

土壤侵蚀的流体力学机制(II)—风蚀*

戚隆溪 王柏懿

中国科学院力学研究所, 北京 100080

提要 土壤的加速侵蚀已成为当前全球性环境灾害之一。对土壤侵蚀及其预防、控制的研究引起了人们的普遍关注。本文通过对国外文献的广泛调研, 系统地分析与评价了有关土壤风力侵蚀的研究进展。

关键词 土壤物理; 风蚀; 流体力学机制

风蚀是指松散的地表土壤颗粒被风吹起和输运的吹蚀过程, 以及地表物质受到风吹起颗粒撞击而破碎的磨蚀过程。吹蚀过程主要涉及流体动力学过程(或者更严格地讲, 气固两相流动过程); 研究磨蚀则除了涉及流体力学外, 还依赖于岩土力学和破坏力学的知识。土壤风蚀的规模、程度与大气边界层内气体对土壤颗粒的作用力大小紧密相关。这不仅取决于风速的大小和方向, 还取决于地表状况, 诸如土壤团粒结构和表面粗糙度等等。后面这一点对于风蚀来讲比水蚀更重要, 因为大气的密度很低, 其搬运土壤的能力远低于流水。风蚀研究和水蚀研究类似, 涉及到地质学、气象学、物理学、化学及流体力学(或水力学)等多方面的问题, 必须采用多学科交叉的途径来研究, 还需要将现场研究、实验模拟和理论分析结合起来。特别应当指出的是, 土壤侵蚀科学发展到今天, 已不再满足于经验性的理论, 而要求建立基于物理过程的力学-数学模型, 从而定量预报未来可能发生的风蚀。

1 风蚀问题的严重性

风蚀吹去了农地表层中最有肥力的土壤, 从而降低了土地的生产力, 因此是导致土地荒漠的重要原因。它还造成了严重的环境污染, 特别是在发生沙尘暴期间。

风蚀主要发生在干旱与半干旱气候区, 一般年降雨量在250—300mm范围内易受风蚀影响。这类地区经常出现的情况是: 疏松干燥的细颗粒土壤, 缺乏植被覆盖的光滑地表, 开阔平坦的原野, 频繁发生的强风。特别是半干旱地区, 往往风蚀与水蚀交错发生, 两种过程的相互作用极大地强化了土壤侵蚀。地球上大约有1/3的土地分布在干旱与半干旱地区(其中1/2是完全干旱而无法维持农业生产和人类生活), 其人口约占全世界总人口的1/6, 主要分

* 国家自然科学基金资助项目

布在非洲与亚洲^[1-3]。此外,在湿润地区也可能出现十分严重的局部性风蚀。例如,有的地区虽有中等的年降雨量,但降雨期十分集中,而雨季以外时期相当干旱;还有些地区则因为土壤本身抗搬运的内聚力较低(如沿海的干燥无结构的沙土)。这些地区都可能造成局部性的高风蚀率情况。

关于风蚀对农业影响的记载可以追溯到古希腊时代。近代则主要是本世纪30年代在美国大平原和加拿大西部大草原所发生的沙尘暴,引起了全世界对风蚀危害的关注^[4]。据估计,在本世纪50年代和60年代,每年从美国大平原被侵蚀土地上进入大气中的尘埃分别为2.44亿吨和0.77亿吨^[5]。每年来自撒哈拉的矿物质尘埃达2.60亿吨^[6]。每年风从大地表面上所搬运的粒径小于20 μm 细沙量超过5亿吨^[7]。而Pecsi^[8]则估计地表土地的1/10都是由历年风吹沙而沉积下来所形成的黄土覆盖着,从土壤侵蚀角度来讲,在许多受到风干扰的半干旱地区,风蚀率远远超过水蚀率的一般水平^[9-11]。因此,探求风蚀机制及其控制途径一直是世界各国土壤保持领域科学家和工程师共同努力的方向。

2 风蚀研究进展的简要回顾

上世纪末至本世纪初,Udden, Gilbert 和 Keyes 等人在研究风成地貌学时已经从风搬运细粒物质的能力和功率、夹带粗沙的风磨蚀能力等方面来认识风蚀问题了,而Cornish 和 King 等人则从沙粒移动的角度来说明荒漠和海滩、沙丘地的成因和性状,Olsson-Seffer 还作了各种实验研究。如前所述,本世纪30年代沙尘暴的出现促进了风蚀研究的进展,Bagnold 和 Chepil 等人^[12,13]所开创的风蚀机制研究大大推动了土壤侵蚀科学的发展,特别是风蚀预报定量化方面上了一个新台阶。1941年,Bagnold 发表了关于风沙和荒漠沙丘物理学的著名论文,将风-沙关系作为一个适合于直接测量的空气动力学问题来研究。他通过风洞试验和野外观测来确定引起沙粒移动的力学机制,并指出沙粒的运动主要是发生在离地表1m左右的高度范围内,而大气旋流在保持沙粒向上的运动中只起很小的作用。他对于稳定地表和被侵蚀表面上空的风速剖面、沙粒移动的起动风力、沙粒的跃迁蠕动、风沙流量顺风发展与饱和现象以及地表沉积特性等问题进行了全面的研究。尽管 Bagnold 的工作是分析荒漠沙丘的形成理论,但他的理论和研究成果为近代关于风蚀体系的认识奠定了科学基础。遵循与 Bagnold 类似的理论体系,Chepil 及其合作者对农田耕地的风蚀问题进行了长达25年之久的系统研究,包括分析风沙的脱离、输运和沉积机制,鉴定影响风蚀率和风蚀部位的因子,提出风蚀的预报指标和在某一个气候因子基础上的土壤流失量预测等。关于吹蚀机制的研究,他们讨论了野外风力湍流度、近地面处最大压力冲量及土壤颗粒床面平均剪切力阈值的确定等问题,还分析了引起侵蚀顺风发展现象的起因。关于风蚀因子的研究,他们指出:土壤颗粒结合成团粒结构的稳定性和稳定性决定了土壤可蚀性因子,而侵蚀性因子则包括气流因子和地表粗糙度因子。关于风蚀预报的研究,他们指出对于野外的实际侵蚀点来说,有用的测量指标应当是潜在风蚀量。而且他们通过大量的实际观测确定了土壤可蚀性指标和气候指标。

在同一个时期,还有许多研究者,如 Zingg^[14],也利用风洞或在现场从事了大量的研究。Chepil 和 Zingg 等人的研究成果为形成早期的风蚀方程(WEQ)奠定了基础。其实,在 Chepil 逝世前两年(1961年),初步的风蚀预报方程已经形成,考虑了8个变量。目前通用的风蚀方程 WEQ 是 Woodruff 和 Siddoway^[15]于1965年正式提出的,其中考虑了11个变

量。尽管这个方程是经验性的，但它是在理解了风力侵蚀过程的机制后提出的一个定量风蚀模型。与预报水蚀的通用流失方程(USLE)相类似，风蚀方程将风致土壤潜在流失量表示为土壤可蚀性因子、风(气候)条件、表面粗糙度、田间宽度及植被覆盖度等因子的函数。但是，这两个方程之间的不同之处在于：风蚀方程不能表示为各个因子线性连乘积的简单形式。

