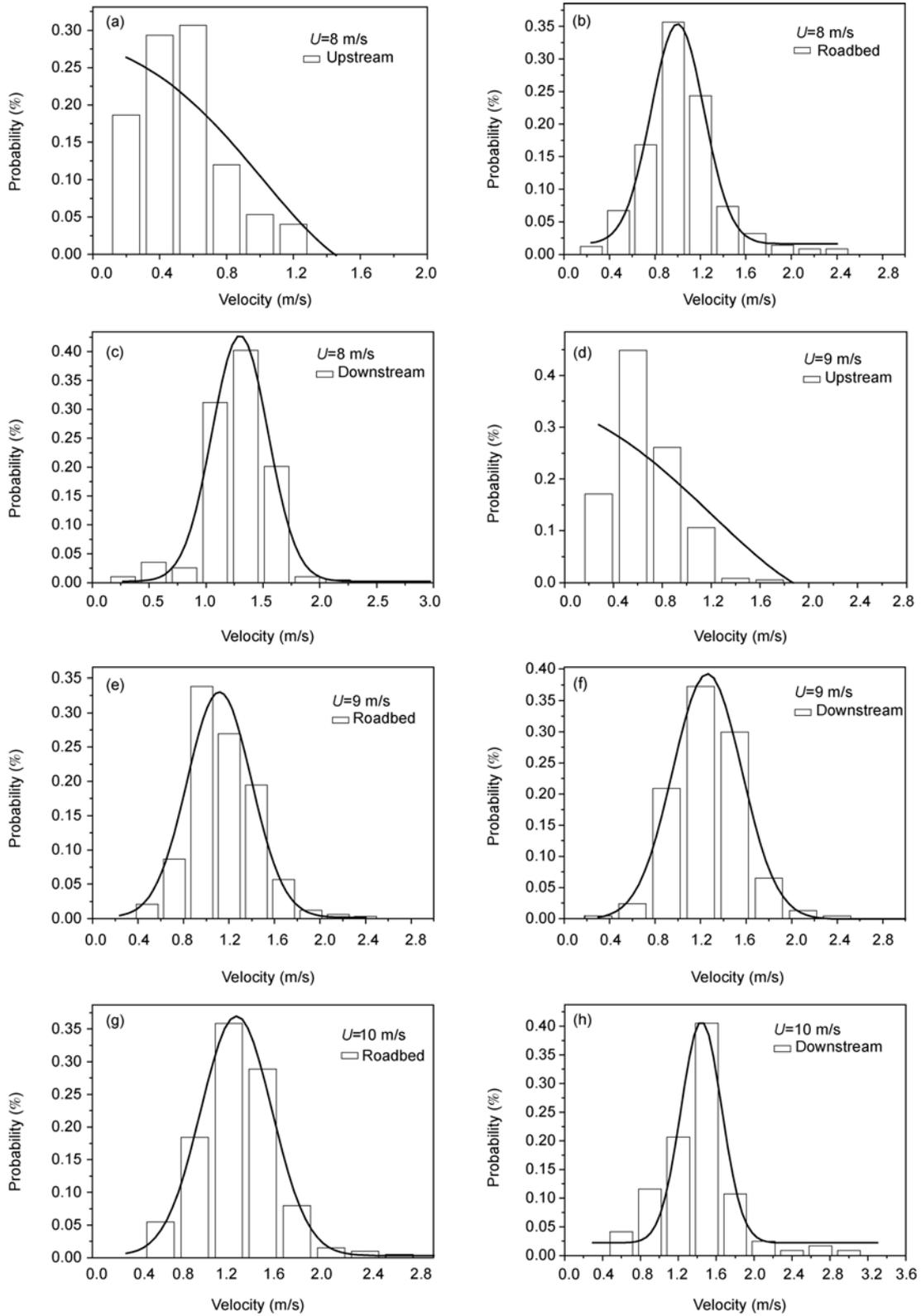


图 13 路基不同位置处雪粒的速度概率分布直方图

表4 路基不同位置处雪粒速度符合高斯分布函数的各参数值(a~h)

Location	$A_3$	$B_3$	$C_3$	$W_3$	$R^2$
a	0.300	-3.033	8.762	7.405	0.818
b	0.016	0.985	4.993	2.328	0.992
c	0.002	1.314	6.493	2.466	0.983
d	0.387	-6.108	11.795	11.479	0.690
e	0.002	1.166	5.575	2.830	0.947
f	-0.001	1.500	6.291	3.044	0.995
g	0.003	1.437	6.337	3.131	0.997
h	0.021	1.042	7.219	2.153	0.946

Note:  $R^2$  is correlation coefficient.

