

陡坎对细沟侵蚀的影响研究¹⁾

李妍敏, 安翼²⁾, 刘青泉³⁾

(中国科学院力学研究所, 北京 100190)

摘要: 大量观测发现细沟侵蚀过程往往伴随着坡面陡坎的产生和发育, 陡坎发育主要涉及坡面流动、坡面水流对土壤的剥蚀以及泥沙的非饱和输运三个相互耦合的过程。在细沟侵蚀过程中, 这三个过程能否产生正激励是陡坎发育的关键。为此, 我们建立了耦合这三个过程的细沟侵蚀数值模型, 水流部分使用扩散波模型描述, 泥沙输运部分使用非饱和输沙模型描述, 土壤剥蚀部分使用一个经过实验验证的经验公式描述。运用该模型对陡坎的发育过程进行了数值模拟研究, 结果表明, 在水流含沙量饱和的情况下, 陡坎向更陡发育抑或是趋向平缓, 与陡坎的来流坡度之间的关系相对较弱, 更多取决于陡坎处的非饱和输沙过程; 而与陡坎的形状有着密切的关系, 在较小的平均坡度、无侧向汇流的放水条件下, 水流、剥蚀和非饱和输沙三个过程的耦合作用会使得地形趋于平均化。

关键词: 细沟, 侵蚀, 坡面流, 陡坎

1. 引言

坡面上的细沟是山区地表常见的微地貌, 相对坡面流而言, 细沟流水深大、流速快, 剥蚀输运能力强, 是坡面侵蚀的重要组成部分。尽管多年来对其进行了大量研究, 但仍有许多内在机理还未被人们充分认识。沙尔德和蒋允静^[1]对坡面水流形态的研究结果表明, 天然土坡或裸地的突起高度一般在10mm以上, 因此深度仅为0.15~2.15mm的薄层水流不可能漫流于全部坡面, 它必然选择发育流道、绕突起而行的方式。随着降雨径流的持续作用, 水流剪切力超过土壤抗剪强度时, 微型跌坎成为细沟发展的突破口, 并形成集中的小跌穴, 此即细沟的雏形沟头。郑粉莉、肖培青等^[2]对细沟侵蚀发展的研究验证了这一点, 实验观测发现细沟的形成首先在小股流的流路上, 每隔一段距离出现一个小跌水, 在有跌水的地方侵蚀力相对较大, 该处的下切侵蚀促使跌水演变为下切沟头, 发生溯源侵蚀, 位于同一流路的跌坎相互贯通, 发展为连续的细沟; 而如果股状水流的流路上不出现跌水, 细沟就很难形成。张科利和秋吉康宏^[3]对细沟发生临界条件进行了研究, 认为细沟侵蚀的深度在0.8~1.0cm以上时细沟才可能进一步发展。

众多对细沟侵蚀的研究认为, 细沟发育过程中往往伴随着局部地形的剧烈变化, 即陡坎的发育。陡坎处的地形变化剧烈, 水力条件发生突变, 剥蚀能力也会出现间断, 使得陡坎成为侵蚀最活跃点, 从而影响细沟的发育^[4]。但是, 目前对细沟的研究大多停留在细沟出现的临界坡度、坡长、临界水力条件、能量等^[5-7], 很少有针对陡坎发育对细沟发育影响的研究, 陡坎发育对细沟发展有怎样的影响目前还缺乏清楚认识。为了深入认识细沟的发育过程, 本文以理论分析和数值模拟为手段, 研究陡坎的产生和发育过程, 寻找陡坎发育的临界条件, 以期深入理解细沟的发育过程。

2. 模型与方法

2.1 物理问题

水流是坡面侵蚀的驱动力, 细沟流水力特性的动态变化将引起细沟形态的演变; 同时细沟形态随时间与空间不断发生演变, 反过来又影响细沟流的水力特性。因此, 细沟的演化过程是一个水流、侵蚀、沟床形态变化三者之间相互影响的互反馈环。