风蚀方程 WEQ 提出以后在确定影响风蚀的主要因子、预报潜在风蚀量和发展控制风蚀的方法等方面得到了广泛的应用并在不断地发展。例如方程的求解方法，从开始采用的图解法、表解法发展到采用计算尺和计算机的方法；而方程的应用范围则从原来为大草原设计的公式推广到美国的其它地区，甚至可以为制定全国性水土保持规划或有关法律法规提供决策依据。但是应当指出的是，早期风蚀方程 WEQ 只能给出年均潜在土壤流失量，它可能不等于实际的土壤损失。此外，在改进风蚀方程的精度和适用性方面还需要做许多工作，这包括精确气候因子的描述、随机模型的确立、引入时间变量等等，目前已有有人将 WEQ 模型进行修正后用来模拟土壤风蚀的日损失量以及在风洞数据基础上通过对空间积分来确定单次风暴所造成的现场土壤损失量等等^[18]。

80 年代以来，人们又开始致力于发展综合性的、基于物理过程的风蚀模型^[18,19]。特别是美国农业部正在主持研制新的风蚀预报系统(WEPS)^[20,21]。这是一个计算机模型。为了便于调试和更新，它采用包括许多子模型的模块式结构，可以模拟风蚀方程中各个子过程以及控制这些过程的各种因素。这些因素涉及到侵蚀学、气候学、流体力学、土壤学、耕作学和生物质状态等诸多方面。为了确定这个新一代风蚀预报系统中各个子模型，人们从事了大量的基础性研究，包括土壤颗粒跃迁过程的分析^[22,23]，土壤团粒磨蚀率的确定^[24-27]，风速和风向分布特性的模拟^[28-30]，以及关于地表微起伏作为无规粗糙度的讨论^[31-34]。而且，为了验证基于力学模型的风蚀过程计算机模拟的有效性，近年来研究了各种类型的现场取样装置并进行了大量的现场实验^[35-37]。目前 WEPS 模型研究工作尚在进行中。

最后还应提到的是，60年代航天技术的发展促进了行星探测事业，一批宇航工程师和地质学家关于地球、火星、金星和土卫六等地貌形成过程的研究拓展了 Bagnold 理论。文献^[38]总结了有关研究成果，它们对土壤风蚀机制的分析颇有裨益。

3 风蚀的力学机制

3.1 大气边界层

风蚀过程实质上是风与地表的相互作用。从流体力学观点来讲，风是大气相对于地面的运动。大尺度的大气环流基本上不依赖于地表状态(当然，山脉与海洋等大尺度特征除外)。但是，大气在地面附近的运动则受到地表小尺度特征(包括地面上各种障碍物，例如巨石，植被与建筑物等)的强烈影响。人们将直接受地表性状影响的大气部分称为“大气边界层”，其厚度的量级为 1km。大气边界层内的流动是控制风蚀过程的主要因素。风蚀预报的一个重要任务就是要给出大气边界层的风速剖面。根据风速剖面，可以计算风施加在土壤颗粒上的多种作用力。确定大气边界层特性必须依据气动力学的知识。此外，风蚀的速率与规模取决于土壤颗粒在风力作用下的运动历程。这不仅要求了解流体(气相)的行为，而且要求了解颗粒(固相)的行为，以及气固两相间的相互作用。因此，更一般地讲，风蚀问题应属于气固两相流动力学范畴。

3.2 颗粒作用力

大气边界层内土壤颗粒所受到的流体作用力包括气动升力（或称上举力）和阻力（或称拖曳力），压力梯度力，Basset 历程力，表观质量力，Saffman 力和 Magnus 力等^[39]。在作用力中，前两种空气动力是人们熟知的，由于气体绕过颗粒流动而产生，它们是造成风蚀的主要驱动力。其次，压力梯度力，Basset 历程力和表观质量力分别是由于流场内有压力梯度，颗粒在粘性流体中作变速运动以及无粘流体中颗粒表面附近气体的随体运动效应而产生的。一般情况下，由于颗粒密度比气体密度大得多，这 3 种作用力与气动升力和阻力相比往往可以忽略不计。但是，对于有些特殊的大气流动情况，例如大气旋涡运动，由于气体旋转会产生一个径向压力梯度，此压力梯度可能在地表土壤颗粒床层中诱导出很强的压力差，这种压力差升力便不能忽略，它是诱导微细颗粒升离地面的主要动力。这点和通常边界层类型流动的风蚀机制不尽相同，但在分析地面龙卷风造成的土壤侵蚀效果时必须考虑。此外，关于最后两种气动作用力的说明如下：（1）Saffman 升力，它是由于剪切流场所产生的横向升力。在大气边界层中，它主要出现在地表附近水平速度梯度十分高的薄层内，是诱导土壤颗粒升离地面的一种重要驱动力。（2）Magnus 力，它是作用在旋转颗粒上的升力。人们通过风洞实验的高速摄影照片，发现了有些颗粒在作旋转，自旋速度可达 1200-6000 转/分^[40]。对于这类高速旋转的颗粒来说，Magnus 力是一个重要的驱动力。

当然，影响土壤颗粒运动的作用力还有颗粒自身的重力和颗粒间粘合的内聚力。与前面所述的各种气动作用力相比较，这两种作用力属于抵抗风蚀形成的机制。

按照风蚀研究的惯例，人们定义了一些特征速度来表示风蚀的驱动力。例如，地表处的剪切应力可以用摩阻风速来表征。对于层流边界层，摩阻风速取决于地表处风速梯度。对于湍流边界层，它近似地等于地表处湍流起伏脉动速度的垂直分量。

3.3 风速剖面

边界层速度剖面形式与边界层流动是处于层流状态还是湍流状态有关。一般而言，大气边界层都是湍流的，人们把湍流的速度分解为时间平均值和无规起伏值两部分来处理。通常风速计测得的是时间平均速度（通称为风速），而湍流度（无规起伏速度的表征）则需要采用特殊的方法确定。湍流的猝发将强化气体微团间的动量交换，增加流体的剪切应力，从而加速了风蚀过程。

土壤风蚀颗粒的运动基本上发生在距地表 1 m 以上的高度内（只有悬移粒子可以超过这个高度）。据实际观测，输沙量的 90% 都发生在 300mm 高度以下，而小于 50mm 高度内的输沙量则占总数的 50%^[40]。因此这里只讨论距地面 1.5m 高度以下大气边界层的风速剖面，并假定地表是绝热的，即没有热量的吸收与释放。对于一个光滑（或者说，满足气动光滑条件）的地表，即使流动雷诺数超过临界值，在毗邻地面的甚薄区域内仍可以维持“层流底层”（或“粘性底层”）。静态地面层流底层厚度的量级为 1mm，在这个薄层内，可以认为风速随高度作线性分布，在此层流底层以上为湍流边界层，其时间平均风速剖面取对数分布的形式。当然，实际的地表不是光滑的，植被、石块甚至砂粒都是地面粗糙度的表征。对于一个气动粗糙地表，层流底层不复存在，其风速剖面与粘性系数无关，但与地表粗糙度相关。空气动力光滑或粗糙条件的确是依据所谓的颗粒摩阻雷诺数 $Re^* = \rho u_* D_p / \mu$ （其中 D_p 是地表粗糙度元素的当量直径）。一般而言，当 $Re^* \leq 5$ 时可称该表面在空气动力意义上是光