基的迎风坡时被压缩, 风速增大; 雪粒从风场中获得更多的能量, 其平均速度增大. 当气流经过路基表面时也处于压缩状态, 雪粒从风场中进一步获得能量, 其平均速度逐渐增大. 从图 12(c)中可以看出背风坡后方的大部分雪粒位于路基表面的上方, 在路基的背风坡后面几乎没有雪颗粒的分布, 这是因为在背风坡后形成一个涡流, 涡流在距离坡面附近的区域是上升气流, 雪粒受到垂直向上的气流作用而被抬升, 因此雪粒大部分处于距离床面 10 cm 以上的高度, 而风速在这一高度上的变化不大, 雪粒速度受气流的影响较小, 因此这一区域内雪粒的平均速度大于路基表面的雪粒的平均速度.

### 2.6 冲击速度和起跳速度的测量

粒-床碰撞过程的研究是风吹雪研究的基础之一, 是连接单颗雪粒与风吹雪运动的桥梁和纽带, 是数值模拟风吹雪的重要的参数<sup>[30]</sup>, 此参数虽然可以通过分析影像图片得到, 但是受到影像图片的限制, 只能取得少量的数据量, 往往得不到其冲击和起跳速度的概率分布函数. 本文利用 PIV 技术特点对拍摄区域内近床面 7 mm 内雪粒的速度进行分析, 得到不同风速条件下雪粒的冲击速度和起跳速度的概率分布情况(如图 14 所示). 在床面附近, 如果雪粒的垂向运动速度向下, 那么该粒子被认为是冲击雪粒, 如果雪粒的垂向速度是向上的, 那么该粒子为起跳雪粒.

图 14 为不同风速条件下雪粒的冲击速度和起跳速度概率分布, 其中(a)~(c)为冲击速度, (d)~(f)为起跳速度. 在三种风速 12, 14 和 16 m/s 下的平均冲击速度分别为: 0.800, 0.982, 1.074 m/s; 平均起跳速度分

别为: 0.754, 0.842, 0.962 m/s. 利用高斯分布函数对不同风速下的冲击速度和起跳速度概率分布进行拟合, 如下式所示:

$$P_{v_i} = \left( \frac{B_4}{w_4 \sqrt{2\pi}} \right) \exp \left( -2 \cdot \left( \frac{v_i - C_4}{w_4} \right)^2 \right), \quad (8)$$

$$P_{v_e} = \left( \frac{B_5}{w_5 \sqrt{2\pi}} \right) \exp \left( -2 \cdot \left( \frac{v_e - C_5}{w_5} \right)^2 \right), \quad (9)$$

其中  $P_{v_i}$  表示雪粒的冲击速度概率分布;  $v_i$  表示冲击速度;  $P_{v_e}$  表示雪粒的起跳速度概率分布;  $v_e$  表示起跳速度,  $B_4, B_5, C_4, C_5, w_4, w_5$  表示拟合参数, 在不同的轴线风速下其值不同, 各参数值见表 5. 随着风速的增大, 雪粒运动的高度增大, 从风场中获得了更多的能量, 其平均冲击速度逐渐增大. 在相同风速下平均冲

表5 不同风速下雪粒冲击和起跳速度满足高斯分布函数的相关参数

Particle velocity (m/s)	$B_j$	$C_j$	$w_j$	$R^2$
$v_{i12}$	0.904	5.496	2.865	0.957
$v_{i14}$	0.935	3.900	2.695	0.980
$v_{i16}$	1.093	4.947	3.727	0.911
$v_{e12}$	0.862	4.923	2.847	0.972
$v_{e14}$	0.873	3.766	2.843	0.968
$v_{e16}$	0.890	4.188	2.263	0.975

$v_i$  is the probability distribution of impact velocities,  $v_{im}$  is the probability distribution of impact velocities at the axis wind speed  $m$ ,  $m \in \{12, 14, 16\}$ ,  $j=4$ ;  $v_e$  is the probability distribution of ejection velocities,  $v_{em}$  is the probability distribution of ejection velocities at the axis wind speed  $m$ ,  $m \in \{12, 14, 16\}$ ,  $j=5$ ;  $R^2$  is correlation coefficient.