由于细沟流的水深、流速等水力条件较细沟间薄层水流大很多, 且雨滴击溅对细沟水流的影响很小, 因此, 可以将降雨产生的细沟侵蚀和陡坎发育过程, 概化为一个仅在细沟中放水冲刷的简单模式。这样既可以方便的控制细沟流量、水深等水力条件, 又不影响实验的效果。同时, Tayfur^[8]的研究发现, 坡面上的

1) 本研究得到国家自然科学基金青年基金项目 (No. 11202216) 和重点基金项目 (No. 10932012) 的资助。

2) E-mail: anyi@imech.ac.cn

3) E-mail: qqliu@imech.ac.cn

细沟近似平行于坡面纵向，故可以将坡面上的细沟网络简化为一系列平行的细沟，每条细沟的两侧均有一定宽度的集水区域，以单个细沟的发育来研究坡面的细沟侵蚀。基于上述讨论，本文目的就是建立一个含有侧向汇流与水流冲刷作用的单细沟陡坎发育模型，探讨坡面陡坎的发育机制。

2.2 模型结构

模型包括细沟水流运动、水流输沙及地形演化三部分，通过三部分耦合模拟细沟输水输沙和冲刷过程，反映细沟内陡坎的发育过程。

2.2.1 水流运动模块

虽然细沟的边界复杂且变化较快，但因其水流集中，可以用浅水明渠流方程描述^[9]。这里采用扩散波模型，可将细沟水流的运动方程表述为：

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = p \quad (1)$$

$$q = \frac{1}{n} h^{5/3} S_f^{1/2} \quad (2)$$

其中， h 为细沟流水深 (m)； q 为细沟流单宽流量 (m^2/s)； p 为有效降雨强度 (m/s)。 S_f 为摩阻坡降， $S_f = S_0 - \partial h / \partial x$ ， S_0 为坡面的坡度。

2.2.2 水流输沙模块

土壤在水流冲刷作用下离开地表后，被水流携带向下游输运。由质量守恒和连续方程可以得到描述细沟流侵蚀的输沙方程：

$$\frac{\partial (hC)}{\partial t} + \frac{\partial q_s}{\partial x} = D_r \quad (3)$$

其中， C 为细沟的泥沙浓度 (kg/m^3)， q_s 为水流当前输沙率， $kg/(m \cdot s)$ ； D_r 为细沟水流的剥蚀能力， $kg/(m^2 \cdot s)$ 。

2.2.3 地形演化模块

自然坡面上往往存在一些抗侵蚀较弱的地方，土壤极易被水流冲走，形成跌坎。跌坎处地形条件比较复杂，水流的水力条件也会较之前的流动发生较大变化。实际模拟时，我们在细沟中加入反双曲正切形状的陡坎，通过计算特定水流条件下细沟的剥蚀量，将其换算成沟床的剥蚀厚度，进而得到剥蚀后的沟床，从而模拟地形的演变。

由于细沟侵蚀是一个不断发展的过程，其输沙过程是一种典型的非饱和输沙过程。本文采用了 Liu 等人^[10]提出的细沟侵蚀公式：

$$D_r = \alpha (T_c - q_s) \quad (4)$$

其中 D_r 表示细沟侵蚀率 [$kg/(s \cdot m^2)$]； α 是一个表示输沙饱和和恢复过程的系数 (m^{-1})，具体形式为^[10,11]：

$$\frac{1/\alpha}{R} = 15165.8 \left[\frac{\tau - \tau_c}{(\rho_s - \rho)gd} \right]^{0.148} \left(\frac{u}{\sqrt{gd}} \right)^{-1.022} S_0^{1.550} \quad (5)$$