滑的，若 $Re^* \geq 70$ 时则认为表面在空气动力意义上是粗糙的。不同地表条件下，当量粗糙度高度的量级变化范围很大。对于开阔的海洋， $Z_0 \leq 1 \text{ mm}$ ；对于森林， $Z_0 \approx 50 \text{ cm}$ ；对于都市中心， $Z_0 \approx 5 \text{ m}$ 。此外，它不仅是粗糙物形状（高度 h ）的函数，而且是粗糙物之间平均距离的函数。地表粗糙度高度的变化可以改变风速剖面的形状，从而改变表面剪切应力的大小，是影响风蚀程度的重要因素。还应指出的是，前面讨论的是关于静态地表的风速剖面分布。对于有侵蚀的动态地表，土壤颗粒大量进入大气边界层内必然对气流发生影响。从两相流动力学观点来看，这就是气固两相间的双向耦合作用。对于稀相的气固两相流动，人们往往只考虑气相对固相的作用，而忽略固相对气相的影响。但是，对于密相的气固两相流动，固相对气相的作用是必须计入的。

3.4 土壤颗粒起动

风蚀过程一般可划分为三个阶段：颗粒起动，颗粒输运和颗粒沉积^[20,41]。这里首先讨论土壤可蚀性颗粒的起动过程及其阈值参数的确定。

实验观测表明：只有当风速超过某个临界值时，才能诱导土壤颗粒从地表中升高出来形成风蚀。观察还表明存在着两种不同的起动风速：（1）流体起动风速（或称静态阈值），它是完全凭靠风力的直接作用使土壤颗粒开始运动的最小风速；（2）撞击起动风速（或称动态阈值），它是当有来自上风方向跃迁粒子（“跃迁”的定义见下文）撞击的辅助作用时使土壤颗粒开始运动的最小风速。一般来说，后者为前者的80%左右。为了求得起动风速，人们开展了各种风洞试验。Bagnold首先提出了静态阈值摩阻风速的经验表达式。Chepil则根据颗粒间无粘合力以及气动升阻比为0.85的假设，导出了临界摩阻风速的阈值表达式。

如前所述，60年代中期以后，对航天领域关于火星和金星等行星表面地貌特征及其演化过程的兴趣，使人们又进一步从事大量的风洞实验来探讨地表颗粒起动过程。图1给出了一个大气压环境条件下的阈值摩阻风速曲线，其中对各种不同密度和尺度的颗粒进行了实验。它表明：对于每种情况都存在着一个最佳的颗粒直径，在此直径下，阈值风速最小；而且当阈值参数 $(\rho_p g D_p / \rho)^{1/2}$ 很大时，所有的曲线并合为一条直线。

图2则给出无量纲阈值摩阻风速随颗粒临界摩阻雷诺数变化的情况，图中比较表明当 $Re^* \geq 3$ 时不同研究者所给出的结果是相当一致的。

在从事风洞实验的同时，人们还试图从理论上分析风力导致土壤颗粒起动的过程。现假定土壤颗粒都是尺寸相同的理想球形粒子，它们形成一个紧密排列的填充粒子床，待考虑的可蚀性颗粒处于该填充床的表面（参见图3）。

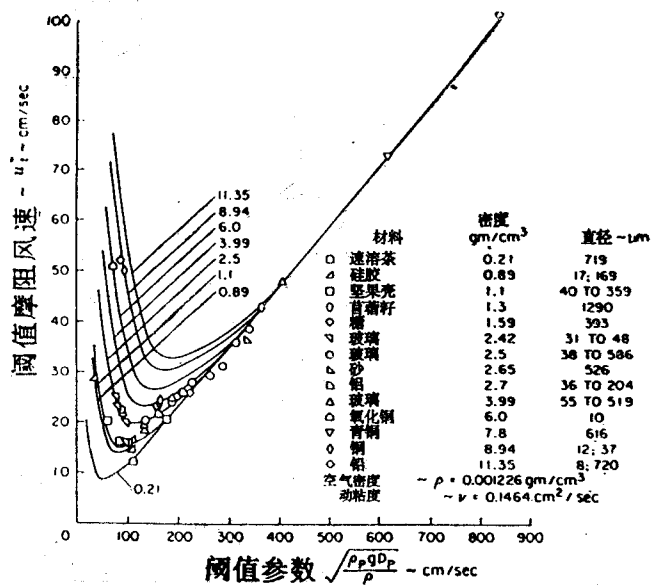


图1 1大气压条件下各种颗粒阈值摩阻风速的实验结果

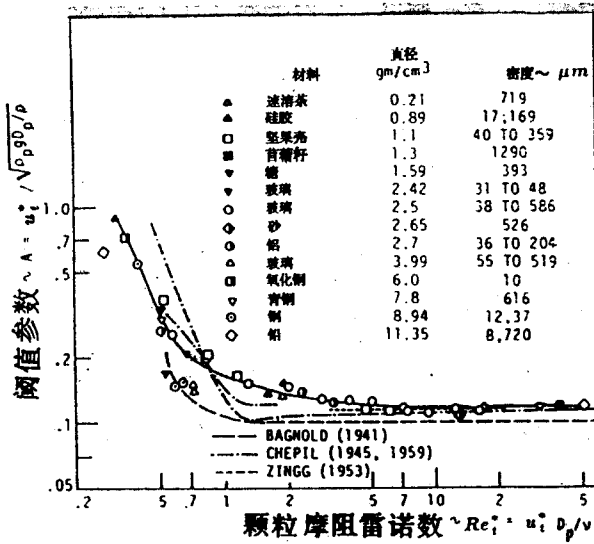


图2 无量纲阈值摩擦风速的实验结果

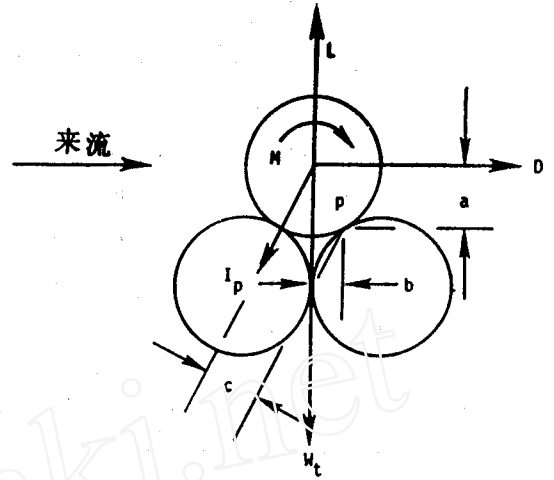


图3 理想填充粒子床面上可蚀性颗粒的受力分析

在临界状态下，可蚀性颗粒上所有的作用力达到平衡。利用关于接触点 p 的平衡方程再与风洞数据线性拟合便可得到阈值系数的半经验方程。图4给出根据该方程算得的阈值摩擦风速曲线，其中颗粒为硅酸盐类矿物质，其材料密度 $\rho_p = 2.65 \text{ g/cm}^3$ 。这些预测方程包括了颗粒

