

坡面流及土壤侵蚀动力学 (II)——土壤侵蚀*

刘青泉 李家春 陈力 向华

中国科学院力学研究所, 北京 100080

摘要 介绍了坡面土壤侵蚀的基本特征和主要类型, 综述了坡面土壤侵蚀动力学过程和预报模型等方面的研究进展, 包括土壤表层结皮、雨滴溅蚀、片流侵蚀、细沟侵蚀、坡面流输沙、土壤侵蚀界限坡度, 以及土壤侵蚀预报模型等. 并简要讨论了土壤侵蚀动力学研究的发展趋势.

关键词 坡面, 土壤侵蚀, 溅蚀, 片流侵蚀 (细沟间侵蚀), 细沟侵蚀, 侵蚀临界坡度, 土壤侵蚀模型

1 引言

土壤侵蚀已经成为困扰整个世界的环境问题. 据估计, 目前全世界范围内每年因水土流失和土地沙漠化损失的耕地达 $(5 \times 10^{10} \sim 7 \times 10^{10}) \text{ m}^2$, 表土资源正以每年 0.7% 的速度减少^[1]. 我国西北地区的黄土高原土质疏松, 植被稀少, 水土流失十分严重, 是世界上侵蚀最剧烈, 面积最大的水土流失区. 水土流失最严重的黄河中上游流失面积达 $4.5 \times 10^5 \text{ km}^2$, 平均土壤侵蚀模数 $3700 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$, 其中 $1.56 \times 10^5 \text{ km}^2$ 的黄土丘陵沟壑区和高原沟壑区的土壤侵蚀模数在 $5000 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 以上, 局部高达 $(15000 \sim 30000) \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ ^[2]. 严重的土壤侵蚀导致土壤资源大量流失, 土地肥力下降, 粮食减产. 侵蚀产生的沙土输入河流, 造成河湖淤塞, 洪水泛滥, 给人类的生存和发展带来严重威胁. 研究侵蚀过程, 控制水土流失对于改善人类的生存环境, 特别是对西部地区的可持续发展具有重要意义.

土壤侵蚀问题已有大量而广泛的研究^[3]. 对于侵蚀类型、侵蚀强度及其区域划分、侵蚀地貌形态等有了比较成熟的定性认识. 同时, 通过大量野外和室内实验深入探讨了产流和产沙的基本特征. 但是, 以往的研究主要以经验公式和统计分析为主, 大多是针对某一特定地区和侵蚀类型, 给出一些定量公式. 研究成果往往难以适用于千差万别的地形地貌、土壤

类别和降水条件. 国际上在土壤侵蚀方面正在逐步走向动力学过程研究的途径, 我国的土壤侵蚀动力学过程研究也得到了相应的发展, 物理过程的分析需要深入, 许多理论问题有待解决. 本文就坡面土壤侵蚀动力学过程的研究状况作一综述, 探讨土壤侵蚀动力学研究的发展趋势.

2 土壤的表层结皮现象

在雨滴打击作用下, 以及由于大气尘埃与枯枝落叶沉积, 在微生物作用下, 土壤表层容易形成一层很薄的致密层, 称为土壤的表层结皮, 对坡面产流和土壤侵蚀有很大的影响. 自 20 世纪 40 年代以来, 众多学者对结皮层的形成, 以及对土壤入渗和侵蚀的影响进行了研究. Agassi 等^[4] 认为结皮层的形成主要是由于表层土壤中的团聚体解体并被雨滴打击压实, 细的黏性颗粒扩散进入并堵塞传导孔隙所致. Remley 和 Bradford^[5] 以及 Luk 和 Cai^[6] 研究了侵蚀过程中结皮的发育过程, 发现结皮的发育是一个复杂的过程, 雨滴的打击使结皮形成, 又使其破坏, 结皮形成与破坏交互作用. Smith 等^[7] 认为, 土壤入渗过程在很大程度上取决于土壤的表层结构, 雨滴打击常常使土壤表面形成一层结皮, 导致土壤入渗能力减小. Poesen^[8] 拟定了土壤表层的结皮指标, 定义为入渗率的减小速度, 以表征结皮对入渗的影响程度, 并实验研究了土壤组成、坡面覆盖及地形等对结皮的

收稿日期: 2002-08-21, 修回日期: 2004-04-07

* 国家自然科学基金重点基金 (10332050, 19832060) 资助项目

影响. 结果表明含有少量的粉砂壤土和黏粒的土壤最易形成结皮; 陡坡时的结皮程度轻于缓坡, 主要由于陡坡侵蚀, 严重抑制了结皮的形成.

张光远等^[9]通过扫描电镜观测发现结皮层中几乎无团聚体. 颗粒排列紧密, 测其容重发现较结皮前有显著提高. 通过分析结皮的破坏形式, 认为结皮破坏与细沟形成有密切关系. 陆兆熊等^[10]在实验中发现黄土坡面降雨前期有无结皮对总的侵蚀量影响不大, 但对侵蚀过程有明显影响. 这体现了结皮既能减少入渗, 增加径流, 从而增加侵蚀力, 又使土壤表层变得致密坚实, 增加了抵抗侵蚀能力的双重特性. 而Cai等^[11]在黄土上的实验表明有无结皮情况下产流产沙可相差一个数量级. 近年来的研究^[12~14]表明结皮层渗透系数远小于原来土壤剖面的渗透系数, 大大减少土壤入渗量, 使得结皮层以下很长一段时间都处于非饱和状态, 但在不同程度上增强了土壤表层的抗冲能力. 并认为无论地表是否有植被覆盖, 和不同类型的覆盖物, 在雨滴的打击下都会在一定程度上形成结皮层. 且对渗透系数的影响有较大的差别, 即使土壤类型相同, 结皮程度的不同也会导致渗透系数的较大差别. 在裸露土壤上, 结皮层的形成可使渗透系数减小到原来的 4.84%.

结皮过程受土壤组成、降雨、坡度, 以及生物残骸和植物根系残留物化学作用等因素的影响, 十分复杂. 一般来讲, 结皮层对土壤侵蚀的影响主要有两个方面: 一是减少入渗量, 增加产流量; 二是使土壤表层变得致密坚实, 增加了抵抗侵蚀能力. 尽管对这一规律的认识比较统一, 但由于问题的复杂性, 至今对结皮层影响入渗和侵蚀的定量描述仍相对缺乏, 离实际应用尚有相当距离. 尤其在对生物残骸和植物根系残留物化学作用过程的认识上, 仍需要做深入细致的工作.

3 坡面土壤侵蚀类型及其规律

根据侵蚀动力和方式的不同, 土壤侵蚀可分为多种方式. 一般土壤侵蚀可分为雨滴溅蚀、面蚀(片流侵蚀)、细沟侵蚀、浅沟侵蚀、切沟侵蚀等. 除雨滴溅蚀是由于雨滴打击和分散作用造成的外; 其他侵蚀方式是坡面流不同流动形式造成的. 根据坡面流流动发展过程, 也造成了侵蚀方式的演化和发展, 形成了一个相互联系的侵蚀链, 即面蚀(片流侵蚀)→细沟侵蚀→浅沟侵蚀→切沟侵蚀, 逐步发展的过程. 一般来讲, 浅沟和切沟侵蚀已属于沟道冲刷的范畴, 因此, 在这里我们主要讨论与坡面流直接相关的其他三种侵蚀方式, 即雨滴溅蚀、面蚀(片流侵蚀)和细沟

侵蚀.

3.1 溅蚀

溅蚀是指雨滴直接打击土壤表面, 使土壤颗粒发生分散和移动的过程. 雨滴击溅在水蚀中的作用主要是分离土壤颗粒, 进而由坡面水流输送走, 其本身的输运能力很小, 一般不考虑^[15]. 但它是坡面土壤侵蚀, 特别是片流侵蚀(或细沟间侵蚀)的主要物理过程, 坡面流和细沟流输移的大多数土壤颗粒首先要经过雨滴的分散过程.

雨滴溅蚀的原动力是降雨打击作用, 因此雨滴溅蚀主要与雨滴的物理特性、打击作用和土壤特性有关. 早在 20 世纪 40 年代就有学者研究认为雨滴溅蚀取决于雨滴动量、降雨强度及土壤特性, 并通过资料分析建立了雨滴溅蚀总量与雨滴速度、雨强关系的经验公式. 近 20 年来, 更多研究者从影响溅蚀量最直接的因素(雨强、降雨能量、坡度、土壤、强度指标)研究雨滴溅蚀. Park等^[16]将雨滴的分离和溅蚀机理解释为在雨滴-水流-土体系统中的碰撞和 Rayleigh 射流过程. Huang等^[17]用 N-S 方程计算了单个雨滴的喷射过程. Torri^[18]认为雨滴打击在土壤表面时会形成向周边喷射的冠状射流, 其速度取决于雨滴的速度, 这种射流将分离土壤颗粒并将它们向周边喷射. 并更进一步提出了考虑坡面方向和雨滴速度方向的单位雨滴能量溅蚀量积分公式, 但相当复杂, 须数值求解. 实际降雨的溅蚀量则还须研究降雨强度与降雨能量的影响. 江忠善等^[19]系统研究了降雨能量、短历时最大雨强和坡度对溅蚀量的影响, 包括了众多的因素, 具有一定代表性. 得到溅蚀量和降雨能量、短历时最大雨强的复合关系式

$$S_t = a(EI_t)^b \quad (1)$$

式中, S_t 为水平地面单宽总溅蚀量 (g/m), E 为前后两测次间各次降雨的动能, I_t 为相应 (10~60) min 不同时段的最大雨强 (mm/min), a, b 为待定系数. 根据实测资料, 他还给出了降雨侵蚀力指标和坡度因子对溅蚀的综合影响关系式.

Nearing 和 Bradford^[20]通过对不同土壤的试验提出了单个雨滴溅蚀量与雨滴动能和土壤抗剪强度两个参数的关系式

$$D_b = b + aE/\tau \quad (2)$$

式中, D_b 为单个雨滴溅蚀量 (mg), E 为雨滴动能, τ 为土壤抗剪强度 (kPa), a, b 为经验系数. 此式考虑了土壤可蚀性因素, 同时也考虑了雨滴的打击能量, 具有良好的物理基础.