这里， R 是水力半径 (m)， τ 是流动切应力 (Pa)， τ_c 是起动切应力 (Pa)，采用窦国仁公式表达：

$$\tau_c = k^2 \rho \left(\frac{d'}{d_*} \right)^{1/3} \left[3.6 \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g \cos \theta d + \left(\frac{\gamma_0}{\gamma_0^*} \right)^{5/2} \left[\frac{\varepsilon_0 + g \cos \theta h \delta \sqrt{\delta/d}}{d} \right] \right] \quad (6)$$

饱和输沙率采用 Yalin 公式:

$$T_c = GY^{0.5} (Y - Y_c) d (gd(s-1))^{0.5} \rho_s \quad (7)$$

$$G = \frac{0.635}{Y_c} \left[1 - \frac{\ln(1+as)}{as} \right] \quad (8)$$

$$as = \frac{2.45}{s^{0.4}} Y_c^{0.5} \left(\frac{Y}{Y_c} - 1 \right) \quad (9)$$

其中 Y 是无量纲化的水流切应力; Y_c 是无量纲化的起动切应力。

那么单位时间内单位长度细沟的剥蚀量 M 即为 $M = D_r B$; 若单位时间内细沟的剥蚀厚度为 Δh , 那么剥蚀的水土混合量为 $\rho_s B \Delta h$, 假定土壤的饱和含水率为 θ , 则有

$$\rho_s B \Delta h / (1 + \theta) = D_r B \quad (10)$$

即

$$\Delta h = D_r B (1 + \theta) / \rho_s B \quad (11)$$

其中 ρ_s 为土颗粒的密度, 2650kg/m^3 。

2.3 数值模拟的基本工况

设坡面上有一条带一个陡坎的二维细沟, 宽度为 20cm, 长度在水平方向上的投影为 9m (将 5m 处的细沟中点设为原点)。沿细沟长度两侧具有宽 40cm 的集水区, 集水区汇水沿 15° 坡以垂直于细沟方向汇入细沟。为了模拟出现陡坎后细沟的发育情况, 在细沟中设置一陡坎, 由此, 细沟纵面分为了三部分: 陡坎上下段的平直坡面以及陡坎段。陡坎段被设置为典型的双曲正切函数 $th(10x)$ (x 为细沟投影方向的坐标), 曲线段投影长 0.2m, 上下段分别设计为两条平行的直线段, 直线段坡度与坡面坡度相同, 两直线之间的落差为 0.14m。模拟细沟的纵剖面如图 1 所示。

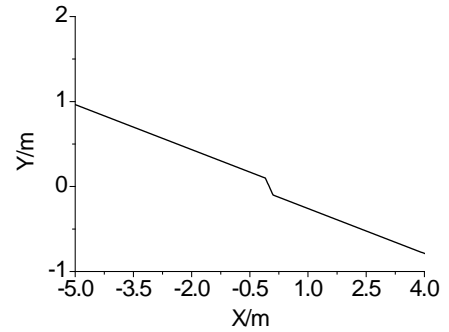


图 1 模型细沟纵剖面示意图

假定在细沟顶部放水, 放水时间均为 3min。模拟的初边值条件: ①入流边界条件: 进口单宽流量为 $0.008 \text{m}^2/\text{s}$; ②出流边界条件: 自由出流; ③侧汇边界条件: 侧汇单宽流量 $q_L = 0$; ④壁面及底部糙率 $n=0.01$;

3. 结果与讨论

3.1 来流坡度对陡坎发育的影响

为了探讨不同来流坡度对陡坎发育的影响, 相对于基本工况, 我们设置了 4 组不同的来流坡度 (10° 、 15° 、 20° 、 25°) 的工况, 其他条件不变, 仅改变坡度, 计算的初边值条件同基本工况。由此, 我们模拟计算了 4 种不同坡度条件下细沟侵蚀和陡坎发育过程。细沟内陡坎附近地形演变的数值计算结果如图 2 所示。