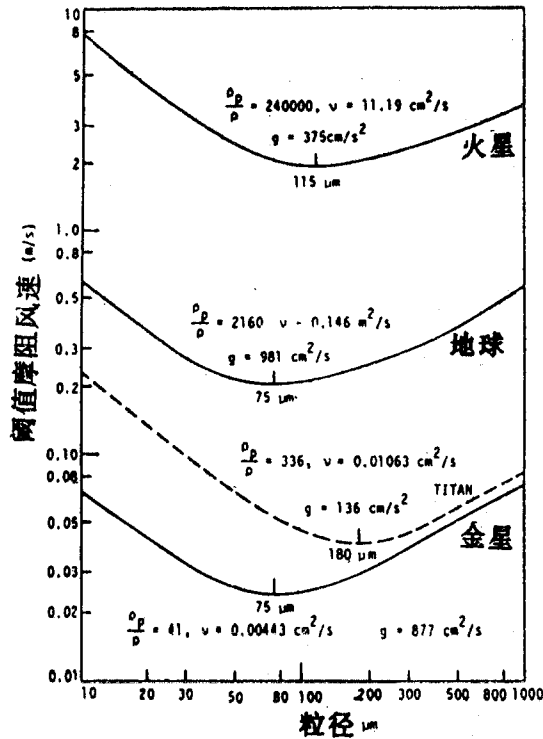


图4 阈值摩擦风速的理论曲线

间内聚力的影响。这点对于预报临界值十分重要，因为在临界状态附近，内聚力效应超过了气动效应。

3.5 风蚀颗粒的输运

土壤可蚀性颗粒在风力作用下脱离地表起动后，将通过悬移、跃迁和蠕动 3 种运动形式进行输运^[42]，它们主要取决于颗粒尺寸大小。“悬移”是指极微细的颗粒（直径小于 0.1mm）呈悬浮状态并随气流运动。沙尘暴就是大量悬浮颗粒的远距离移动。“跃迁”是指中等大小颗粒（粒径范围 0.05—0.5mm）在地面上的连续跳跃。它们很容易升离地面，但不能呈悬浮状，其跳跃高度一般小于 1m。“蠕动”则是指大型颗粒（粒径一般在 1—2mm 以下）在气流或其它颗粒推动下，沿地表的滚动或滑动（参见图 5）。一般而言，在每次风蚀现象中这 3 种运动形式往往是同时发生的，而且其中的跃迁是最主要的模式。这是因为：（1）以跃迁方式运动的土壤颗粒最多。研究表明，作跃迁运动的占 55—75%，悬浮运动的占 3—38%，而蠕动形式的只有

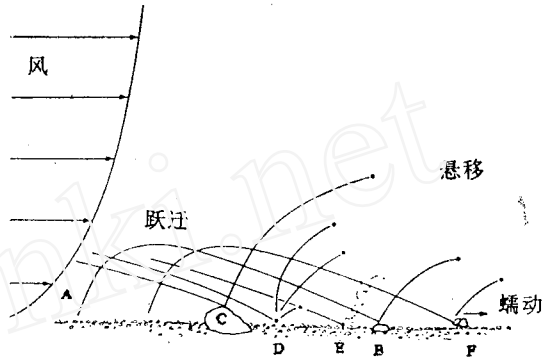


图 5 可蚀性颗粒风输运的 3 种模式

7—25%。（2）没有跃迁就不能出现大量的蠕动与悬移。这可以通过分析跃迁运动过程来说明。当风力接近阈值时，土壤颗粒开始颤动。风力继续增加到阈值后，便突然脱离地面，垂直地或几乎垂直地升入空中，同时凭借风力作横向加速运动。但是，由于重力作用，颗粒不能保持悬浮状态，在达到某个高度后便逐渐下降并返回地面。跃迁粒子在重新返回地面过程中，若风力不足或陷落在某些地表的结构内，便会中止其运动。但是大多数跃迁粒子可能冲入地表颗粒床内并重新分配它们在跃迁的加速运动过程中从气流中获得的大量能量；一部分用于促进其它静止土壤颗粒进入运动状态，使仅靠风力而无法起动的过大或过小颗粒发生撞击蠕动（撞击粒子可以使比自身大 6 倍的颗粒开始移动）或者升离地面形成悬移或跃迁。这就是前面所谓的撞击阈值机制。还有一部分能量则可以造成土壤团粒破裂磨蚀，使难蚀性或不可蚀物质变为可蚀性颗粒，从而增加了可蚀性物质的供给量。跃迁粒子的这种“串激效应”对于土壤风蚀问题是十分重要的。因此，只要风蚀从某个孤立点开始发生，它便将在顺风方向上迅速发展、扩大，很难于制止，此即所谓“沙崩”。

由于悬移粒子十分微小，其运动将受到大气湍流起伏的影响。这种影响具有无规随机特性，因此悬移粒子的轨迹无法预测。但是跃移粒子的轨迹一直是人们研究的重点。Bagnold^[12]估计初始上升速度具有摩阻风速 u^* 的量级，这点为一些实验结果所证实^[43]。Owen^[44]则指出一个上升速度为 u^* 而运动中空气阻力可以忽略时跃迁粒子轨迹的最大高度应当达到 $u^{*2}/2g$ 。当然，对于实际的粒子，平均最大高度会低于此理想值，但可能有少数颗粒具有很大的上升速度或者具有很高的自旋速度，那么它们所能达到的最大高度将超过上述值。