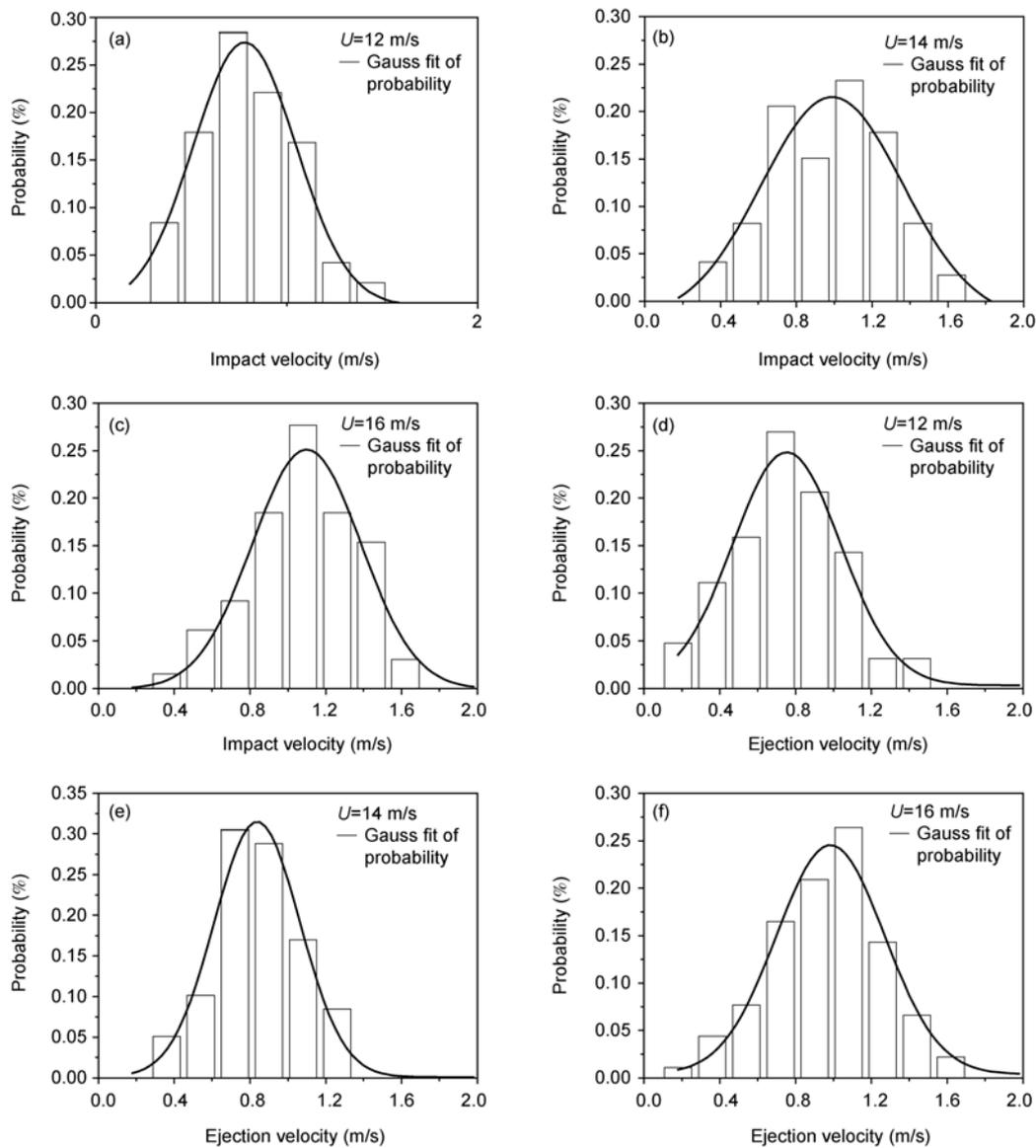


图 14 不同风速条件下雪粒的冲击(a-c)和起跳速度(d-f)概率分布直方图

击速度大于平均起跳速度是因为在碰撞过程中存在能量损失, 如雪粒间粘结的破坏, 冲击雪粒与床面碰撞时的摩擦作用, 雪粒的破碎等, 即碰撞后的平均速度要小于碰撞前的平均速度。