图 2 中 x , y 分别表示地形的横、纵坐标, 从图中可以看出来流坡度不同时, 陡坎处虽均有不同程度的冲刷, 但是不同坡度条件下冲刷的强度相差比较小, 其原因与水流所挟泥沙的浓度变化过程有关。图 3 显示了不同条件下水流含沙量的沿程分布, 从图中可以看出, 在本文的计算条件下, 水流在陡坎之前含沙量就已经接近饱和。而当接近饱和的水流到达陡坎处时, 坡度的变化使得水流的挟沙能力增加, 进而导致陡坎处的侵蚀, 使得水流含沙量增加。而不同坡度条件下, 由于水流在到达陡坎顶部时的流动状态不同,

陡坎引起的水流挟沙能力的增加量也不同，坡度较大时水流挟沙能力相对增加比例较小，而坡度较小时水流挟沙能力相对增加比例较大。这些影响反映在图 2 中即为：坡度较大条件下陡坎处的剥蚀量相对较小，而坡度较小时陡坎处的剥蚀量相对较大。从图 2 中还可以看出，由于水流在陡坎处又经历了一次从非饱和到饱和和输沙的过程，因而水流在陡坎不同位置的剥蚀量也不同，总体而言，坡面和陡坎的过渡段剥蚀量较小，陡坎上部的剥蚀量较大，而陡坎的中下部剥蚀量则相对较小，由于本文模型未考虑过饱和后的沉积作用，故而未能模拟出陡坎下部过渡区的淤积过程。