王贵平等^[21]根据 Nearing 建立的方程,考虑了坡度、植被和表土结皮对溅蚀量的影响,建立了单位面积溅蚀量的计算模型

$$D_i = \frac{JaE}{\tau} \exp(d \sin \theta - cC_v) \quad (3)$$

式中 D_i 为溅蚀量 (kg/m^2), J 为结皮因子, a 为经验系数, E 为雨滴动能 (J), τ 为土壤抗剪强度 (kPa), d 为经验系数 (2.68), θ 为坡度, c 为经验系数 (与植物拦截量有关), C_v 为植被覆盖度 (%)。

近年来,更细致地研究了众多因素对溅蚀的影响, Agassi 等^[22]发现溅蚀量随降雨强度和降雨能量的增加而增加,但增加率将受土壤前期含水量、土壤团聚体破坏机理、土壤性质及矿物成分等因素的影响。Bradford 等^[23]先后研究了溅蚀量同土壤强度、前期含水量、表土结皮、坡度等因素的关系。但由于问题比较复杂,实际应用中仍主要考虑雨滴的打击作用,认为溅蚀量主要还是取决于雨滴的动能^[24],如 Amorim 等^[25]从大量观测资料分析建立了溅蚀量与坡度和雨滴动能之间的关系

$$D_i = 0.00006S_0^{0.68071} E_k^{2.07745} \quad (4)$$

式中, D_i 为溅蚀率 (g/m^2), S_0 是坡度 (%), E_k 是雨滴动能 (J/m^2)。

总体上看,坡面溅蚀量研究主要集中在降雨特性、地形因子、土壤特性、植被覆盖等与溅蚀量的相关分析上。多数研究单纯地将溅蚀量与一个指标联系起来,以寻找衡量土壤溅蚀性的定量指标。一些模型将众多因素纳入统一模型中,更有助于对溅蚀的定量分析,但也是在将溅蚀量与一个指标联系定量分析的基础上归纳而成。由于雨滴溅蚀机理很复杂,它包含着土壤、水及植物根系固结系统的相互作用,目前的研究虽对某些影响因素进行了分析描述,但定量结果仍缺乏代表性。因此,雨滴击溅的力学过程以及雨滴打击与薄层水流输沙的关系仍值得进一步地深入研究。

3.2 片流侵蚀

片流侵蚀是指沿坡面运动的薄层水流对坡面土壤的分散和输移过程。一般在坡面上部没有细沟的区域和下部的细沟间部分,土壤侵蚀以片流侵蚀的方式发生,或称沟间侵蚀。目前大多学者认为片流侵蚀的主要根源是雨滴对土壤的分离。片蚀过程中的水流对土壤的分离能力被认为可以忽略^[15],土粒的输运由雨滴和水流共同进行,且片流是沟间地泥沙输移的主要动力。雨滴本身的输运能力主要取决于其顺坡方向的速度,一般认为很小。水流本身仅能输送小颗

粒的悬移质。推移质不能被坡面流单独输运,只有雨滴击溅将之抬起后才能被水流输移,这种流动被称为降雨-水流输移^[26]或降雨诱发水流输移^[27]。当坡面没有细沟发生时,这种输运方式占主导地位,地表会发生不易察觉的降低,整个坡面被成层地侵蚀掉了。

对于坡面流侵蚀土壤的作用,一直有着不同的看法。一些学者将坡面流侵蚀直接与水流切应力联系起来,认为片流侵蚀率正比于水流切应力,最具代表的是 Horton 公式^[28]。他认为侵蚀率 W_s 取决于径流侵蚀力与土壤抗冲力的相对关系,并利用 Maning 公式和连续律,得到片流侵蚀率公式

$$W_s = K_e \frac{c\gamma d^2}{1000d_0^2} \left(\frac{q_* n x}{36} \right)^{3/5} \frac{\sin \theta}{(\text{tg} \theta)^{0.3}} \quad (5)$$

式中, K_e 为侵蚀力作用系数, c 为系数, γ 为水容重, d 为土壤粒径, d_0 为参考粒径, q_* 为净雨率, n 为糙率, x 为距离, θ 为坡度角。实际应用中,更多地是将片流侵蚀率直接与降雨强度联系起来。Meyer 等^[29]用一个幂函数形式表示细沟间(片流)侵蚀率

$$E = aI^b \quad (6)$$

式中, E 为给定降雨时段的细沟间(片流)侵蚀率, a, b 为与土壤性质有关的常数, I 为雨强。进一步考虑坡度影响, Liebenow 等^[30]提出了被 WEPP 水蚀预报模型采用的片蚀经验模型

$$D_i = k_i I^b s_f \quad (7)$$

其中 D_i 为片流输沙率, k_i 为片流侵蚀力,假设完全由降雨产生, I 为雨强, $s_f (= d - f \exp(-g \sin \Phi))$ 为坡度因子(其中 Φ 是坡度角, d, f, g 分别为常数 1.05, 0.85, 4.0)。美国农业部对模型中的 k_i 值做了大量试验研究,积累了广泛的数据。Bulygin^[31]进一步在 WEPP 模型中使用了下列模型

$$D_i = k_i \cdot I \cdot q \cdot (1.05 - 0.85e^{-4 \sin \Phi}) \quad (8)$$

式中 q 是坡面流单宽流量,其他符号意义同前。

一些研究者则认为,坡面流侵蚀力大于土壤抗冲临界力时,土壤才会发生分散和剥蚀,因此片流侵蚀率是坡面流切应力与土壤抗冲临界切应力差值的函数。Foster 等^[32]进一步指出,只有径流含沙量小于其输沙能力,且坡面流侵蚀力大于土壤抗冲临界切应力时才会有侵蚀产生。认为土壤分散率(侵蚀率)正比于坡面流输沙能力与实际输沙率之差,即

$$D_f = D_c \left(1 - \frac{G}{T_c} \right), \quad D_c = K \left(\tau_f - \tau_c \right) \quad (9)$$

式中 D_f 为土壤分散率, D_c 为水流分散能力, G 为水流实际输沙率, T_c 为坡面流输沙能力, K 为土壤可蚀性系数, τ_f 为作用于土壤颗粒的水流切应力, τ_c 为土壤颗粒临界切应力。

根据片流侵蚀的特征, 许多学者建立了坡面流输沙能力模型。Guy 等^[33] 通过实验证明了坡面流输沙能力的两个经验公式, 并将两者相加作为坡面流输沙能力计算式。Rose 等^[34] 根据质量守恒提出了坡面流输沙的理论模型

$$\frac{\partial q_{si}}{\partial x} + \frac{\partial(c_i y)}{\partial t} = e_i + r_i - d_i \quad (10)$$

其中 q_{si} 为单宽输沙率, c_i 为泥沙浓度, y 为水深, e_i 为降雨对土壤的分离率, r_i 为坡面流挟沙率, d_i 为泥沙沉积率。

Sharma 等^[35] 认为降雨分离率与沟间输移率并不相同, 其差别在于泥沙在沟间区的重新分布。他们给出沟间侵蚀率的表达式为

$$D_i = k_i I(E - E_0) s_f \quad (11)$$

其中 k_i 为沟间输移能力, E 为单位面积降雨动能, E_0 为能分离土壤的降雨动能临界值, s_f 与前述一致。他们发现 k_i 值可以仅是土壤黏粒成分含量的简单线性函数。土壤黏粒含量高的将有较低的分选能力值, 但一旦被分离则会较容易被输运走。

Grosh 等^[36] 研究了在陡坡上的片蚀规律, 其实实验坡度最大达 40° 。实验发现在陡坡时绝大部分溅蚀颗粒将向下坡方向运动, 按过去的模型将低估片流侵蚀率, 最大超过 30%。Bradford 和 Foster^[37] 在实验中发现片蚀公式中的坡度因子与土壤前期含水量和土壤组成等因素也有关系, 并提出使用片蚀公式时要注意侵蚀过程, 简单公式有些情况下不能反映实际情况。近年来, 片流侵蚀不断趋向于与溅蚀研究结合^[38~40], 并逐步走上应用阶段, 且开始更合理地考虑片状水流的侵蚀能力。但总体上, 由于受限于对薄层水流运动与输沙规律认识, 大多数结果还是在上述理论框架下的修正和改进, 以及经验和半经验结果。

3.3 细沟侵蚀

3.3.1 细沟发生的临界条件

细沟侵蚀是指坡面流逐渐汇集成股流以后, 冲刷搬运土壤的一种侵蚀方式。细沟在几何形态上可以明显地判断出来, 细沟大小虽然没有严格规定, 但大多研究者已形成共识, 即细沟一般是指降雨产流过程中形成于坡面的、雨后经耙犁, 在地表不留明显痕迹的不规则小沟槽。刘元保等^[41] 曾调查黄土高原的细沟特征, 得到细沟一般为槽形, 宽多为 (5 ~ 20) cm, 深为 (2 ~ 15) cm, 间距 (15 ~ 95) cm。对细沟产

生时的尺度标准, 张科利认为应取径流侵蚀深超过 (0.8 ~ 1.0) cm 为细沟形成的界限值。

关于细沟的形成, 目前认为大致有两种途径。一是在雨滴击溅, 坡面微地貌导致径流集中及水流本身的不恒定不均匀等因素单独或共同作用下, 局部土体被水流破坏, 形成小侵蚀穴。由于其头部的跃水, 水流在小侵蚀穴中发生掏蚀, 使其不断扩大加深, 产生溯源侵蚀, 逐渐形成细沟。二是由于土壤失陷, 水流汇集而成壤中流, 壤中流在下坡段流出地表, 细沟顺其出口发育, 同时壤中流管道顶部塌陷, 形成小跌坎, 而后溯源侵蚀形成细沟。

细沟发生的临界动力学条件一直有很多不同意见, 许多学者分别用坡度、Froude 数、 Re 数、径流量、径流剪切力、径流剪切流速作为指标。Savat 和 Deploey 曾用坡度来表达细沟发生的临界状态, 提出欧洲土壤上细沟发生的临界坡度为 $2^\circ \sim 3^\circ$, 砂壤土的临界坡度为 $6^\circ \sim 12^\circ$ 。他们还试图用 Fr 数来描述细沟发生的临界条件, 通过试验得到, 细沟发生的临界 $Fr_c \geq 1 + 0.0035d$ (d 为土壤的中值粒径, μm)。雷阿林等^[42] 比较了细沟产生时 Re 数, Froude 数和过水断面单位能量值 3 个指标, 发现 Re 数有相对稳定的值, 而 Fr 数变异较大, 因此认为水流湍动是细沟出现的动力学原因, 建议取 Re 数作为细沟出现的判据指标。张科利等^[43] 认为 Froude 数 > 1 是细沟发生的临界水动力条件, 同时还须满足一定的临界流量值, 并根据其实验观测给出了临界流量值与坡度的关系 $q_c = 0.8574(\sin \theta)^{-7/6}$ (q_c 为细沟发生的临界流量, θ 为坡面的坡度)。陆兆熊等^[44] 在加拿大的室内外试验及黄土高原的模拟降雨试验中得到坡面细沟发生的临界剪切流速为 (7 ~ 8) cm/s。