为了给出悬移和跃迁两种输运模式间的分界线，需要引入颗粒终端速度的概念：

$$u_T = \left(\frac{4\rho_p g D_p}{3\rho C_D} \right)^{1/2}$$

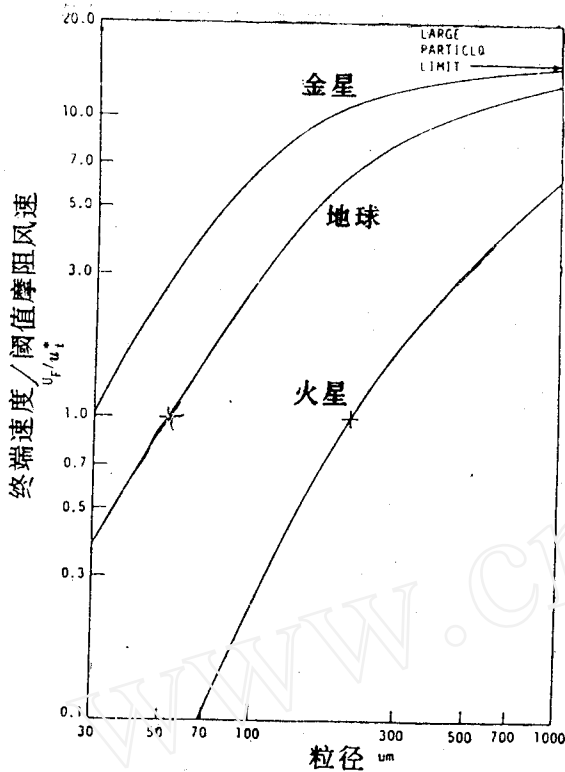


图6 速度比 u_F/u_i^* 随粒径 D_p 的变化特性

3.6 跃迁层的输沙量

早在1941年, Bagnold 就开始研究了跃迁层内颗粒输运通量的计算。输沙量是表示单位时间内沿某一个单位宽度的狭窄通道通过某个固定点所移运的沙粒数量, 它事实上是风蚀的线积分强度。Bagnold 首先将输沙量 q 与被侵蚀地表上的摩阻风速 u^* 联系起来, 确定输沙量问题是风蚀研究的重要内容。表 1 给出不同研究者给出的有关输沙量预测的众多公式^[38]。由于很难获取输沙量的精确数据, 因此不易建立适合于所有各种情况的拟合公式。

表 1 各种输沙量预测公式

作者	输沙量表达式
Bagnold (1941)	$qq/\rho u^{*3} = C(D_p/D_{p0})^{1/2}$
Kawamura (1951)	$qq/\rho u^{*3} = C(1+r_t)^2(1-r_t)$
Zingg (1953)	$qq/\rho u^{*3} = C(D_p/D_{p0})^{3/4}$
Dyunin (1954)	$qq/\rho u_a^3 = C(1-r_u)$
Kuhlman (1958)	$qq/\rho u_a^3 = C(1-r_u^3)$
Owen (1964)	$qq/\rho u^{*3} = (0.25 + 0.33r_t p_t)(1-r_u^2)$

这个特征参数表示颗粒在无扰动静止大气中自由沉降时最终达到平衡的速度。如前所述, 摩阻风速 u^* 与大气边界层湍流起伏速度在地表处法向分量的大小相当。这样, 当 $u_F < u^*$ 时, 湍流能量足以将颗粒向上输送; 而 $u_F > u^*$ 时, 颗粒便不能维持悬浮。因此, 可以将悬移与跃迁间边界定义为 $u_F/u_i^* = 1$ 。Bagnold^[45] 指出当 $u_F/u_i^* = 1.25$ 时颗粒十分容易处于悬浮状态。为了分析方便, 还可以把悬移/跃迁边界改写为:

$$\frac{u_F}{u_i^*} = \left(\frac{u_F}{u_i^*}\right) / \left(\frac{u^*}{u_i^*}\right) = 1,$$

这里, $u_F/u_i^* = 1$ 则代表临界状态下的边界, 它是颗粒和大气两者物理属性的函数。图 6 给出速度比 u_F/u_i^* 随颗粒直径变化的曲线。由此图可以得知, 对于地球来说, 临界状态下的边界 $u_F/u_i^* = 1$ 所相应的粒径为 $D_p = 52 \mu\text{m}$ 。

作者	输沙量表达式
Dyunin (1959)	$qg/\rho u_*^3 = C(1-r_u^3)$
Lettau, et al (1978)	$qg/\rho u_*^3 = C(1-r_t)$
Kind (1976)	$qg/\rho u_*^3 = C(1-r_t^2)$
Iversen, et al (1976), Schmidt (1982)	$qg/\rho u_*^3 = Cp_t(1-r_t)$
Maegley (1976)	$qg/\rho u_*^3 = C(D_p/D_{p0})^{3/4}(1-r_t^2)$
Maegley (1976)	$qg/\rho u_*^3 = C(D_p/D_{p0})^{3/2}(1-r_t^{13.72})$
Radok (1977)	$qg/\rho u_*^3 = (g/\rho u_*^3)e(C_1 + C_2 u_*^3)$
Lyles, et al (1979)	$qg/\rho u_*^3 = (C/A^2)(1-r_t)/r_t$

其中 $qg/\rho u_*^3$ 是无量纲输沙量, $r_t = u_t^*/u_*^*$, $p_t = u_F/u_t^*$, $r_u = u_t/u_*$ (u_* 为参考风速)。近年来,不少学者^[46-50]还进一步研究了被吹蚀土壤颗粒浓度在大气中的垂直分布特性以及输沙的水平与垂直通量等问题,它们对于建立风蚀预报模型是十分重要的。

3.7 磨蚀及沉积的概述

风吹沙粒的撞击作用造成地表上各种岩土和矿物体(一般为难蚀性物质)的磨蚀,产生尺寸较小的颗粒,从而使地表上形成更多的可蚀性物质。显然磨蚀量与被磨蚀岩体材料对磨蚀的敏感程度、风的频率、强度和方向以及风吹沙粒的运动状态(跃迁还是悬移)、速度及通量等有关。

沉积过程则是指风吹沙粒重新返回并停留在地表的现像。它是反映沙丘形成和迁移机制的重要过程。Bagnold 首先描述了沉积过程的 3 种形式,后来 Kocurek 等人^[51]又加以修正。他们认为沉积的基本形式有:(1)附着沉积:跃迁和蠕动物体停止在某个屏蔽位置上;(2)降落沉积:粒子在气流的分离区内降落到地面而静止下来;(3)崩陷沉积:粒子达到坡度局部增加区域并陷入地面。地形变化造成大气边界层的分离流动,对于悬移沙粒的沉积十分重要。

4 风蚀预报方程

4.1 早期的风蚀方程 (WEQ)

1965 年, Woodruff 和 Siddoway^[15]给出了一个可以定量描述农地风蚀的 5 参数方程

$$E = f(I, K, C, L, V)$$

其中, E 为单位面积上的年平均潜在风蚀量, I 为土壤可蚀性因子, K 为地表土壤粗糙度因子, C 为地区性气候因子, L 为主风蚀方向上未防护田面长度的中值, V 为等效植被覆盖因子。显然土壤的可蚀性和风的侵蚀力是影响土壤风蚀程度的两个主要变量。

可蚀性因子表示土壤对风的分离和搬运作用的敏感程度。它是风干土壤团聚体中各种颗粒的表观比重及所占比例的函数。其一般定义为^[15]: 宽阔无遮蔽并且被隔离的田面在长期

平均气候条件下, 每单位面积土地年流失量的平均值。它可以通过现场测试土壤流失量的方法来直接测定, 或者利用筛分法确定风干土壤中粒径大于 0.84mm 颗粒的百分数来折算, 还可以根据土壤性质分成 8 类风蚀级来估算^[52]。这里, Chepil 提出的“直径大于 0.84mm 的不吹扬团聚体所占的百分数为无量纲土壤可蚀性因子”是估计风致土壤侵蚀性指标的最简单准则。