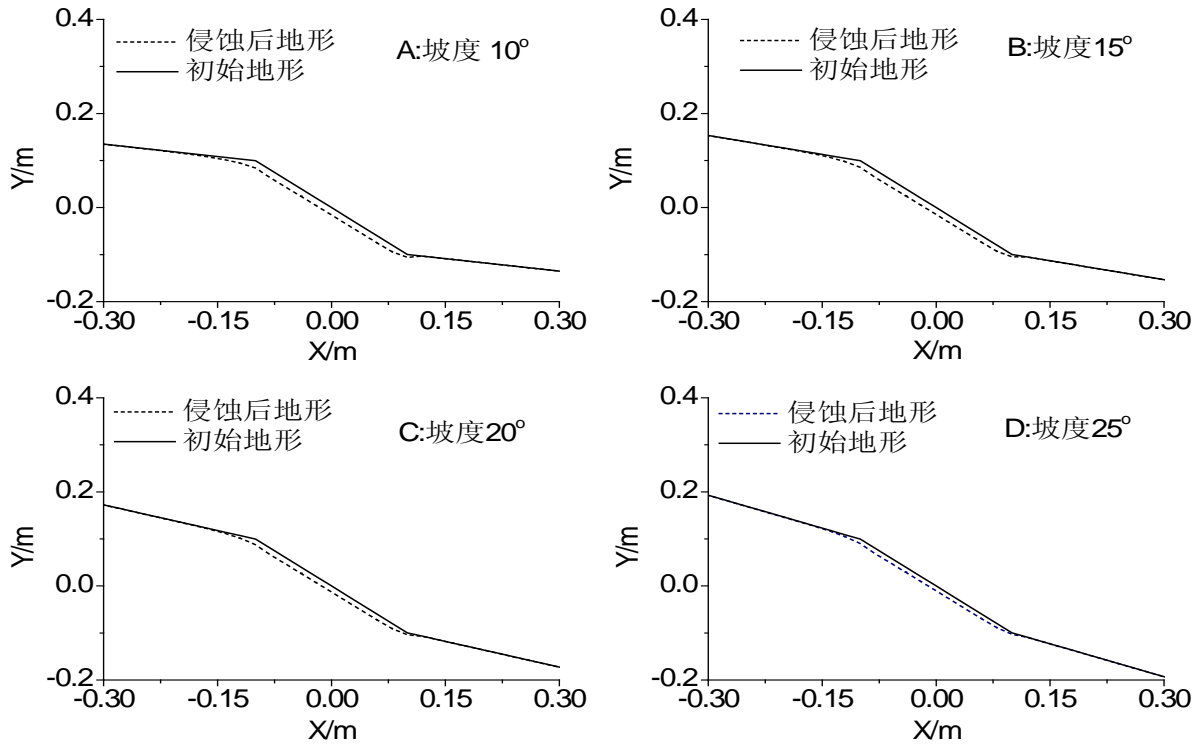


图 2 不同来流坡度条件下的陡坎地形演变模拟结果(坡度: A-10°, B-15°, C-20°, D-25°)

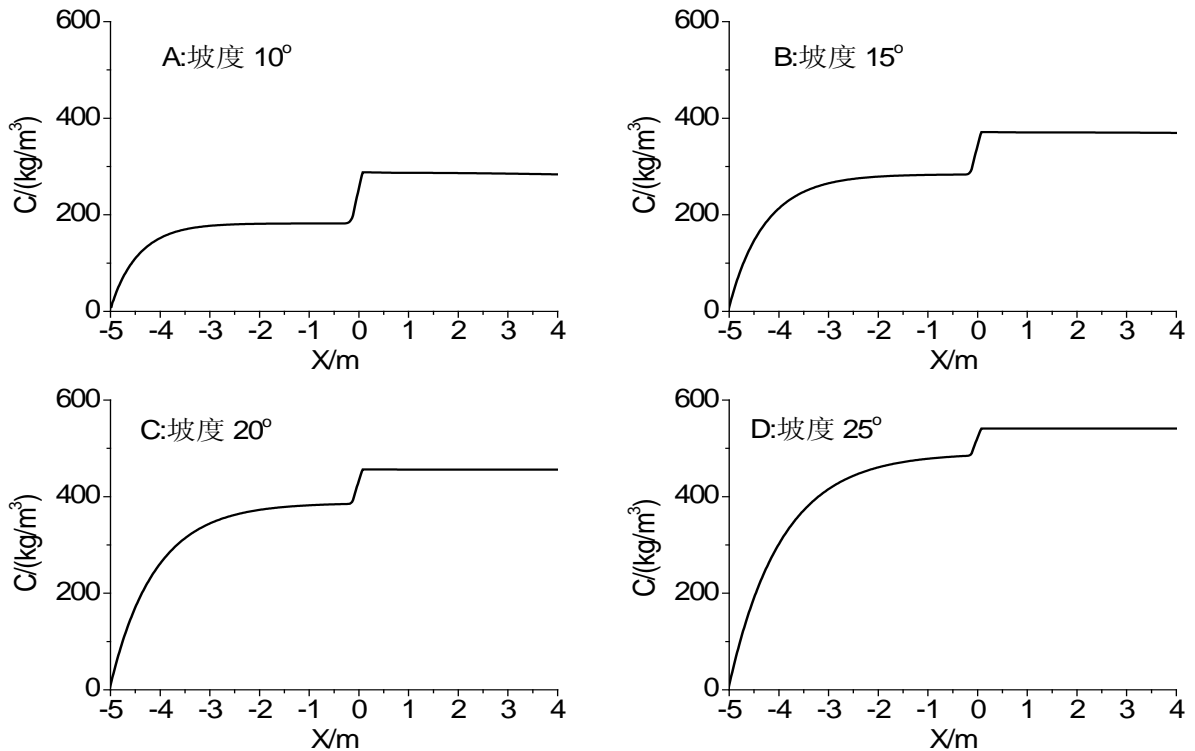


图 3 不同坡度条件下的含沙量随坡长的模拟结果(坡度: A-10°, B-15°, C-20°, D-25°)