实际上, 仅从水流条件本身来研究并不能完全反映实际情况, 土壤本身性质的差异将显著影响细沟的发生。Rauws 和 Gover^[45] 发现细沟发生的临界条件可以用有效剪切流速与表层土壤饱和黏聚力之间的线形关系来确定发生的临界值, 并给出了统计的关系式。基于其实验数据, 他们认为 (3 ~ 3.5) cm/s 的剪切流速是细沟发生的临界值。

Nearing M A 等的研究证明^[46], 细沟侵蚀主要受制于细沟水流的特征及土壤性质, 受雨滴打击的影响很小。细沟分散土壤的能力与细沟水流的切应力成正比, 对于一定的土壤条件, 细沟侵蚀存在有临界切应力。蔡强国^[47] 给出了细沟发生时土壤抗剪强度和坡度满足的关系式: $Ar = -16.16 + 2.84Kr$ (Ar 是细沟发生的临界坡度, Kr 是土壤抗剪力, kPa)。Collison 和 Simon^[48] 得到细沟侵蚀沟头切割的临界切应力关系式

$$\tau = c' + (\sigma - u_a) \tan \phi' + (u_a - u_w) \tan \phi^b \quad (12)$$

式中, τ 为沟头发展的临界切应力 (kPa), c' 为土壤的有效凝聚力 (kPa), σ 为土壤正应力 (kPa), u_a 是土壤孔隙中的空气压力 (kPa), u_w 是空隙水压力 (kPa), ϕ' 为土壤的有效内摩擦角 ($^\circ$), ϕ^b 为切应力随土壤吸力的增加率 ($^\circ$).

不同学者得到的细沟发生的经验判据均有一定的物理依据, 但由于土壤的性质十分复杂, 在降雨过程中也会发生显著变化, 局部地区的使用准则恐难以推广至更多的地区. 因此在使用时应慎重注意这些判别准则的应用条件和范围.

3.3.2 细沟侵蚀率

坡面出现细沟以后, 水流由漫流转为集中水流, 流速水深有较大增加, 流动和侵蚀特性都将发生本质变化, 侵蚀量有显著增加^[49,50]. 但由于细沟的形成和发展过程具有很强随机性, 且细沟流流态也不稳定, 因此对细沟侵蚀率的理论研究很不成熟, 目前仍以观测和试验资料得到的经验关系为主. Gilley 等^[51] 通过大量观测资料分析, 认为细沟侵蚀率与径流量和坡度之间有较好的指数关系

$$E = aQ^b S_0^c \quad (13)$$

式中 E 为细沟侵蚀率, Q 为径流量, S_0 为坡面的坡度.

张科利^[43] 利用这一关系, 对水槽冲刷试验资料进行多元回归分析, 得到一个与 Gilley 的结果十分接近的细沟侵蚀率估算公式

$$E = 0.035Q^{1.065} S_0^{1.811} \quad (14)$$

郑粉莉等^[50] 则利用调查、量测的方法, 研究了坡耕地细沟侵蚀的影响因素, 得到一个降雨动能和径流能对细沟侵蚀量的影响关系. 蔡强国等^[52] 在分析前人的研究成果和试验结论基础上, 根据实测资料, 得到细沟侵蚀模数与细沟水流侵蚀力和表土抗剪强度的关系.

除了一些从资料分析得到的经验关系外, 目前已有一些具有物理基础的细沟侵蚀模型应用于实践. WEPP 模型中的细沟侵蚀模型是一个被使用较多的模型, 它认为细沟中的水流侵蚀仍满足质量连续律, 并假设细沟中的输沙过程为恒定过程, 采用下述方程来描述^[53]

$$\frac{dq_s}{dx} = D_r + D_i \quad (15)$$

其中 q_s 为细沟中的单宽输沙率, D_r 是细沟侵蚀率, D_i 是细沟间侵蚀率. 细沟间侵蚀的泥沙被认为全通过细沟输移. D_r 可用下式计算

$$D_r = k_r(\tau - \tau_c) \left(1 - \frac{q_s}{T_c}\right) \quad (16)$$

其中 k_r 是细沟可蚀性因子, τ 为水流切应力, τ_c 为水流临界切应力, T_c 为水流输沙能力.

Elliot^[54] 建立了一个考虑 3 种侵蚀过程的细沟侵蚀模型, 该模型包括水流下切侵蚀, 沟头溯源侵蚀, 边壁崩塌和淋溶浅蚀 4 个部分, 总侵蚀率可写为下切侵蚀率、沟头溯源侵蚀率、边壁崩塌率和淋溶浅蚀率之和. 经过对各项的物理分析和参数化模拟, 最后得到

$$D_r = k_r(\tau - \tau_c) + k_h P + k_s H_c^2 / w_r + k_d / M_c \quad (17)$$

其中 k_r, k_h, k_s, k_d 分别是每一过程相应的系数, $\tau - \tau_c$ 为水流切应力和土壤临界切应力差值, p 为水流功率, H_c 为细沟侧壁高度, w_r 为细沟宽, M_c 为土壤前期含水量.

Lei 等^[55] 发展了一个更复杂的有限元细沟侵蚀模型, 重点计入了细沟侵蚀过程中的地形变化, 由此导致的细沟形态变化, 以及水力因子变化, 较好地考虑了细沟水流与侵蚀的相互作用和反馈过程. Cochrane 和 Flanagan^[56,57] 考虑雨强变化引起的漂流作用, 通过细致实验研究得到下列细沟侵蚀模型

$$G_{out} = G_{in} + (X_{out} - X_{in})(\beta\omega_f/q)(T_c - G) \quad (18)$$

其中 G_{out} 和 G_{in} 代表出口和进口水流携带泥沙率 (kg/ms), $X_{out} - X_{in}$ 代表沿坡面向下距离 (m), β 是一个无量纲湍流参数, ω_f 是颗粒沉降速度 (m/s), q 是水流单宽流量 (m²/s), T_c 为水流输沙能力 (kg/ms), G 为水流实际输沙率 (kg/ms).

近年来, 有关细沟侵蚀的动力学模型不断得到发展, 如将河渠非饱和输沙理论引入细沟侵蚀模型^[58,59], 并开始尝试非恒定输沙过程的描述^[60] 等. 但总体上讲, 由于细沟产生、发展过程的不确定性, 目前的细沟侵蚀预报模型仍不成熟, 有待于进一步的完善与提高.

4 坡面流输移能力公式

不论是沟间侵蚀还是细沟侵蚀, 坡面流的输移能力都是一个重要参量. 由于坡面流输沙的复杂性, 直接建立较有理论性的输沙公式相当困难. 许多学者希望将明渠流动中较为成熟的一些公式移植至坡面流中来. Smart^[61] 发现, 由于坡面流与河道水流的差别, 用河道输沙公式直接模拟坡面流输移能力会有较大误差. 经典的推移质输沙公式, Meyer-Peter 公式不能用于陡坡, 该公式在坡度大于 3% 的坡面上将系统地低估实际值, 而在 20% 的坡面上, 预测值将较实际值小一个量级.

Alonso 等^[62] 检验了 9 个河流输沙力公式, 其中全沙公式有 Acekers 和 White, Englund 和 Honsom, Yang, Laursen, Einstein-Meyer, 推移质公式有 Meyer-Peter 和 Muller, Bagnold, Yalin. 他们采用 739 组实际资料来检验上述公式, 其中 40 组野外资料, 523 组水槽试验资料, 176 组凹形坡上试验资料. 结果表明, 对于坡面流, Yalin 公式与实际资料最为吻合, Meyer-Peter & Muller 公式次之, 其余公式均不能用. Julien 和 Simons^[63] 研究了一些推移质输沙率公式对片流侵蚀的适用性. 首先由因次分析导出坡面流输沙能力简化公式 $q_s = \alpha q^\beta s^\gamma$, 其中 q_s 为单宽输沙率, q 为单宽流量, s 为坡度, α, β, γ 为系数. 作者将所分析的 14 个公式均化为上述形式, 然后将各公式的指数与实际资料比较, 发现 β 值多数在观测范围内, γ 值则往往远大于实测值. 结果表明仅 Englund-Hanson 公式可以接受, Yalin, Brown 和 Shields 公式可用但结果不好, 据此作者认为大多现有公式不能用于片流输沙率计算.

Moore 等^[64] 发现基于水流单位能量概念的 Yang 公式既能较好模拟片流输沙也能对细沟流输沙得到较好结果. Lu 等^[65] 检验了 7 个推移质公式和 3 个全沙公式后, 认为 Englund-Fredsoe 公式结果最好, Meyer-Peter & Muller, Einstein, Bagnold 公式也能给出较好结果.

Govers^[66] 认为以往检验公式时所使用的资料范围均较窄. 如 Alonso 等人的资料中底坡均不超过 0.07, 粒径在 (0.15 ~ 0.35) mm 之间; Moore 和 Burch 的资料底坡均低于 0.05, 中值粒径在 (0.1 ~ 0.45) mm 之间; Lu 等的资料则单宽流量较小. 为此作者进行了更大参数范围的试验. 其试验资料中颗粒中值粒径为 (0.058 ~ 1.078) mm, 坡度范围为 0.017 ~ 0.21, 单宽流量范围为 $(2 \times 10^{-4} \sim 150 \times 10^{-4}) \text{m}^2/\text{s}$, 共有 465 组实验数据. 根据实验流量, 其数据更接近坡面细沟水流冲刷情况. 作者选用了 6 家公式: Meyer-Peter & Muller, Yalin, Yang (2 个), Low, Lu. 其中 Low 公式是几家公式中唯一用陡坡试验数据建立的. 验证结果表明, 没有一家公式能在整个试验结果跨越 6 个数量级的范围内与测量值吻合较好. 但比较而言, Low 公式的结果较为可靠. 正如作者所言, 其试验资料对细沟流更具代表性, 对较小的输沙率, 公式尚有偏离. 另外其选沙的粒径偏大, 公式对黏性颗粒的效果如何尚难以断言.