侵蚀性因子表示风对地表土壤的作用力, 即风蚀能力。影响这个作用力的因子分为气候因子和地表粗糙度因子两大类。Chepil 等人提出了气候因子的概念并认为决定年平均土壤损失量的是气候条件。气候因子是一个受平均风速和表土颗粒含水量影响的风蚀因子。其中风速项和土壤含水量项的依据是: 土的飘移速率与平均风速的立方成正比, 而土壤可蚀性则与土壤近表层当量含水量成反比^[52]。土垄粗糙度是用来衡量难蚀性土垄造成的风蚀减少部分。在通常情况, 农地表面的垄沟可以使吹扬强度减小一半左右。土垄粗糙度因子是通过与具有标准土垄(垄高与垄距之比为 1:4)田面的土壤流失量进行比较而得的。后来人们对于各种高度和间距组合的土垄给出了一系列粗糙度因子表^[53]。

人们将田面长度定义为风沙从风蚀主方向穿过田面的距离^[15]。对于没有风蚀主方向的情况, 则要利用优势风蚀力来确定田面当量长度^[54]。Chepil 等人发现在顺风方向上, 土壤的运移率随着与可蚀性田块迎风边界的距离增加而增大。具体地讲土壤运移率在迎风边界上等于零, 并沿风向逐渐增加, 在给定风速下达到最大值后基本保持不变。对于任何质地的土壤, 土壤最大运移率大体相同。但是在风速一定条件下, 土流达到最大值的距离与地表土壤的可蚀性成反比。Chepil 建立了相对的风侵蚀力与土流达到最大值时所需距离的相关性, 其中土壤运移率是从田块迎风边界算起顺风距离的函数。

关于植被因子, 人们是从作物残茬对控制风蚀作用的研究开始认识其重要性的。研究表明地表覆盖物的数量、高度及方位(直立或倒放)、取向(平行或垂直风向)对减小风蚀有重要作用。Siddoway 等人^[5]对影响土壤可蚀性的植物覆盖的特殊性质做了定量化, 建立了风致土壤损失量与可用的植被覆盖的数量、种类及位置方向、风速、土壤块度之间的回归方程, 后来还给出了植被覆盖当量因子及其与土壤损失量的关系。

4.2 早期风蚀方程 WEQ 的局限性及改进

WEQ 是一个经验性模型, 它是根据风洞实验给出的土壤流失量相对值并采用野外现场数据进行修正后确定的。但是风洞中的土样尺寸很小, 它所模拟的表面并不表示现场的实际总表面, 而只能代表大现场的一个小区段, 此外风洞实验的持续时间一般很短, 也不出现磨蚀等现象。因此风洞实验结果不能完全地模拟现场侵蚀过程。还有, 在推导 WEQ 时, 现场实验只是在 Kansas 州的 Garden 市进行的。如果某地气候条件与 Garden 市相差很大时, 采用 WEQ 预报风蚀则会造成较大的偏差。因此 WEQ 的适用性受到了相当的限制。主要限制为^[55]: (1) 它根据发生风蚀的“关键时期”所具有的条件来估算侵蚀量, 没有考虑这些条件会持续多久或者在其它时期是否会出现风蚀灾害。(2) 它没有考虑时间和空间的变化, 认为所有影响因子在整个地块上是均匀的且不随时间变化。(3) 它只能给出土壤风蚀的平均潜在损失量, 既不能预报单次风暴事件的侵蚀量亦不能预报出现某种指定风蚀事件的概率。

(4) 其气候因子只表示了干燥和风力方面的特性而未计入气候条件的其它特征(如冻融循环、冰雪覆盖等)。(5) 其表面粗糙度因子没有考虑粗糙元素随机取向特性, 而覆盖因子亦

无法表征现场条件下植被类型的多样性。

另外 WEQ 还有两个特点：(a) 现有的框架不易容纳新技术；(b) 没有一个统一全面的用户手册。因此人们一直在努力设法在两个层次上改进 WEQ 的预报能力：(a) 更新现有方程；(b) 替代现有方程。

60年代到80年代期间人们从事了大量研究来改进早期风蚀方程WEQ，包括方程中涉及各个因子的确定。这些改进工作如下：(1) 在评估土壤团粒状态及可蚀性时考虑了作物种植史的影响^[56,57]，并给出了可蚀性因子 I 随时间变化的动态特性^[58,59]。(2) 重新估计了较干旱地区的气候因子 C ，并提出了采用非指数型表达式或风速概率密度函数等方法来处理气候因子的理论^[60,61]。(3) 在评估表面粗糙因子 K 时计入了由于耕作造成的地表微起伏取向的随机性^[62,63]。(4) 关于田间长度中值 L 的计算更细致地分析了风蚀方向的影响^[61,64]。(5) 确定了作物残茬的风蚀保护当量，并给出了生长着的农作物和混合型植被的倒放当量以及倒放当量与植物覆盖因子关系的表达式等^[64-66]。

4.3 新一代风蚀预报体系 (WEPS)

鉴于原有风蚀方程 WEQ 本身的局限性和人们对风蚀过程及其机制获得了更多的了解，以及计算机模拟能力的迅速提高，形成一个建立在物理过程基础上的新一代预报模型不仅必要而且可能。如前所述，美国农业部 (USDA) 从 80 年代晚期就指定了一批著名科学家协力发展关于农地和牧场风蚀预报体系 (Wind Erosion Prediction System)，力求将土壤侵蚀科学的新进展、已经积累的数据库和先进的计算机技术结合起来。这个新体系预计在 90 年代中期可以全部完成提供现场应用从而可以替代现有的风蚀预报模型 WEQ^[65]。

这个新模型将充分考虑各类用户要求，可以指导制定土壤保持规则、评估新的风蚀控制技术并为确定地区和国家的政策结合提供依据。为了使用方便，整个操作可以在微机上完成，所需的输入数据都是现场易获取的参数，并能快速给出预报结果。为了全面细致地描述风蚀过程，在设计 WEPS 模型时考虑了 4 种空间尺度和 3 种时间尺度^[21]，他们是 (a) 格网尺度，即有效模拟土壤可蚀性所选取的最小子域；(b) 管理尺度，即真实反映土壤特性和管理体系的变化所选定的子域；(c) 计算尺度，即土壤保持规划单元所限定的区域；(d) 模拟尺度，即预报的计算域；(e) 土壤颗粒对风力响应的的时间尺度；(f) 地表可蚀性对风力、耕作和作物变化响应的的时间尺度；(g) 用户感兴趣的时间尺度。这样一个基于物理过程的模型将具有下述优点：(a) 可以模拟实际的风蚀动态过程；(b) 可以预报单次风暴的侵蚀及某类沙暴事件发生的概率；(c) 可以对土壤侵蚀进行更细致的定量分析；(d) 可以描述侵蚀地貌随时间和空间的变化。

整个模型的发展包括两个阶段。第一阶段的目标是发展一个风蚀研究模型 WERM，它在经过验证后可以作为风蚀预报的参考标准。WERM 是一个采用 Fortran 77 语言写成的逐日预报模型。其用户接口界面则是用 C 语言写成，可以提供菜单，帮助用户准备输入文件。第二阶段的任务是增加 WERM 子模型的计算速度，扩大数据库并增加用户接口界面 (输入/输出)，从而形成最终的 WEPS 模型。