3.2 陡坎坡形对陡坎发育的影响

3.2.1 模拟工况设置

为了讨论不同陡坎形状条件下地形的演变，我们仅改变基本工况的中间陡坎段，其他条件不变。用较陡或较缓的双曲正切曲线来构成陡坎，在其与上下游坡面的结合部位做修正保证光滑过渡。中间段的陡坎曲线共选用了五组（即 $th(0.1x)$ 、 $th(0.5x)$ 、 $th(x)$ 、 $th(2x)$ 、 $th(10x)$ ），通过比较五组的差别讨论陡坎坡形对其发育的影响。计算的初边值条件和基本工况相同，其计算结果如图 4 所示。

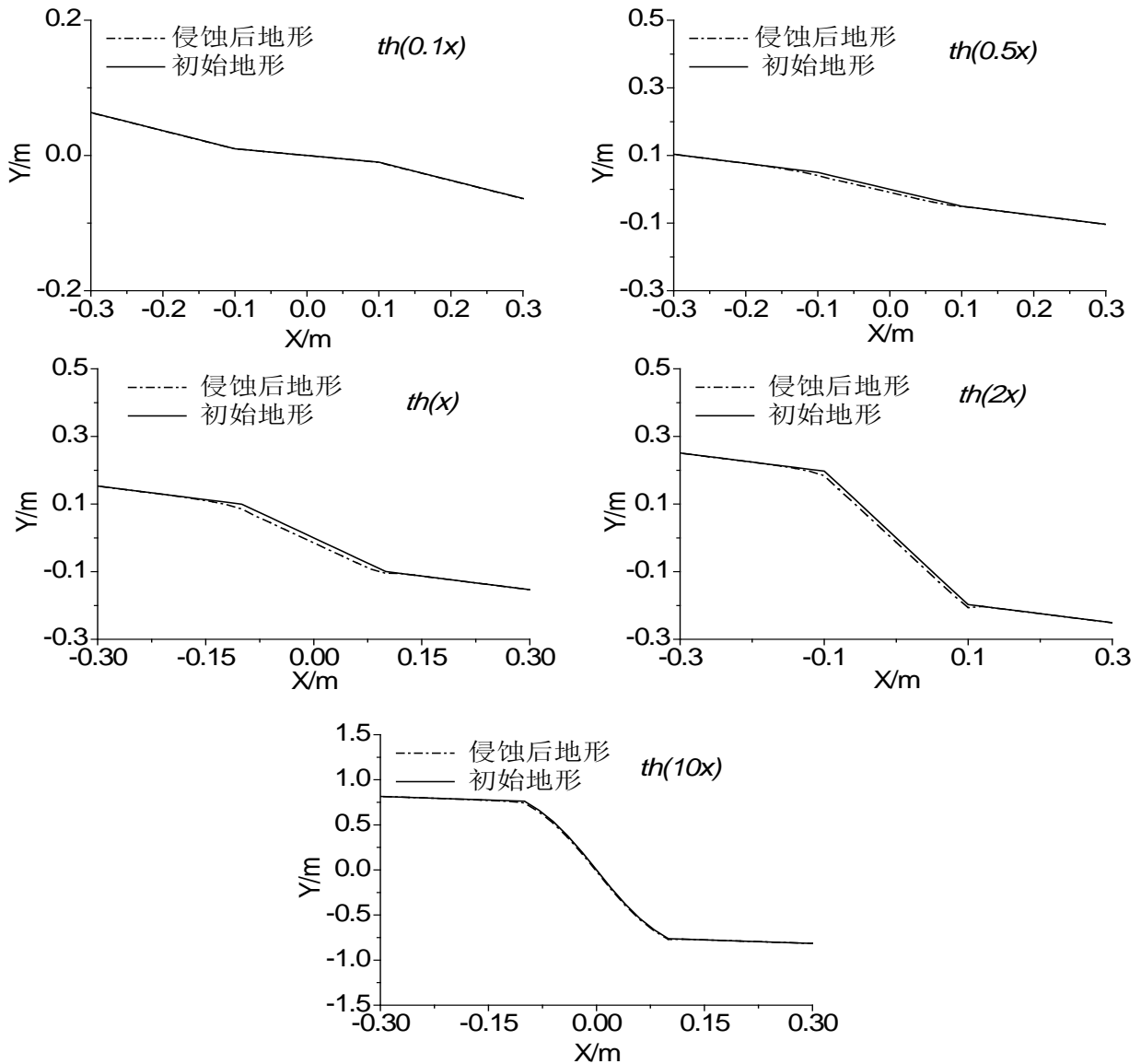


图 4 不同坡形的陡坎在水流冲刷条件下的地形演变模拟结果
(坡形: A- $th(0.1x)$, B- $th(0.5x)$, C- $th(x)$, D- $th(2x)$, E- $th(10x)$)

3.2.2 模拟结果及讨论

由图 4 可以看出，在上下游坡度相同的条件下，不同的陡坎形态（即不同陡坎坡度）对应着不同的陡坎发育过程。陡坎的坡形越陡，地形变化越明显，这与坡度影响最大挟沙能力有关。陡坎的坡度越陡，水流的最大挟沙能力增加越多，从而剥蚀更加明显。表 1 将不同陡坎形状条件下陡坎段的平均坡度变化进行比较，从表中可以看出，除了 $th(0.1x)$ 条件下陡坎处坡度变陡外，其余陡坎形状条件下陡坎坡度均趋向于变缓，但随着陡坎坡度的增加，变缓的幅度在减小。而事实上， $th(0.1x)$ 条件下陡坎处坡度小于上下游坡度，而其他陡坎形状条件下，陡坎坡度均大于上下游坡度。也就是说，在当前模拟条件下，水流倾向于将地形