汤立群, 陈国祥^[67] 建立了一个坡面径流侵蚀力公式, 并将之运用于黄土高原的产沙计算中. 其基本思想是用径流的有效剪切力与径流侵蚀力建立关系, 在计算水流临界切应力时考虑了坡度的影响, 作者将之用于小流域次洪水侵蚀产沙计算中, 认为计算

结果能与实测值符合较好. 总的来讲, 对坡面流输沙公式的研究主要集中于对明渠水流输沙公式在坡面流中适用性的校验, 完全针对坡面流输沙的研究十分有限, 直至目前仍缺乏有代表性的研究和进展.

5 土壤侵蚀的坡度界限

土壤侵蚀受坡面本身条件的影响很大, 如坡长、坡度、坡面的植被覆盖情况都对坡面侵蚀有重要影响^[68~70], 其中坡度是影响坡面流侵蚀的重要因素之一. 同样的降雨条件下, 坡度不同, 土壤流失程度也有较大差别. 许多研究表明, 在一定条件下, 土壤侵蚀量与坡度成正比关系. 汤立群和陈国祥^[67] 在小流域产沙模型中建立的坡面土壤侵蚀量关系式, 也表明土壤侵蚀量与坡度成正比. Wu 和 Wang^[71] 认为坡度减小和坡面阻力增大可导致坡面流侵蚀率的减小. Sheridan 和 So^[72] 也得到土壤侵蚀率 (S) 和坡度之间的关系式: 仅片流侵蚀时有

$$S = -1.50 + 6.51/[1 + \exp(0.94 - 5.30 \sin \theta)]$$

片流侵蚀与细沟侵蚀同时发生时

$$S = -1.12 + 16.05/[1 + \exp(2.61 - 8.32 \sin \theta)]$$

但更多的实测和人工降雨试验资料表明, 土壤侵蚀量随坡度增大而增大的规律仅在一定范围内成立, 当坡度超过一定限度时, 侵蚀量与坡度又成反比关系. 如 Yaur 和 Klein^[73] 发现, 在一定坡度的坡面上泥沙输移量与坡度出现反比关系.

坡面土壤侵蚀存在着界限坡度, 已越来越被人们所接受. 但得到的坡度界限却有较大差异. 如 Renner 在分析爱达荷洲博伊斯河流域的野外资料时, 得到当坡度超过 40.5° 时侵蚀量反而随坡度增大而减小. 陈法扬^[74] 采用人工降雨实验得到土壤侵蚀的坡度界限仅为 25°. 还有许多学者各自都得到不同的侵蚀界限坡度^[75,76]. 说明影响坡度界限的因素十分复杂, 研究方法、研究对象和观测手段不同, 得到的界限坡度也不相同. 胡世雄和靳长兴^[77] 对造成界限坡度差异的原因进行了分析, 认为凡是认为界限坡度超过 30° 者, 都包括了各种侵蚀过程; 凡是认为界限坡度在 20° ~ 30° 者, 都有意或无意将侵蚀界定在面蚀范围内; 凡是认为界限坡度在 20° 以下者, 多是在沙漠或火山灰土壤上得出的结论, 而且多以溅蚀和片蚀为主.

Horton^[28] 早在 20 世纪 40 年代, 就对土壤侵蚀的坡度界限进行了理论分析. 在不考虑土壤入渗的情况下, 从运动波假设出发, 结合 Manning 阻力公式, 分析了坡度变化与径流深的关系, 从而导得水流切应力随坡度变化的关系式, 通过求解函数极值得到的坡

度界限为 57° 。曹文洪^[78]进一步考虑了坡面糙率、土壤颗粒、降雨、入渗及径流长对坡面水流切应力的影响,从理论上分析了坡面土壤侵蚀的界限坡度,得到关系式

$$\frac{0.9 \sin^2 \alpha - 0.7 \cos^2 \alpha}{\sin^{0.3} \alpha \cos^{1.1} \alpha} = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \frac{d}{[n(I-f)L]^{3/5}} \quad (19)$$

式中, α 为侵蚀界限坡度, γ_s, γ 分别为土壤和水的容重, d 为土壤颗粒粒径, n 为 Manning 糙率系数, I 为降雨强度, f 为土壤入渗率, L 为坡长。说明坡度界限并非常数,还受到坡面糙率、土壤颗粒、降雨及入渗等因素的影响。并得到坡度界限接近于 41° 。

这些分析都只考虑了水流的冲蚀能力,而没有对土壤抗冲蚀能力和水流输沙能力进行分析。刘青泉等^[79]更进一步考虑了水流冲蚀能力、土壤抗冲蚀能力和水流输运泥沙的速度受坡度的影响,得到坡度界限

$$\begin{aligned} & [\sin^{0.7} \theta_m \cos^{0.6} \theta_m (\cos^2 \theta_m - \sin^2 \theta_m)] / \\ & N_0 \cos \theta_m (0.3 \cos^2 \theta_m - 1.4 \sin^2 \theta_m) - \\ & \sin \theta_m (1.3 \cos^2 \theta_m - 0.4 \sin^2 \theta_m) = \\ & \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \frac{d}{[n(I-f)L]^{3/5}} \quad (20) \end{aligned}$$

式中, θ_m 为侵蚀界限坡度, N_0 为土壤摩擦系数,其他符号意义同式(19)。同样说明土壤侵蚀的界限坡度是一个变量,随颗粒粒径、容重、坡面糙率、径流长度、降雨入渗差值(净雨量),以及土壤摩擦系数等因素的不同而改变,一般情况下土壤侵蚀的坡度界限值应在 $41.5^\circ \sim 50^\circ$ 范围内。进一步通过数值模拟得到,坡面出口处的侵蚀率在 45° 左右为最大值。但由于侵蚀率沿坡面的非线性分布,最后导致累计侵蚀量在 25° 左右最大^[60]。这也可能正是许多实验得到界限坡度为 20° 多度的主要原因(大多实验观测的为累计侵蚀量)。应该说,对坡面侵蚀界限坡度的研究取得了不少新的结果,但仍存在着认识上的不同。有关侵蚀界限坡度的深入认识还有待于进一步的理论探讨,以及对实验和观测资料的细致分析。

6 侵蚀预报模型

土壤侵蚀预报模型的研究历史已有半个多世纪,发展了众多模型。这些模型主要可分为经验模型和以侵蚀过程为基础的动力学模型。由于土壤侵蚀涉及的物理过程复杂,影响因素众多,早期的预报模型并不着重其物理过程,而主要通过分析影响因素建立经验关系。自 20 世纪 50 年代以来,国际上发展了许多区域性的经验方程。从 50 年代中期开始, Wischmeier 等人收集了美国 21 个州 36 个地区的 200 多

个小区的 6 500 个暴雨资料, 8 250 个小区每年土壤侵蚀资料和 2 500 个每年降雨冲刷模拟数据,对各因素不同排列组合进行多重回归试验分析,得到了通用土壤流失方程(universal soil loss equation, USLE)^[80],并成为最具代表性的经验模型

$$A = RKLSCP \quad (21)$$

式中, A 为单位面积多年平均土壤流失量 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$); $R = EI$ 为降雨侵蚀力,其中 E 为降雨动能 ($\text{kg} \cdot \text{m} / \text{m}^2 \cdot \text{mm}$), $E = 1.213 + 0.890 \lg I$, I 为雨强 (mm / h); K 为土壤侵蚀性因子; $L = (x/22.13)^\alpha$ 为坡长因子, α 是指数, x 为坡长 (m); $S = 0.065 + 0.045s + 0.0065s^2$ 为坡度因子, s 为坡度百分数; C 为作物管理因子,包括植被、作物种植顺序、生长时期、栽培措施、作物残余物、降雨分布作用等; P 为土壤保持措施因子,指采用专门措施后土壤流失量与采用顺坡种植时土壤流失量的比值。

尽管该模型称之为通用土壤流失方程,其数据库是基于美国洛基山脉以东地区。模型主要适用于 $0\% \sim 7\%$ 的蒙托土缓坡地。USLE 方程没有考虑泥沙的输移与沉积,只限于坡面侵蚀,不包括沟蚀。模型在理论上的缺陷为相互作用的变量重复计算,而其他因子间的交互作用则被忽略,且与土壤侵蚀紧密相关的径流因子未包含在方程之内。因此,对其改进和发展的工作一直未间断,并促发其成为一个计算机化的预报模型。Renard 等人^[81]从 1985 年开始,历经多年,建立了改进的通用土壤流失方程——RUSLE(revised universal soil loss equation)。RUSLE 保留了 USLE 方程的基本形式,但每个因子的计算有了改进。扩展降雨侵蚀力因子至美国西部,确定了土壤可蚀性因子的季节性变化,坡长坡度因子考虑了土壤对细沟的敏感性,土地覆盖和管理因子采用了子因素分析法,将 C 分解为土地使用方式因子,植被覆盖因子,地表组成因子,地表糙度因子,土壤水分子因子,对每个子因子分别进行研究模拟,更仔细地研究了农地和草地上各种水保措施对 P 因子的影响。

USLE 及 RUSLE 方程一直沿用至今,其研究方法长期影响了以后的学者,许多国家也引入了 USLE 方程,应用至本国的环境与水保措施评价中。但由于其数据来源为美国部分地域,在不同环境区域,须对其各个因子的计算公式作进一步的检验和改进。近年来, RUSLE 模型在美国也不断得到新的发展^[82],新改进的 RUSLE2 模型已于 2003 年投入应用。该模型是一个基于 windows 窗口界面的新模型。其土壤流失方程仍用于估计长期的片流和细沟侵蚀,但计算因子建立在以天为单位的时间步长上。

我国学者针对黄土高原的具体情况,也总结出了一些预报土壤侵蚀的经验公式.如蔡强国等^[52]提出了黄土丘陵沟壑区典型小流域侵蚀产沙过程模型,分别对坡面、沟坡和沟道提出了不同的子模型.其中有代表性的有,黄河水利委员会水利科学研究院公式

$$M_s = \frac{51.1}{C^{0.15}} P^{1.2} I^{1.5} S^{0.26} P_A^{0.48} L^{0.01} \quad (22)$$

式中 M_s 为坡面侵蚀模数 (t/km^2), C 为植被度 (%), P 为次暴雨降雨量 (mm), I 为次暴雨平均雨强 (mm/min), S 为坡度 (%), P_A 为前期土壤含水量 (%), L 为坡长 (m).