### 3 结论

本文对新雪和老雪(沉积时间为 12 h)的起动风速及其形成的风吹雪在经过平坦床面和路基两种地表时的垂向廓线和速度分布进行了风洞实验研究。当

环境温度约为 $-1^{\circ}\text{C}$ 时, 新雪的起动风速为 6.2 m/s, 老雪的起动风速为 6.8 m/s, 新雪的起动风速大于老雪。当风速超过起动风速时, 新雪在平坦床面上运动的最大高度为 24 cm, 老雪为 18 cm。在相同风速下, 新雪运动的最大高度小于老雪。在不同风速下, 这两种雪样的输雪量随着高度的增大均以指数的规律递减, 单宽输雪率均随着风速的增大而以指数的形式递增。利用颗粒图像测速系统对风雪流内雪粒速度的分布进行了测量, 结果表明在平坦床面时雪粒的速度概率分布服从正态分布函数。风吹雪中雪粒运

动的平均速度随着风速的增大而增大, 其值与风速相差一个量级. 将风雪流内的雪粒按高度统计得到每层雪粒的平均水平速度, 结果表明风雪流内雪粒的平均水平速度随着高度的增大而逐渐增大, 随着风速的增大而增大. 对近床面 7 mm 处的雪粒速度—冲击速度和起跳速度进行统计, 结果表明在这三种风速条件下冲击和反弹速度的概率分布同样可以用正态分布函数来描述, 平均冲击速度和反弹速度随着风速的增大而增大, 平均冲击速度约是反弹速度的 1.1 倍.

路基的存在影响其周围的流场, 风吹雪在经过路基时, 在迎风坡受坡面效应的影响, 单宽输雪率和雪粒速度在路基表面和背风坡明显增大. 在高速

(12 m/s)时, 路基后方的单宽输雪率比平坦床面时增大了 6 倍. 相对于平坦床面而言, 风吹雪中雪粒的速度概率分布在迎风坡并没有呈现出正态分布的特点, 在路基表面以及背风坡的位置处, 雪粒的速度分布服从正态分布的特点, 其平均速度均大于迎风坡的雪粒速度. 从迎风坡到背风坡, 雪粒的平均速度增大了 1.83~2.37 倍, 增长率随着风速的增大而递减.

风雪流的发展受到很多因素的影响, 如雪粒的性质, 地形条件以及大气环境等因素. 限于实验条件的限制, 本文只研究了两个沉积时间下天然雪的运动规律, 对于雪样的沉积时间、大气温度等对风雪流的影响规律还需要进一步的研究.