WEPS 预报模型能够模拟的区域可以是某块田地 (或者，至少是几块相邻的田地)，可以按照用户指定的时间间隔给出所考虑区域内土壤流失或沉积的平均值及其时间、空间变化特性，它甚至可以分别给出土壤流失量中蠕动、跃迁和悬移的分量。WEPS 模型包括一个主

程序、7个子程序、与它们相关的数据库以及一个用户接口界面输入块、一个输出控制块。这里简要说明各个模型的基本概念:

(1) 气候子模型 (Weather Generator)。类似于新一代水蚀预报模型 WEPP 中的气候子模型^[67]，它将给出每日降雨的强度、持续时间和总量、最高和最低温度、太阳辐射和露点等参数。它还可以产生一个设计的风暴、一个选定的风暴或者连续模拟之。

(2) 土壤子模型 (Soil)。它可以给出土壤剖面特性和表面结构 (包括了有序和随机两类粗糙度) 的逐日变化情况, 这两个特性既取决于土壤本身性质又依赖于气候和管理因子^[68,69]。

(3) 水动力模型 (Hydrology)。它模拟了土壤的水分和能量平衡过程。对于前者, 考虑了入渗、融雪、径流、深层渗漏、蒸发和植物耗水等过程; 对于后者, 可以给出土壤温度剖面、冻融循环和霜冻深度等^[70]。

(4) 作物子模型 (Crop Growth)。它是 EPIC 生长模型^[64] 的修正版本, 可以给出叶茎影响面积分布及其冠层高度、覆盖情况等。

(5) 分解子模型 (Decomposition)。它按照直立、平倒和掩埋三类来计算生物物质残茬并根据碳氮比、温度和水分等参数确定分解率。

(6) 耕作子模型 (Tillage)。它用于评估耕作事件所造成的土壤性质和表面结构随时间的变化, 还可以给出地表的随机粗糙度。

(7) 侵蚀子模型 (Erosion)。它的主要任务是计算表面摩阻风速阈值、现场表面摩阻风速及土壤流失或沉积 (当表面摩阻风速大于阈值时)。

它们工作的程序是, 气候子模型根据当地气象数据产生气候因子参数, 从而驱动作物生长及分解、水动力学和土壤等子模型。它们将预报影响土壤可蚀性的土壤变量和植被变量随时间变化的情况。气候子模型的输出也启动侵蚀子模型, 后者将计算并判定地表处摩阻风速是否超过阈值。当风速超过阈值时, 侵蚀子模型则计算土壤的流失量或沉积量, 并给出土壤变量和植被变量的新值。

新一代的风蚀预报模型尚未最终完成, 还需研究发展并广泛验证。而且, 除了预报土壤流失量外, 人们还应当探索表征和预报当土壤的侵蚀、沉积和分选同时发生时地表再造过程的方法并应当发展一种能够计及所有各种侵蚀过程相互耦合作用的能力。显然这将是更大的挑战。

参 考 文 献

- 1 Echkolm E, L R Brown. Spreading Deserts—The Hand of Man. Worldwatch paper 13., Worldwatch Institute (1977)
- 2 Dregne H E. Soils of the arid regions. Elsevier Scientific Publishers Co., New York (1976)
- 3 Dregne H E. Desertification of arid lands. Workshop on Desertification, International Centre for Theoretical Physics, Trieste, Italy (1980)
- 4 Goudie A S. Dust storms and their geomorphological implication. *Journal of Arid Environments*, 1 (1978): 291—311
- 5 Hagen L J, N P Woodruff. Air pollution from dust storms in the Great Plains. *Atmospheric Environment*, 7 (1973): 323—332
- 6 Jaenicke R. Monitoring and critical review of the estimated source strength of mineral dust from the Sahara. In: *Saharan Dust* (Ed. C Morales), John Wiley & Sons (1979)
- 7 Peterson S T, C E Junge. Sources of particulate matter in the atmosphere. In: *Man's Impact on the Climate* (Eds. W H Matthews, W W Kellogg, G D Robison), MIT Press (1971)
- 8 Peci M. Loess. In: *Encyclopedia of Geomorphology* (Ed. R W Fairbridge). Reinhold, New York (1968)

- 9 Kirkby M J, R P C Morgan. Soil erosion. John Wiley & Sons Ltd (1980)
- 10 Fryrear D W. Soil ridges—clods and wind erosion. *Trans. ASAE*, **27** (1984) : 445—448
- 11 Kimberlin L W, A R Hidlebaugh and A. Grunewald. The potential wind erosion problem in the United States. *Trans. ASAE*, **20** (1977) : 873—879
- 12 Bagnold R A. The physics of blown sand and desert dunes. Chapman and Hall, London (1941)
- 13 Chepil W S, R A Milne. Comparative study of soil drifting in the field and in a wind tunnel. *Sci. Agr.*, **19** (1939) : 249—252
- 14 Zingg A W. A study of the movement of surface wind. *Agr. Eng.*, **30** (1949) : 11—13, 19
- 15 Woodruff N P, F H Siddoway. A wind erosion equation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **29** (1965) : 602—608
- 16 Cole G W, L Lyles, L J Hagen. A simulation model of daily wind erosion soil loss. *Trans. ASAE*, **26** (1983) : 1758—1765
- 17 Cole G W. A method for determining field wind erosion rates from wind-tunnel-derived functions. *Trans. ASAE*, **27** (1984) : 110—116
- 18 Gregory J M, J Borelli, C B Fedler. TEAM; Texas erosion analysis model. In: 1988 Wind Erosion Conference Proceedings, Lubbock, TX (1988)
- 19 Hagen L J. New wind erosion model developments in the USDA. In: 1988 wind Erosion Conference Proceedings, Lubbock, TX (1988)
- 20 Hagen L J. Wind erosion prediction system; an overview. ASAE paper No. 88—2554 (1988)
- 21 Hagen L J. A wind erosion prediction system to meet user needs. *J. Soil and Water Cons.*, **46** (1990) : 106—111
- 22 Anderson R S, B Hallet. Sediment transport by wind; toward a general model. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97** (1986) : 523—535
- 23 White B R. Two-phase measurements of saltating turbulent boundary layer flow. *Multiphase Flow*, **8** (1982) : 459—473
- 24 Skidmore E L, D H Powers. Dry soil aggregate stability. Energ-based index. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **46** (1982) : 1274—1279
- 25 Hagen L J. Soil aggregate abrasion by impacting sand and soil particles. *Trans. ASAE*, **27** (1984) : 805—808, 816
- 26 Hagen L J, E L Skidmore, J B Layton. Wind erosion abrasion; effects of aggregate moisture. *Trans. ASAE*, **31** (1988) : 725—728
- 27 Hagen L J. Wind erosion mechanics; abrasion of aggregated soil. *Trans. ASAE*, **34** (1991) : 831—837
- 28 Skidmore L E. Winderosion direction factors as influenced by field shape and wind preponderance. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **51** (1987) : 198—202
- 29 Dixon J C, R H Swift. The directional variation of wind probability and Weibull speed parameters. *Atmospheric Envir.*, **18** (1984) 2041—2047
- 30 Skidmore E L, J Tatarko. Stochastic wind simulation for erosion modeling. *Trans. ASAE*, **33** (1990) : 1893—1899
- 31 Romkens R J M, J Y Wang. Effect of tillage on surface roughness. *Trans. ASAE*, **29** (1986) : 429—433
- 32 Romkens R J M, J Y Wang. Soil roughness changes from rainfall. *Trans. ASAE*, **30** (1987) : 101—107
- 33 Linden D R, D M Van Doren Jr. Parameters for characterizing tillage-induced soil surface roughness. *Trans. ASAE*, **29** (1986) : 1500—1565
- 34 Potter K N, T M Zobeck, L J Hagen. A microrelief index to estimate soil erodibility by wind. *Transactions in Agriculture*, **33** (1990) : 151—155
- 35 Fryrear D W. A field dust sampler. *J. Soil and Water Cons.*, **41** (1986) : 117—120
- 36 Fryrear D W. Aerosol measurements from 31 dust storms. In: Particulate and multiphase Processes, Vol. 2. New York (1987)
- 37 Fryrear D W, J E Stout, L J Hagen, E D Vories. Wind erosion; field measurement and analysis. *Trans. ASAE*, **34** (1991) : 155—160
- 38 Greeley R, J D Iversen. Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan. Cambridge University Press, London (1983)
- 39 Rudinger G. Fundamentals of Gas-Particle Flow. Elsevier Amsterdam (1980)
- 40 Hudson N W. Soil Conservation. Batsford, London (1971)