中国科学院西北水土保持研究所公式

$$M_s = 3.27 \times 10^{-5} (EI_{30})^{1.57} S^{1.06} \quad (23)$$

式中 M_s 为坡面侵蚀模数 (kg/m^2), E 为降雨动能 ($kg \cdot m/m^2$), I_{30} 为 30 min 的最大降雨强度 (mm/min); S 为坡度 ($^\circ$).

即使像 USLE 和 RUSLE 这样基于大量数据的统计模型,也仅能预报特定区域一段时间的总产沙量,无法知道侵蚀过程中相关因素的变化过程.随着侵蚀动力学过程研究的不断深入,越来越多的学者从动力学角度出发,相继开发了一系列基于物理过程的动力学模型.如 CSU 模型 (1975), ARM 模型 (1976), ANSWERS 模型 (1977), CREAMS 模型 (1980), KINEROS 模型 (1990), LISEM 模型 (1996), WEPP 模型等.其中最具有代表性的是 WEPP 模型.

WEPP 模型 (water erosion prediction project) 是 1986 年美国农业部等 4 家单位开始联合开发的新一代基于物理过程的土壤侵蚀预报模型,也是一个逐日预报土壤侵蚀和泥沙输移的模型.该模型分为 3 个版本:坡面版本、流域版本和网格版本^[83].其中坡面版本是其基本模型. WEPP 使用运动波模型计算产流过程,方程的求解使用一种半解析法或更简单的近似方法以节省计算时间. WEPP 的坡面土壤侵蚀用两种方式表达: (1) 在沟间坡面上,土壤颗粒由于雨滴的打击和片流的作用而剥离; (2) 在沟内,土壤颗粒由于集中水流的作用而剥离、输运或沉积.侵蚀计算以单位沟宽或单位坡面宽为基础.描述坡面侵蚀过程中泥沙运动是基于稳态的泥沙连续方程

$$\frac{dG}{dx} = D_r + D_i \quad (24)$$

式中, x 为向坡下的距离, G 为单位宽度斜坡的土壤流失量 ($kg \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$), D_i 为雨滴造成的沟间泥沙向沟内的输运量 ($kg \cdot s^{-1} \cdot m^{-2}$), D_r 为细沟内侵蚀量. 其中

$$D_r = D_c \left(1 - \frac{G}{T_c} \right) \quad (25)$$

式中, T_c 为水流的单宽输沙能力 ($kg \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$), T_c 在 WEPP 中由 $T_c = K_t \tau^{3/2}$ 确定,这里 K_t 为泥沙搬运系数 ($m^{0.5} \cdot s^2 \cdot kg^{-0.5}$), τ 为水流切向应力 (Pa); D_c 为沟中水流剥离土壤的能力, $D_c = K_r (\tau - \tau_c)$, 其中 τ 为水流对土壤的剪切应力, τ_c 为土壤的临界抗剪切应力, K_r 为沟内可蚀性参数.

$$D_i = K_i S_f I^2 G_e C_e \quad (26)$$

这里 K_i 为沟间土壤可蚀性参数 ($kg \cdot s^{-1} \cdot m^{-4}$), S_f 为坡度校正因子, I 为雨强, G_e , C_e 为植物、碎石的保护作用.

总的土壤侵蚀方程为

$$\frac{dG}{dx} = K_r (\tau - \tau_c) \left(1 - \frac{G}{T_c} \right) + K_i S_f I^2 G_e C_e \quad (27)$$

WEPP 模型的计算过程相当多,除产流和侵蚀过程外,还要计算降雨入渗、地下水平衡、植物生长和残茬分解、土壤冻融、耕作影响等过程,得出一系列参数,如土壤密度、饱和导水率、表面糙率、侵蚀参数等,是至今为止最复杂的土壤侵蚀预报模型. WEPP 模型功能强大,应用也很广泛,并且在应用中不断得到改进和发展^[84,85].如 Huang 等^[86]建议对 WEPP 模型中的侵蚀过程模型进行修改,得到如下土壤侵蚀方程

$$\frac{dq_s}{dx} = \alpha (T_c - q_s) + E - \beta q_s \quad (28)$$

式中 q_s 为表面泥沙单宽分散率, x 为空间坐标, α 是系数, T_c 为是坡面流输沙能力项, E 是由于非流动引起的泥沙源 (或汇), B 是重力沉积率参数.随着 GIS 技术的发展,将 WEPP 模型与 GIS 结合起来建立数字化评估模型等^[87].尽管 WEPP 模型在很多地区得到成功应用,但还存在一些不足之处.它所依据的资料都来自缓坡小区,且它按稳定状态模拟侵蚀过程,与实际情况有相当差别.

除了 WEPP 模型外,还有一些有代表性的模型也得到了广泛应用.如 ANSWERS 模型 (areal non-points source watershed environment response simulation 区域非点源环境响应模拟)^[88],该模型是一个用网格方法模拟不均匀小流域暴雨条件下水文特征和产沙状况的水文模型,可以与 GIS 连接并利用遥感数据,其土壤侵蚀预报以 USLE 为基础. AGNPS 模型 (agricultural non-point source),该模型是一个基于事件的分布模型,被广泛地用来模拟表面径流、泥沙,以及营养物输运^[89,90]. KINEROS 模型 (kinematic erosion simulate model 动力侵蚀模型)^[91],该模型是一个面向时间的物理过程模型.其流域被划分为一系列坡地和沟道单元,用 Smith-Parlange 渗透模

型和运动波模型模拟地表径流过程。描述坡面水流、渠道水流和侵蚀、泥沙输运等方程,用有限差分技术求解,可以模拟时空变化的降雨、入渗、产流和侵蚀过程,还可模拟人类活动对洪水和泥沙输移的一些影响。LISEM (limburg soil erosion model) 模型^[92,93],该模型是荷兰几家大学和研究所联合开发的土壤流失和径流定量评价模型。它是一个在 GIS 环境下开发,能与栅格 GIS 完全集成的物理模型。LISEM 考虑降雨、截流、填洼、渗透、水分垂直运动、坡面沟道水流、土壤分离和泥沙输移等过程,还考虑了拖拉机轮子压痕和田间小路对水文和侵蚀的影响,并对这些子过程分别建立了模型。LISEM 通过与 GIS 系统的完全集成,可以实现对网格的自动剖分及海量数据的自动采集输入和内插取值以及结果以地图形式等方式清晰明了的输出。其预报过程也较多地应用了基于物理过程的数学关系,所需参数都可以在野外和实验室测定,但其中的部分过程如输沙过程仍采用了经验性关系,有待发展物理性方程进一步完善。还有如 GCM 模型 (general circulation models) 也得到了很好的应用^[94]。

近 10 年来,国内的土壤侵蚀动力学模型也得到了初步的发展。如吴长文等^[95]利用侵蚀水动力学原理,用一维水流模型,得出坡地侵蚀模型。戚隆溪等^[96]运用 St. Venant 方程描述坡面水流,建立了坡面土壤侵蚀模型。陈力^[58]从非饱和输沙理论出发,建立了物理基础明确的细沟侵蚀动力学模型。向华^[60]考虑了坡面流输沙的非稳态过程,建立了包括细沟和细沟间侵蚀的坡面侵蚀模型。还有如王孟楼、张仁建立的次暴雨产沙模型,谢树楠等建立的黄土沟壑区暴雨产沙模型,蔡强国的小流域模型等。其中,陈国祥等建立的小流域产流产沙模型^[97]具有一定的代表性。该模型按自然水系划分流域,将流域中每个单元概化为“一本打开的书”,“书”的交线为沟道部分,两面为坡面部分。采用 Horton 方程计算降雨入渗,用运动波方程计算坡面和沟道汇流。模型可以模拟流域次暴雨洪水产沙过程,也能计算年产流产沙量。模型在黄土高原部分地区得到实际应用。但模型中水文参数使用也较多,一定程度上将影响模型的客观性。

此外还有一些学者,根据降雨-径流-产沙的随机特性建立的随机模型^[98,99],也得到了很大的发展和应用。随着近年来神经网络在处理复杂输入输出关系系统中的成功运用,另有一些研究者开始尝试将人工神经网络 (ANN) 理论用于坡面侵蚀产沙预报^[100,101]。

近年来,随着人们对土壤侵蚀模型研究的不断细化,开始逐步考虑土壤侵蚀空间分布的不均匀性,

一些二维土壤侵蚀模型逐步得到发展和应用^[102,103]。其坡面流运动仍采用运动波理论,将其推广到二维情况

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial u_x h}{\partial x} + \frac{\partial u_y h}{\partial y} &= q \\ u_x h &= n_x^{-1} h^{5/3} I_0^{1/2} \cdot I_x / I_0 \\ u_y h &= n_y^{-1} h^{5/3} I_0^{1/2} \cdot I_y / I_0 \end{aligned} \quad (29)$$

式中, h 是水深 (m), q 是净雨量 (单位长度单位宽度的侧向流量 m/s), n_x, n_y 分别为 x 和 y 方向上的 Manning 阻力系数, I_x, I_y 分别为 x 和 y 方向的坡度, I_0 为水流方向的坡度, u_x, u_y 为水流在 x 和 y 方向上的流速分量 (m/s)。

土壤侵蚀采用下列二维方程

$$\rho_s \frac{\partial hC}{\partial t} + \frac{\partial g_x}{\partial x} + \frac{\partial g_y}{\partial y} = D_i + D_r \quad (30)$$

式中, h 为水深 (m), C 为泥沙体积浓度 (m^3/m^3), ρ_s 为土壤 (泥沙) 颗粒的密度 (kg/m^3), t 是时间 (s), g_x, g_y 分别为 x 和 y 方向的泥沙输移率 (kg/ms), D_i 是片流 (沟间) 侵蚀率 ($\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$), D_r 细沟侵蚀率 ($\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$)。 D_i 和 D_r 采用 USLE 模型公式进行计算

$$\begin{aligned} D_i &= C_i C_{if} K_{if} I^b S_f \\ D_r &= C_r C_{rf} K_{rf} (\tau - \tau_c)^{1.5} \end{aligned} \quad (31)$$

这里, C_i 和 C_r 分别为细沟间和细沟侵蚀系数, C_{if} 和 C_{rf} 分别为细沟间和细沟侵蚀的作物管理因子, K_{if} 和 K_{rf} 分别为细沟间和细沟侵蚀力因子, I 为雨强, S_f 为坡度影响因子 ($S_f = 1.05 - 0.85e^{-4 \sin \theta}$, θ 为坡度角), τ 和 τ_c 分别为细沟流切应力和泥沙冲刷临界切应力。