## 参考文献

- 1 Wang Y L, Xie Z C, Zhang Z Z. Prevention of avalanche in the Guns Valley in Tianshan, China. *J Glaciol*, 1980, 26: 520–521
- 2 Michaux J L, Naaim-Bouvet F, Kosugi K, et al. Study in a climatic wind tunnel (Cryospheric Environment Simulator) of the influence of the type of grain of snow and of the flow on the formation of a snow-drift. *Houille Blanche-Revue Internationale De l'Eau*, 2002, 6-7: 79–83
- 3 王中隆. 中国风雪流及其防治研究. 兰州: 兰州大学出版社, 2001. 5–10
- 4 陈劲松. 国家减灾委就近期雪灾启动四级救灾应急响应. *人民日报海外版*, 2010, 2
- 5 Anderson R S, Haff P K. Wind modification and bed response during saltation of sand in air. *Acta Mech*, 1991, Suppl 1: 21–52
- 6 Li L, Pomeroy J W. Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. *J Appl Meteorol*, 1997, 36: 205–213
- 7 Oura H, Ishida T, Kkobayashi D, et al. Studies on blowing snow, II. Proceedings of International Conference on Low Temperature Science, Vol. 1. In: *Physics of Snow and Ice. Part 2*. Oura H, ed. Sapporo Institute of Low Temperature Science, 1967. 1099–1117
- 8 Schmid R A. Threshold wind-speeds and elastic impact in snow transport. *J Glaciol*, 1980, 26: 453–467
- 9 Judith J, Doorschot J. Field measurements of snow-drift threshold and mass fluxes, and related mold simulations. *Bound-Lay Meteorol*, 2004, 113: 347–368
- 10 Schmidt R A. Properties of blowing snow. *Rev Geophys*, 1982, 20: 39–44
- 11 Clifton A, Rüdell J D, Lehning M. Snow saltation threshold measurements in a drifting-snow wind tunnel. *J Glaciol*, 2006, 52: 585–596
- 12 Kosugi K, Nishimura K, Maeno N. Studies on the dynamics of saltation in drifting snow. The report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, 1995, 54: 111–154
- 13 Takeuchi M. Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport. *J Glaciol*, 1980, 26: 481–492
- 14 Schmidt R A. Transport rate of drifting snow and the mean wind speed profile. *Bound-Lay Meteorol*, 1986, 34: 213–241
- 15 Gordon M, Taylor P A. Measurements of blow snow, Part I: particle shape, size distribution, velocity, and number flux at Churchill, Manitoba, Canada. *Cold Reg Sci Technol*, 2009, 55: 63–74
- 16 Gordon M, Savelyev S, Taylor P A. Measurements of blow snow, part II: Mass and number density profiles and saltation height at Franklin Bay, NWT, Canada. *Cold Reg Sci Technol*, 2009, 55: 75–85
- 17 Schmidt D S, Schmidt R A, Dent J D. Electrostatic force in blowing snow. *Bound-Lay Meteorol*, 1999, 93: 29–45
- 18 Yang F G, Liu X N, Cao S Y, et al. Study on bed load transport for uniform sediment in laminar flow. *Sci China Tech Sci*, 2010, 53: 2414–2422
- 19 Bai Y C, Xu H J, Xu D, et al. Nonlinear dynamical characteristics of bed load motion. *Sci China Tech Sci*, 2006, 49: 365–384
- 20 Lehning M, Naaim F, Naaim M, et al. Snow drift: Acoustic sensors for avalanche warning and research. *Nat Haz Earth Sys Sci*, 2002, 2: 121–128
- 21 Sato T, Kosugi K, Sato A. Saltation-layer structure of drifting snow observed in wind tunnel. *Ann Glaciol*, 2001, 32: 203–208
- 22 Savelyev S A, Gordon M, Hanesiak J, et al. Blowing snow studies in the Canadian arctic shelf exchange study, 2003-04. *Hydrol Proc*, 2006,

- 20: 817–827
- 23 Sugira K, Nishimura K, Maeno N, et al. Measurements of snow mass flux and transport rate at different particle diameters in drifting snow. *Cold Reg Sci Technol*, 1998, 27: 83–89
- 24 Mellor M. *Gauging Antarctic Drift Snow*. Oxford: Antarctic Meteorology Pergamon, 1996. 347–354
- 25 Börzsönyi T, Ecke R E. Flow rule dense granular flows down a rough incline. *Phys Rev E*, 2007, 76: 031301
- 26 Börzsönyi T, Thomas C H, Ecke R E. Two scenarios for avalanche dynamics in inclined granular layers. *Phys Rev Lett*, 2005, 94: 208001
- 27 Zhang W, Dai C. Experimental study of flow structure behind a circular cylinder with wavy surface by PIV. *J Hydrodynam*, 2006, 18: 97–103
- 28 Richard D K, Ronald J A. Theory of cross-correlation analysis of PIV images. *Appl Sci Res*, 1992, 49: 191–215
- 29 Huang C J, Wu Z J, Li Z L, et al. Simultaneous measurement of particle velocity and size based on gray difference and autocorrelation. *Sci China Tech Sci*, 2010, 53: 2833–2838
- 30 Zhang J, Huang N. Simulation of snow drift and the effects of snow particles on wind. *Modell Simul Eng*, 2008, 8: 1–6