的不均匀性消除，使得地形趋向于单一坡度，这意味着初始的局部地形特征将随着水流-侵蚀-非饱和输沙的负激励而逐渐消失。

表 1 不同陡坎坡形条件下陡坎区域平均坡度在侵蚀前后的变化

坡形	$th(0.1x)$	$th(0.5x)$	$th(x)$	$th(2x)$	$th(10x)$
侵蚀前平均坡度	0.11527	0.47855	0.93046	1.81868	6.94791
侵蚀后平均坡度	0.11573	0.43691	0.86650	1.75800	6.85959
坡度变化率 (%)	0.40	-8.70	-6.87	-3.34	-1.27

注：坡度变化率=（侵蚀后平均坡度-侵蚀前平均坡度）/侵蚀前平均坡度

4. 结论

本文通过数值模拟，研究了不同坡度和不同陡坎形状条件下坡面细沟内的陡坎发育过程，初步揭示了细沟陡坎发育的变化规律。主要结论如下：

1 不同上下游坡度条件下，当陡坎顶部水流含沙量接近于饱和时，来流坡度的大小对陡坎的发育影响较小，此时陡坎的发育主要取决于陡坎处的非饱和输沙过程；

2 不同陡坎形状条件下，陡坎的坡形越陡，地形的变化越明显，在较小的平均坡度、无侧向汇流的放水条件下，水流、剥蚀和非饱和输沙三个过程的耦合作用会使得地形趋于平均化。