总体上讲,土壤侵蚀模型发展至今,已有相当的规模和较高的使用价值,其与高新技术的结合更使它具有了蓬勃的生命力。然而物理基础的薄弱仍是它尚未完全克服的缺陷,这还需要不断加强侵蚀过程物理机理的研究,逐步改变它的现状,更好地发展和完善土壤侵蚀预报模型。

7 土壤侵蚀的试验研究方法

试验研究是土壤侵蚀最基本,也是最重要的研究方法,土壤侵蚀的实验方法一直受到人们的重视。从对侵蚀过程的定性了解到各种定量数据的获取,以至模型、公式的验证,无不借助于试验^[104]。尤其是降雨产流和侵蚀输沙的动态变化过程及各种相关因素的定量变化规律,这些只能依靠人工降雨冲刷试验和野外的定位小区观测来获取。土壤侵蚀实

验包括众多方面,多年来,在土壤侵蚀研究实践中发展了许多实验及观测方法,在此只对与动力过程相关的部分内容简要介绍。

人工模拟降雨,它能大大提高工作效率,不再需要等待自然降雨的发生。在相当短的时间内获得大量资料,还能系统有效地控制影响因素。人工模拟降雨研究始于20世纪30年代,初时由于对雨滴打击认识的不足,降雨特征与天然情况不符。其后随着对降雨动能认识的深入,逐渐设计出较为理想的降雨机,使下落雨滴能够达到终速。目前常用的有下喷式、侧喷式、旋转式以及方便用于野外试验的便携式降雨机。陆兆熊等^[105]曾设计过全坡面大型模拟降雨试验装置,在28.1m×10m的坡面上进行了全坡面降雨模拟试验。这种大型装置有利于研究较大区域内的径流侵蚀产沙全过程,对深入理解侵蚀产沙过程很有意义。目前大多数降雨机还只能进行定雨强试验,与天然降雨的雨滴滴谱、终点速度、降雨动能与雨强的关系等尚有一定差异,在这方面还需进一步的研究。

土壤入渗试验,目前尤其在野外,多采用双环法,即使用两个同心金属圆筒,直径分别为30.5cm和60.5cm,插入土中10cm,内环保持15cm水头,外环中也注水防止水分侧向运动。实验中测量累积入渗量并通过相应分析转换为饱和渗透率^[106]。蒋定生^[107]曾提出由于仪器本身的问题,双环法、模拟降雨入渗法、Guelph渗透仪法、Guelph入渗仪法等方法测量值相差较大,双环法测值属相对较小者。但从其测试平均值看,最小也达到0.82mm/min,这使得一般暴雨都很难在这些土地上产流。因此一般都要对测试值进行经验修正。近来有人用更先进的TDR仪,测量土壤水分得到入渗过程^[108],但尚未有成熟的结果。土壤入渗的测试是一个还需要深入研究的课题,现有的仪器尚难以得出令人满意的结果。

坡面流流速量测,这是水蚀过程试验中十分重要的一个部分。由于坡面流水深极薄,常规的观测大多无法使用,因此一般实验中多使用示踪剂法。一种示踪法是荧光染色法^[109],它通过荧光剂测量水流中的一团荧光染色剂的中心经过一段距离所用的时间,从而得到水流速度。但这需要一台荧光计,而且这种方法具有一种内在的矛盾:一方面,它需要一段尽量短的距离(0.5m以内)以避免过多引入水流空间变化带来的误差;另一方面,它又需要一段相当长的距离(最少要几米)以保证染色剂的混合^[110]。最常使用的方法是颜料示踪法。颜料示踪法用一种有色颜料注入水中,以此确定水流流过一段距离的时间,得到水流的表层流速。然后乘以一定系数得到水流的平均流速。层流时,该系数为0.67,混合水流时系数为0.70,湍流时系数为0.8。实际上,几乎所有测得的流速均

是最大表层流速,而非平均表层流速。Abrahams等^[110]提出一种断面分段法,将每个断面分为若干个子断面,分别测量其中的流速,再进行平均得到平均的表层流速。但这种方法需时太长,在有些时候来不及测量所需参量,并且劳动强度也较大。陆兆熊等^[44]在野外试验中使用了盐液示踪的方法。试验时,在水流中相隔一定距离处插入两根探针,在上游探针处注入少量盐水,通过测量盐水流过两根探针时的电压变化,得到水流的流速和平均流速。这种方法的优点是可以较准确地得到水流的平均流速和最大流速,但由于信号接收精度的缘故,仅适用于水流集中水深较大的水流,对很浅的坡面流则不适用了。坡面流速的测量到目前为止尚未找到比较精确、简单易用又适应性广的方法,由于问题本身的特殊性,这方面的进展可能会相当困难。

土壤侵蚀率的量测,也是一项较为困难的工作。目前一般仅能在试验坡面的出口处取得含沙量和径流量的时间系列值,对于中间断面的取样难以进行,且容易破坏实验的自然进程。一种可能解决此困难的方法是REE(稀土元素)示踪法^[111]。这种方法是多种稀土元素按一定浓度释放于坡面不同坡段上,试验时,在出口处测量坡面总侵蚀量,并分析所采取沙样中的各种元素含量,就能够得到整个坡面不同位置的侵蚀率数据。这种方法工作量大,程序复杂,对仪器设备要求高,尚未能大范围推广使用。另外,大气沉降示踪核素示踪法近年来被用于定量研究坡面侵蚀过程^[112~114]。大气沉降示踪核素⁷Be, ²¹⁰Pb_{ex}, ¹³⁷Cs。在未扰动的土壤剖面中的分布深度不同,⁷Be仅分布在土壤表层(0~1)cm的范围内,²¹⁰Pb_{ex}分布在土壤剖面(0~10)cm的范围内,¹³⁷Cs可分布在(0~30)cm的范围内,由此,不同的核素在不同的深度敏感性不同,可以根据3种核素在背景值剖面中的分布规律,定量研究片蚀和沟蚀。另外通过采集径流样,对坡面径流不同时刻核素含量的分析,可了解不同侵蚀类型随时间的变化规律。

在土壤侵蚀的模拟实验中,有的学者提出了相似性问题,希望通过室内实验模拟实际流域的响应问题。由于侵蚀问题涉及的过程较多,流动本身的几何尺度相差甚远,因此正态模型不可能成功,且试验不可能同时满足重力、阻力、表面张力等多种相似准则,只能选择主要的准则。沈冰等^[115]提出,须以原型和模型的系统响应相似为基本前提,研究如何从模型结果向原型结果转化的问题。作者认为首先须研究坡面漫流和地下径流的动力相似准则,并设想须用某种流体代替水并用某种固体物质代替土来进行试验。但这一问题过于复杂,实行起来困难重重,尚难以看到可能的进展。

8 结 语

总体上讲,目前土壤侵蚀研究主要是围绕环境、农业和土地利用要求而进行的。以土壤侵蚀的基本过程、观测数据,以及土壤侵蚀模型为基础,进而探讨土壤侵蚀的预报、土壤侵蚀保护措施,以及土地利用计划。而在这些问题中,土壤侵蚀动力学过程的研究和基于物理过程的预报模型将起着越来越重要的作用。多年来世界范围内都投入了大量的研究,取得了显著进展,并逐步应用于实际问题。动力学研究方法已经逐渐渗透到土壤侵蚀研究的各个方面,并已经使人们的认识有了较大的提高,并将进一步促进人们对土壤侵蚀机理的深入理解和定量化预报水平。但因问题十分复杂而多样化,目前的研究仍带有较强的经验色彩,一些过程的机理还不完全清楚,许多参数或影响因素的描述还缺乏物理性较好的表达。同时土壤侵蚀的定量描述和大尺度模拟预报仍很不成熟,有待于从野外观测、试验研究、理论分析等方面进一步细致研究。

纵观土壤侵蚀动力学过程的研究现状和存在的不足,在今后一个时期内,土壤侵蚀动力学研究将会继续得到新的发展。尤其在下列几个方面将会引起人们更多的注意,并需要深入细致的研究:

(1) 土壤侵蚀演化的动力学机理。研究侵蚀链演化过程及各种侵蚀类型的转化过程和条件,尤其是从面蚀到细沟侵蚀的转化,这将是合理预报土壤侵蚀的关键环节之一。

(2) 复杂条件下的土壤侵蚀过程。如不同的地貌特征、不同的植被覆盖,以及不同的土地利用方式等,都对土壤侵蚀过程和侵蚀量有很大的影响。

(3) 土壤侵蚀相关参数的细致率定。土壤侵蚀的准确定量化是迫切需要解决的问题,与此相关的各主要参数率定是关键。由于世界各地土壤特性,以及地表特征千差万别,深入细致的研究和确定不同情况下的土壤侵蚀参数十分重要。黄土高原地区的土壤侵蚀是我国独有的,有科学意义,也对我国西部地区经济发展有应用价值,并由此带动相关的实验和观测技术研究。

(4) 流域尺度的土壤侵蚀。土壤侵蚀的预报将进一步从简单坡面,复杂坡面,到小流域,再到整个流域,并研究土壤侵蚀对流域环境、生态,以及河流、水库的影响。这就需要开发更为复杂的多尺度的土壤侵蚀预报模型,并将其应用于具有典型特征和意义的黄土高原。