- 41 Schwab G U, R K Frevert, T W Edminster and K K Barnes. Soil and Water Conservation Engineering (3rd Edition). John Wiley & Sons (1981)
- 42 Nickling W G. Eolian sediment transport during dust storms: slims river valley, Yukon Territory. *Can. J. Earth Sci.*, **15** (1978) : 1069—1084
- 43 White B R, J C Schulz. Magnus effect on saltation. *J. Fluid Mech.*, **81** (1977) : 497—512
- 44 Owen P R. Saltation of uniform grains in air. *J. Fluid Mech.*, **20** (1964) : 225—242
- 45 Bagnold P R. The nature of saltation and of "bedload" transport in water. *Proceedings Royal Society London, Series A*. **332** (1973) : 473—504
- 46 Anderson R S, P K Haff. Simulation of eolian saltation. *Science*, **241** (1988) : 820—823
- 47 Gillette D A, P H Stockton. Mass momentum and kinetic energy fluxes of saltating particles. In: *Aeolian Geomorphology* (Ed. W G Nickling), Allen & Unwin, Boston (1986)
- 48 Stout J E. Wind erosion within a simple field. *Trans. ASAE*, **33** (1990) : 1597—1600
- 49 Fryrear D W, J I Stout, L J Hagen, E D Vories. Wind erosion: field measurement and analysis. *Trans. ASAE*, **34** (1991) : 155—160
- 50 Vories E D, D W Fryrear. Vertical distribution of wind-erosion soil over a smooth, bare field. *Trans. ASAE*, **34** (1991) : 1763—1768
- 51 Kocurek G, R H Dott. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *J. Sedimentary Petrology*, **51** (1981) : 579—595
- 52 Lal R. *Soil Erosion Research Methods* (1988)
- 53 Skidmore E L. Soil and water management and conservation: wind erosion In: *Handbook of Soils and Climate in Agriculture* (Ed. V. J. Kilmner) CRC Press, Boca Raton (1982) : 371—399
- 54 Skidmore E L. Assessing wind erosion forces: directions and relative magnitudes. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **29** (1965) : 587—590
- 55 Argabright M S. Evolution in use and development of the wind erosion equation. *J. Soil and Water Cons.*, **34** (1991) : 104—105
- 56 Skidmore E L, W A Carstenson and E E. Banbury. Soil changes resulting from cropping. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **39** (1975) : 964—967
- 57 Skidmore E L, J B Layton, D V Armbrust, M L Hooker. Soil physical properties as influenced by residue management. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **50** (1986) : 415—419
- 58 Bondy E L, L Lyles, W A Hayes. Computing soil erosion by periods using wind energy distribution. *J. Soil and Water Cons.*, **35** (1980) : 173—176
- 59 Fryrear D W. Tillage influences monthly wind erodibility. In: *Crop Production with Conservation in the 80's* Pub 7—81. Am. Soc. Agr. Engs., St. Joseph, Mich. (1981) : 153—163
- 60 Lyles L. Erosive wind energy distributions and climatic factors for the west. *J. Soil and Water Cons.*, **38** (1983) : 106—109
- 61 Skidmore E L. Wind-erosion climate erosivity. *Climate Change*, **9** (1986) : 195—208
- 62 Armbrust D V, L Lyles. Equivalent wind erosion protection from selected growing crops. *Agronomy J.*, **77** (1985) : 703—707
- 63 K N Potter, T M Zbeck, L H Hagen. A microrelief index to estimate soil erodibility by wind. *Trans. ASAE*, **33** (1990) : 151—155
- 64 Williams J R, C A Jones, P T Dyke. A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. *Trans. ASAE*, **27** (1984) : 129—144
- 65 Lyles L, B E Allison. Range grasses and their small grain equivalents for wind erosion control. *J. Range Manag.*, **33** (1980) : 143—146
- 66 Lyles L, B E Allison. Equivalent wind-erosion protection from selected crop residues. *Trans. ASAE*, **24** (1981) : 190—193
- 67 Nicks A D, J R Williams, C W Richardson, L J Lane. Generating elimitic data for a water erosion prediction model. Paper No. 87—2541. Am. Soc. Agr. Engs. St. Joseph, Mich. (1987)
- 68 Skidmore E L, J B Layton. Modeling dry soil aggregate stability. Paper No. 88—2558. Am. Soc. Agr. Engs. St. Joseph, Mich. (1988)
- 69 Zobeck T M. Modeling changes in dynamic temperal soil properties. Paper No. 87—2581. Am. Soc. Agr. Engs., St. Joseph, Mich. (1987)
- 70 Benoit G R, S Mostaphimi. Modeling soil frost depth under three tillage systems. *Trans. ASAE*, **28** (1985) : 1499—1405

HYDRAULIC MECHANISM OF SOIL EROSION (II) —WIND EROSION

Qi Longxi Wang Boyi

Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080

Abstract The rapid increase of soil erosion poses a severe threat on the agriculture development and human sustenance. It becomes one of the global environmental disasters. Hence, more and more attention has been attracted to the studies of soil erosion as well as to the prediction and control of erosion. In the present paper, a comprehensive literature survey was made of wind erosion and the relevant investigation progress was analyzed and estimated.

Keywords *soil physics; wind erosion; hydraulic mechanism*