上述数值试验结果均是在水流含沙量达到饱和的条件下得到的，而当水流没有达到饱和，或有侧汇条件下陡坎如何发育还有待进一步研究。

参考文献

1. 沙际德, 蒋允静. 试论初生态侵蚀性坡面薄层水流的基本动力特性. 水土保持学报, 1995, 9(4): 29-35. (Sha Jidei, Jiang Yunjing. Attempt for Expounding Basic Dynamic Characteristics of Very Shallow Flow on Preliminary Eco-erosion Slopes. Journal of Soil and Water Conservation, 1995, 9(4): 29-35)
2. 郑粉莉, 肖培青等. 黄土高原沟蚀演变过程与侵蚀产沙. 2010
3. 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, 3(1): 41-46. (Zhang Keli, Akiyoshi Yasuhiro. Critical Hydraulic Condition of Rill Erosion on Sloping Surface. Journal of Soil Erosion and Soil and Water Conservation, 1998, 3(1): 41-46)
4. 雷廷武, 张晴雯, 闫丽娟. 细沟侵蚀物理模型. 2009
5. 张晴雯, 雷廷武, 潘英华, 夏卫生, 刘纪根. 细沟侵蚀动力过程极限沟长试验研究. 农业工程学报, 2002, 3(2): 32-35. (Zhang Qingwen, Lei Tingwu, Pan Yinghua, Xia Weisheng, Liu Jigen. Dynamic Sediment Yield of Rill Erosion. Journal of Soil and Water Conservation, 2002, 3(2): 32-35)
6. 孔亚平, 张科利, 唐克丽. 坡长对侵蚀产沙过程影响的模拟研究. 水土保持学报, 2001, 6(2): 17-24. (Kong Yaping, Zhang Keli, Tang keli. Impacts of Slope Length on Soil Erosion Process under Simulated Rainfall. Journal of Soil and Water Conservation, 2001, 6(2): 17-24)
7. 丁文峰, 李占斌, 鲁克新. 黄土坡面细沟侵蚀发生的临界条件. 山地学报, 2001, 12(6): 551-555. (Ding Wenfeng, Li Zhanbin, Lu Kexin. The Study of Critical Condition of Rill Erosion on Loess Sloping Surface, 山地学报, 2001, 12(6): 551-555)
8. Gokmen Tayfur, M. Levent Kavvas. Spatially Averaged Conservation Equations for Interacting Rill Interrill Area Overland Flows. Journal of Hydraulic Engineering-ASCE, 1994, 120: 1426-1448.
9. 刘青泉, 李家春, 陈力, 向华. 坡面流及土壤侵蚀动力学—坡面流. 力学进展, 2004, 8(3): 360-372. (Liu Qingquan, Li Jiachun, Chen Li, Xiang Hua. Dynamics of Overland Flow and Soil Erosion (I)-Overland Flow, 2004, 8(3): 360-372)
10. Liu Q.Q., Xiang H., Singh V.P. A simulation model for unified interrill erosion and rill erosion on hillslopes[J], Hydrological Processes, 2006, 20: 469-486.
11. Liu Q.Q., Chen L., Li J.C., Singh V.P. A non-equilibrium sediment transport model for rill erosion. Hydrological Processes, 2007, 21: 1074-108

Effect of Scarp on Rill Erosion¹⁾

Li Yanmin, An Yi²⁾, Liu Qingquan³⁾

(*Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China*)

Abstract: It is commonly observed in both laboratorial and in situ experiments that the development of rills on hillslope are accompanied by the generation of scarps – a kind of steep landform. The development of scarps involves three coupling processes: overland flow on slopes, soil erosion in rills and the sediment transport along the rill. Whether these three processes could forming a positive feedback loop is crucial. A numerical model of the scarp development which describes these three coupling processes is built up to study the characteristics and the mechanism in the scarp evolution. The runoff process is described with the diffusion wave model, the soil erosion and sediment transport processes is modeled with an experimentally formula and a non-saturating sediment transport model respectively. The following conclusions are obtained: 1. the connection between scarp development and the slope of upper and lower reaches is weak if the inflow water is close to saturated at the top of the scarp; 2. the evolution of the scarp is directly connected with the slope of the scarp section, the coupling processes of runoff, erosion and sediment transport will result a more gentle variation of the landform if the lateral inflow is not concerned.

Key words: rill, erosion, overland flow, scarp

1) The project was supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 11202216 and 10932012).

2) E-mail: anyi@imech.ac.cn

3) E-mail: qqliu@imech.ac.cn