参 考 文 献

1 张天增. 黄土高原论纲. 北京: 中国环境科学出版社, 1993

- 2 牟金泽, 姚文艺. 水土流失与泥沙输移. 见: 孟庆枚主编. 黄土高原水土保持. 武汉: 黄河水利出版社, 1996
- 3 陈国祥. 土壤侵蚀与流域产沙的物理过程及预报模型. 见: 中国水利学会泥沙专业委员会. 全国泥沙基本理论研究学术讨论会文集, 第二卷, 1992. 214~257
- 4 Agassi M, Shainberg I, Morin J. Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on infiltration rate and crust formation. *Soil Sci Soc Am J*, 1981, 45: 848~851
- 5 Remley P A, Bradford J M. Relationship of soil crust morphology to interrill erosion parameters. *Soil Science Society of America Journal*, 1989, 53: 1215~1221
- 6 Luk S H, Cai Q G. Laboratory experiments on crust development and rainsplash erosion of loess soils, China. *Catena*, 1990, 17: 261~276
- 7 Smith E E, Corradini C, Melone F. A conceptual model for infiltration and redistribution in surface-sealed soils. *Water Resour Res*, 1999, 35: 1385~1393
- 8 Poesen J. Surface sealing as influenced by slope angle and position of simulated stones in the top layer of loose sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1986, 11: 1~10
- 9 张光远, 蔡强国, 等. 黄绵土表土结皮的形成、破坏过程及微形态特征. 晋西土壤侵蚀管理与地理信息系统应用研究. 北京: 科学出版社, 1982
- 10 陆兆熊, 蔡强国, 王贵平. 黄土丘陵沟壑区表土结皮与坡度对径流产沙的影响晋西土壤侵蚀管理与地理信息系统应用研究. 北京: 科学出版社, 1992
- 11 Cai Q G, Wu S A, Chen H, et al. Effect of surface crusting on runoff and erosion processes on Plowed Slope land. In: Sino-Canadian Symposium of Experimental Research on Soil Erosion in the Loess Plateau Region, Western Shanxi. Beijing: Water Conservancy and Electric Power Publishers, 1990. 48~57
- 12 Philip J R. Infiltration into surface-sealed soils. *Water Resour Res*, 1998, 34: 1919~1927
- 13 Ruan H X, Ahuja L R, Green T R, Benjamin J G. Residue cover and surface-sealing effects on infiltration numerical simulations for field applications. *Soil Science Society of America Journal*, 2001, 65: 853~861
- 14 Miroslav Kutilek. Time-dependent hydraulic resistance of the soil crust: Henry's law. *Journal of Hydrology*, 2003, 272: 72~78
- 15 Foster G R. Modeling the erosion process. In: Haan C T, ed. Hydrologic Modeling of Small Watersheds, St. Joseph, MI, USA, ASAE Monograph, 1982, 5. 297~379
- 16 Park S W, Mitchell J K, Bubenzer G D. Splash erosion modeling: Physical Analyses. *Trans ASAE*, 1982, 25: 357~361
- 17 Huang C, Bradford J M, Cushman J H. A numerical study of raindrop impact phenomena. The elastic deformation case. *Soil Sci Soc Am J*, 1983, 47: 855~861
- 18 Torri D. Slope, Aspect and surface storage. In: Menachem Agassi, ed. Soil Erosion, Conservation, and Rehabilitation, New York, USA: Marcel Dekker Inc, 1996. 77~106
- 19 江忠善, 刘志. 降雨因素和坡度对溅蚀影响的研究. 见: 陆宗凡主编. 黄土丘陵沟壑区水土保持型生态农业研究(下册). 陕西杨凌: 天则出版社, 1990. 115~121
- 20 Nearing M A, Bradford J M. Single waterdrop impact detachment and mechanical properties of soils. *Soil Sci Soc Am J*, 1985, 49: 457~552

- 21 王贵平, 曾伯庆, 陆兆熊等. 晋西黄土丘陵沟壑区坡面土壤侵蚀及预报研究: 细沟间侵蚀. *中国水土保持*, 1992, 5: 15~18
- 22 Agassi M, Bloem D, Ben-Hur M. Effect of drop energy and soil and water chemistry on infiltration erosion. *Water Research Res*, 1994, 30(4): 1187~1193
- 23 Bradford J M, Huang C H. Splash and detachment by waterdrops. In: Menachem Agassi, ed. *Soil Erosion, Conservation, and Rehabilitation*. New York, USA: Marcel Dekker Inc, 1996. 61~76
- 24 Thompson A L, Regmi T P, Ghidry F, Gantzer C J, Hjelmfelt. Influence of raindrop kinetic energy on infiltration and erosion. In: Proc of Int Symposium: Soil Erosion Research for the 21st Century Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05, ASAE St. Joseph, MI, USA, 2001. 151~154
- 25 Amorim R S S, Silva D D, Pruski F F, Matos A T. Influence of the soil slope and kinetic energy of simulated precipitation in the interrill erosion process. In: Proc of Int Symposium: Soil Erosion Research for the 21st Century, Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05, ASAE St. Joseph, MI, USA, 2001. 155~158
- 26 Moss A J. Effects of flow velocity variation on rain-driven transportation and the role of rain impact in the movement of solids. *Aust J Soil Res*, 1988, 26: 443~450
- 27 Kinnell P I A. The mechanics of raindrop induced flow transport. *Aust J Soil Res*, 1990, 28: 497~516
- 28 Horton R E. Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrological approach to quantitative morphology. *Bull Geol Soc Am*, 1945, 56(2): 275~370
- 29 Meyer L D, Harmton W C. How row sideslope length and steepness affect sideslope erosion. *Trans ASAE*, 1989, 24(1): 472~475
- 30 Liebenow A M, Elliot W J, Laffen J M, Kohl K D. Interrill erodibility: Collection and analysis of data from cropland soils. *Trans ASAE*, 1990, 33: 1882~1888
- 31 Bulygin S Y. Challenges and approaches for WEPP interrill erodibility measurements in the Ukraine. In: Proceeding of Soil Erosion for the 21st Century International Symposium, Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05, ASAE, St. Joseph, MI, USA, 2001. 506~509.
- 32 Foster G R, et al. Estimating erosion and sediment yield on field sized areas. *Trans ASAE*, 1981, 24
- 33 Guy B T, Dickinson W T, Rudra R P. The roles of rainfall and runoff in the sediment transport capacity of interrill flow. *Transactions of ASAE*, 1987, 30: 1378~1386
- 34 Rose C W, Williams J R, Sander G C, Barry D A. A mathematical model of soil erosion and deposition processes. I: Theory for a plane land element. *Soil Sci Soc Am J*, 1983, 47: 991~995
- 35 Sharma P P, Gupta S C, Foster G R. Raindrop-induced soil detachment and sediment transport from interrill areas. *Soil Sci Soc Am, J*, 1995, 59: 727~734
- 36 Grosh J L, Jarrett A R. Interrill erosion and runoff on very steep slopes. *Transactions of ASAE*, 1994, 37(4): 1127~1133
- 37 Bradford J M, Foster G R. Interrill soil and slope steepness factors. *Soil Sci Soc Am J*, 1996, 60: 909~915
- 38 Zhang X C, Nearing M A, Miller W P, Norton L D, West L T. Modeling interrill sediment delivery. *Soil Science Society of America Journal*, 1998, 62(2): 438~444
- 39 Flanagan D C, Nearing M A. Sediment particle sorting on hillslope profiles in the WEPP model. *Trans ASAE*, 2000, 43: 573~583
- 40 Chaplot V A M, Bissonnais Y L. Runoff features for interrill erosion at different rainfall intensities, slope lengths, and gradients in an agricultural loessial hillslope. *Soil Science Society of America Journal*, 2003, 67: 844~851
- 41 刘元保, 朱显谟, 周佩华, 唐克丽. 黄土高原坡面沟蚀的类型及其发生规律. *中国科学院西北水土保持研究所集刊*, 1998, 7: 9~18
- 42 雷阿林, 唐克丽. 黄土坡面细沟侵蚀的动力条件. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1998, 4(2): 39~43
- 43 张科利, 秋吉康宏. 坡面细沟侵蚀发生的临界水力条件研究. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1998, 4(1): 41~46
- 44 陆兆熊, W. Merz. 应用盐液示踪技术测定表面水流流速. 北京: 晋西土壤侵蚀管理与地理信息系统应用研究科学出版社, 1992
- 45 Rauws G, Govers G. Hydraulic and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soil. *J Soil Sci*, 1988, 39: 111~124
- 46 Nearing M A, Foster G R, Lane L J, Finkner S C. A Process-based soil erosion model for USDA-water erosion prediction project technology. *Trans of ASAE*, 1989, 32(5): 1587~1593
- 47 蔡强国. 坡面细沟发生临界条件研究. *泥沙研究*, 1998, 1: 52~59
- 48 Collison A, Simon A. Modeling gully head-cut recession processes in loess deposits. In: Proc. of Int. Symposim: Soil Erosion Research for the 21st Century. Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05. ASAE, St. Joseph, MI, USA, 2001. 87~90
- 49 Govers G, Poesen J W A. Assessment of interrill and rill contribution to total soil loss from an upland field plot. *Geomorphology*, 1988, 1: 343~345
- 50 郑粉莉, 康绍忠. 黄土坡面不同侵蚀带侵蚀产沙关系及其机理. *地理学报*, 1998, 53(5): 422~428
- 51 Gilley J E, Kottwitz E R, Simanton J R. Hydraulic characteristics of rills. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 1990, 33: 1900~1906
- 52 蔡强国, 陆兆熊, 王贵平. 黄土丘陵沟壑区典型小流域侵蚀产沙过程模型. *地理学报*, 1996, 51(2): 108~115
- 53 Huang C H, Bradford J M, Laffen J M. Evaluation of the detachment-transport coupling concept in the WEPP rill erosion equation. *Soil Sci Soc Am J*, 1996, 60: 734~739
- 54 Elliot W J. A process-based rill erosion model. *Trans ASAE*, 1993, 36(1): 65~72
- 55 Lei T, Nearing M A, Haghghi K, Bralts V F. Rill erosion and morphological evolution: A simulation model. *Water Resour Res*, 1998, 34: 3157~3168.
- 56 Cochrane T A, Flanagan D C. Detachment in a simulated rill. *Transaction of the ASAE*, 1997, 40(1): 111~119
- 57 Cochrane T A, Flanagan D C. Deposition processes in a simulated rill. In: Proc of Int Symposium: Soil Erosion Research for the 21st Century, Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05. ASAE, St. Joseph, MI, USA, 2001. 139~142
- 58 陈力. 坡面水流和细沟侵蚀的动力学研究: [博士论文]. 北京: 中国科学院力学研究所, 2001
- 59 Li J C, Liu Q Q, Zhou J F. Environmental mechanics research in China. *Advances in Applied Mechanics*, 2003, 39: 217~306
- 60 向华. 复杂坡面的产流输沙规律研究: [硕士论文]. 北京: 中国科学院力学研究所, 2002
- 61 Smart G M. Sediment transport formula for steep channels. *J Hydr Eng, ASCE*, 1984, 110: 267~277

- 62 Alonso C V, Neibling W H, Foster G R. Estimating sediment transport capacity in watershed modeling. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 1981, 24: 1211~1226
- 63 Julien P Y, Simon D B. Sediment transport capacity of overland flow. *Tran of ASAE*, 1985, 28: 755~762
- 64 Moore I D, Burch G J. Sediment transport capacity of sheet and rill flow: application of unit stream power theory. *Water Resources Research*, 1986, 22: 1350~1360
- 65 Lu J Y, Cassol E A, Moldenhauer W C. Sediment transport relationships for sand and silt loam soils. *Transactions of ASAE*, 1989, 32: 1923~1931
- 66 Govers Gerard. Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow. In: Parsons A D, Abrahams A D, eds. *Overland Flow*. UCL Press, 1992. 243~273
- 67 汤立群, 陈国祥. 坡面土壤侵蚀公式的建立及其在流域产沙中的应用. *水科学进展*, 1994, 5(2): 104~110
- 68 Nearing M A. A single continuous function for slope steepness influence on soil loss. *Soil Sci Soc Am J*, 1997, 61(2): 917~919
- 69 Kinnell P I A. The Effect of Slope Length on sediment concentrations associated with side slope erosion. *Soil Science Society of America Journal*, 2000, 64: 1004~1008
- 70 Braud I, Vich A I J, Zuluaga J, Fornero L, Pedrani A. Vegetation influence on runoff and sediment yield in the Andes region: observation and modeling. *Journal of Hydrology*, 2001, 254: 124~144
- 71 Wu C C, Wang A B. Effect of slope steepness on soil loss for steep slopes. In: Proc of Int Symposim: Soil Erosion Research for the 21st Century, Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05. ASAE, St. Joseph, MI USA, 2001. 20~23
- 72 Sheridan G J, So H B. Predicting the effect of slope gradient on soil erosion rates for steep landscapes. In: Proceeding of Soil Erosion for the 21st Century International Symposium, Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05. ASAE, St. Joseph, MI USA, 2001. 451~454
- 73 Yair A Klein M. The influence of surface properties on flow and erosion processes on debris covered slopes in an arid area. *Catena*, 1973, 1(1): 1~8
- 74 陈法扬. 不同坡度对土壤冲刷量影响试验. *中国水土保持*, 1985, 2: 24~30
- 75 Abrahams A D, Parson A J. *Geomorphology of desert environment*. Norwell, MA, USA: Chapman & Hall, 1994
- 76 吴普特. 动力水蚀实验研究. 西安: 陕西科学技术出版社, 1997
- 77 胡世雄, 靳长兴. 坡面土壤侵蚀临界坡度问题的理论与实验研究. *地理学报*, 1999, 54(4): 348~356
- 78 曹文洪. 土壤侵蚀的坡度界限研究. *水土保持通报*, 1993, 13(4): 1~5
- 79 Liu Qingquan, Chen Li, Li Jiachun. Effect of slope gradient on soil erosion. *Applied Mathematics and Mechanics*, 2001, 22(5): 510~519
- 80 Wischmeier W H, Smith D D. Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the rocky mountains. In: U.S. Department of Agriculture. *Agr Handbook*, No. 202, 1965
- 81 Renard K G, Foster G R, et al. RUSLE: Revised Universal Soil Loss Equation. *J Soil Water Conserv*, 1991, 46: 30~33
- 82 Renard K G, Foster G R, Weesies G A, et al. Coordinators, *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. U.S. Department of Agriculture: Agricultural Handbook, No. 703, 1997
- 83 Foster G R, Lane L J, Nearing M A. Erosion component. In: USDA-Water Erosion Prediction Project, Hillslope Profile Model Documentation. NSERL Report No.2, U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, Indiana, 1989. 10.1~10.12
- 84 Kincaid D C. The WEPP for runoff and erosion prediction under sprinkler irrigation. In: ASAE paper no.992035. ASAE Annual International Meeting, Ontario, Canada, 1999-07-18-21
- 85 Flanagan D C, Ascough J C II, Nearing M A, Laffen J M. The Water Erosion Prediction Project (WEPP) Model. In: Russel Harmon, ed. *Landscape Erosion and Evolution Modeling*. Dordrecht, Netherlands: Kluwer, 2001
- 86 Huang C H, Darboux F, Zartl A S. A proposed modification to the WEPP erosion process model concept. In: Proc of Int Symposium: Soil Erosion Research for the 21st Century, Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05. ASAE, St. Joseph, MI, USA, 2001. 91~94
- 87 Cochrane T A, Flanagan D C. Assessing water erosion in small watersheds using WEPP with GIS and digital elevation models. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1999, 54(4): 678~685
- 88 Beasley D B, Huggins L F, Monke E J. ANSWERS: A model for watershed planning. *Trans ASAE*, 1980, 23: 938~944
- 89 Young R A, Onstad C A, Bosch D D, Anderson W P. AGNPS: A non-point pollution model for evaluating agricultural watershed. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1989, 44(2): 164~172
- 90 Grunwald S, Norton L D. Calibration and validation of a non-point source pollution model. *Agricultural Water Management*, 2000, 45: 17~39
- 91 Woolhiser D A, Smith R E, Goodrich D C. KINEROS, a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual. ARS-77 USDA-ARS, 1990
- 92 Schouten C J, Rang M C, Huigen P M J. Erosie en wateroverlast in Zuid-Limburg. *Landschap*, 1985, 2: 118~132
- 93 De Roo A P J, Offermans R J E, Cremers N H D T. LISEM: a single event physically-based hydrologic erosion model for drainage basins II: Sensitivity analysis, validation and application. *Hydrological Processes*, 1996, 10: 1119~1126
- 94 Favis-Mortlock D T, Guerra A J T. The implications of GCM estimates of rainfall for future erosion risk: a case study from Brazil. *Catena*, 1999, 25(1-4): 329~354
- 95 王礼先, 吴长文. 陡坡林地坡面保土机理研究. *北京林业大学学报*, 1994, 16(4): 1~7
- 96 戚隆溪, 黄兴法. 坡面降雨径流和土壤侵蚀的数值模拟. *力学学报*, 1997, 29(3): 343~347
- 97 陈国祥, 谢树楠, 汤立群. 黄土高原地区流域侵蚀产沙模型研究. 见孟庆枚主编. *黄土高原水土保持*, 武汉: 黄河水利出版社, 1996
- 98 Lisle I G, Rose C W, Hogarth W L, Hairsine P B, Sander G C, Parlange J-Y. Stochastic sediment transport in soil erosion. *J Hydrol*, 1998, 204: 217~230
- 99 Heilig A, DeBruyn D, Walter M T, Rose C W, et al. Testing of a mechanistic soil erosion model with a simple experiment. *J Hydrol*, 2001, 244(1-2): 9~16

- 100 张科利, 槽其新等. 神经网络理论在土壤侵蚀预报方面应用的探讨. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1995, 1(1): 58~72
- 101 Gautam M R, Watanabe K, Saegusa H. Runoff analysis in humid forest catchment with artificial neural network. *Journal of Hydrology*, 2000, 235: 117~136
- 102 Singh A, Herrmann A, Kaushal M P. PAU-REMO: A two dimensional finite element runoff and soil erosion model for agricultural lands. In: Proceeding of Soil Erosion for the 21st Century International Symposium, Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05. ASAE, St. Joseph, MI USA, 2001. 334~337
- 103 Tayfur G. Modeling two-dimensional erosion process over infiltration surfaces. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2001, 6(2): 259~262
- 104 Zartland A S, Klik A. Discussion of a lab. methodology to investigate erosion processes on small areas. In: Proceeding of Soil Erosion for the 21st Century International Symposium, Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05. ASAE, St. Joseph, MI USA, 2001. 579~583
- 105 陆兆熊, 曾伯庆, 蔡强国等. 全坡面大型模拟降雨装置的设计及应用实例. 见: 蔡国强, 王福堂, 陆兆熊编. 晋西黄土高原土壤侵蚀管理与地理信息系统应用研究. 北京: 科学出版社, 1992
- 106 Gupta R K, Rudra R P, et al. Comparison of saturated hydraulic conductivity measured by various field methods. *Transactions of the ASAE*, 1993, 36(1): 51~55
- 107 蒋定生. 黄土高原水土流失与治理模式. 北京: 中国水利水电出版社, 1997
- 108 刘贤赵, 康绍忠. 黄土高原沟壑区小流域土壤入渗分布规律研究. *吉林林学院学报*, 1997, 13(4): 203~208
- 109 Brazil L E, Sanders T G, Woolhiser D A. Kinematic parameter estimation for transport of pollutants in overland flow. In: Morel-Seytoux H H, ed. Surface and subsurface Hydrology, Proceeding of the Third International Symposium on Theoretical and Applied Hydrology, Fort Collins, Colorado, USA, 1980. 555~568
- 110 Abrahams A D, Parsons A J, Shiu-hung Luk, Field measurement of the velocity of overland flow using dye tracing. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1986, 11: 653~657
- 111 周佩华, 田均良, 刘普灵. 黄土高原土壤侵蚀与稀土元素示踪研究. *水土保持研究*, 1997, 4(2): 2~9
- 112 Basinger J M. Laboratory and field evaluation of the Dual-Probe Heat-Pulse method for measuring soil water content: [M.S. Thesis]. Kansas State University, 1999
- 113 Porto P, Des E, Walling D E, Ferro V. Validating the use of caesium-137 measurements to estimate soil erosion rates in a small drainage basin in Calabria, southern Italy. *Journal of Hydrology*, 2001, 248: 93~108
- 114 Oelze M L, Sabatier J M, Raspert R. Roughness Measurements of Soil Surfaces by Acoustic Backscatter. *Soil Science Society of America Journal*, 2003, 67: 241~250
- 115 沈冰, 李怀恩, 江彩萍. 论水蚀试验的相似性研究. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1997, 3(2): 94~96

DYNAMICS OF OVERLAN FLOW AND SOIL EROSION (II) SOIL EROSION*

LIU Qingquan LI Jiachun CHEN Li XIANG Hua

Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China

Abstract This paper briefly introduced the basic characteristics and main types of soil erosion on hillslopes, and summarized the research advances in the dynamic process and prediction model of soil erosion on the hillslopes, including the surface-sealed soils, splash erosion, sheet flow (interrill) erosion, rill erosion, sediment transport of overland flow, critical slope gradient of soil erosion, and prediction modeling of soil erosion. Also, the future trends of soil erosion dynamics are discussed.

Keywords hillslope, soil erosion, rain splash erosion, sheet flow erosion (interrill erosion), rill erosion, critical slope of soil erosion, soil erosion model

* The project supported by the National Natural Science Foundation of China (10332050, 19832060)