doi:10.16112/j.cnki.53-1223/n.202504280002
引用格式:唐鸿磊,曹馨月,穆殿瑞,等.复杂地形对黄土高原边坡产流产沙及稳定性影响[J].昆明理工大学学报(自然科学版),2026,51(5):74-86.
Citation:Tang Honglei,Cao Xinyue,Mu Dianrui,et al. Impacts of complex topography on runoff-sediment generation and slope stability in the Loess Plateau[J]. Journal of Kunming University of Science and Technology(Natural Science),2026,51(5):74-86.

复杂地形对黄土高原边坡产流产沙及稳定性影响

唐鸿磊[1],曹馨月[1],穆殿瑞[1],王丽娟[2*]
(1. 昆明理工大学 电力工程学院,云南 昆明 650500; 2. 昆明理工大学 学报编辑部,云南 昆明 650500)

摘要:暴雨条件下黄土高原流域水力侵蚀及滑坡问题严重.然而,复杂地形对该区域边坡产流产沙及边坡稳定性影响尚不明晰.耦合基于物理过程的分布式水沙模型(InHM)与无限边坡稳定模型(ISA),针对凹形、凸形、正S形、反S形、内敛形和外凸形等7种常见复杂坡形,研究坡形、曲率和平均坡度等边坡地形几何特征对边坡水文响应、侵蚀输沙及稳定性的综合影响.结果表明:凸形、反S形和外凸形边坡较凹形、正S形和内敛形边坡垂向入渗弱且侧向排水效率高.同种坡形条件下曲率越大,入渗越弱,浅层饱和土壤占比越低,产流越多;凸形、正S形边坡较凹形、反S形、内敛形和外凸形边坡普遍有更大的地表侵蚀率和侵蚀面积.同种坡形条件下地表侵蚀程度随平均坡度增大而加剧;纵向形状差异对边坡稳定性的影响高于横向形状差异,表现为凹形、凸形、正S形与反S形边坡的失稳概率均大于平形、内敛形和外凸形边坡.同种坡形条件下低曲率和低坡度有助于边坡稳定.研究结果可为黄土高原地区水土保持及滑坡灾害防治工作提供理论指导.

关键词:地形特征;产流产沙;边坡稳定性;InHM;ISA
中图分类号:S157.1　　**文献标识码**:A　　**文章编号**:1007-855X(2026)05-0074-13

Impacts of complex topography on runoff-sediment generation and slope stability in the Loess Plateau

Tang Honglei[1],Cao Xinyue[1],Mu Dianrui[1],Wang Lijuan[2*]
(1. Faculty of Electric Power Engineering,Kunming University of Science and Technology,Kunming 650500,China;
2. Editorial Office of Journal of Kunming University of Science and Technology,Kunming 650500,China)

Abstract: Rainfall-induced hydraulic erosion and landslides are severe in the Loess Plateau. However,the impacts of complex topography on runoff-sediment generation,hydrological responses,soil erosion and slope stability remain unclear. By coupling the Integrated Hydrology Model(InHM)(a physically based distributed hydrological-sediment model) with the Infinite Slope Analysis (ISA) model,and considering seven common complex slope profiles (concave,convex,positive S-shaped,negative S-shaped,convergent,divergent,and planar),this

收稿日期:2025-04-28. **基金项目**:中国水利水电科学研究院流域水循环模拟与调控国家重点实验室开放研究基金项目(IWHR-SKL-KF202220);云南省自然科学基金项目(202201AU070130);国家自然科学基金项目(52469014);国家自然科学基金黄河水科学联合基金项目(U2443216).
作者简介:唐鸿磊(1992-),男,博士,副教授.主要研究方向:涉水灾害机理、过程与防治预警;流域水沙治理;水土保持.
E-mail:tanghonglei@kust.edu.cn
通信作者:王丽娟(1976-),女,博士,编辑.主要研究方向:编辑出版、水文预报、生态水文及水资源开发利用.
E-mail:Lijuan_wang@126.com

study comprehensively investigates the comprehensive impacts of slope geometric features (profile shape, curvature, and mean gradient) on the slope's hydrological response, erosion – sediment transport, and stability. The results show that: Convex, negative S – shaped, and divergent slopes exhibit weaker vertical infiltration and higher lateral drainage efficiency compared with concave, positive S – shaped, and convergent slopes. For the same slope profile, larger curvature leads to weaker infiltration, lower proportion of shallow saturated soil, and more runoff. Convex, positive S – shaped, and convergent slopes generally have higher surface erosion rates and larger eroded areas than concave, negative S – shaped, and divergent slopes. For the same slope profile, the degree of surface erosion intensifies with the increase of mean gradient. Concave, convex, positive S – shaped, and negative S – shaped slopes have higher instability probabilities than planar, convergent, and divergent slopes, indicating that the influence of longitudinal shape differences on slope stability is stronger than that of transverse shape differences. For the same slope profile, lower curvature and lower gradient are conducive to slope stability. The findings provide theoretical guidance for soil and water conservation and landslide prevention in the Loess Plateau.

Keywords: topographic features; runoff – sediment generation; slope stability; InHM; ISA

0 引 言

地形特征是自然坡面的重要物理特性,对山坡水文响应过程[1-2]、侵蚀输沙过程[3]以及边坡稳定性[4-5]有重要影响. 地形通过调控土壤水分初始状态、降雨空间分布及地下水运动等,主导着坡面入渗 – 径流的动态变化[6-7]. 地形差异导致的水文过程变化不仅直接影响降雨的入渗与产流,还可能引发如土壤侵蚀、浅层滑坡之类的环境问题[8],特别是在黄土高原[3,9]、干热河谷[10-11]等以超渗产流为主要产流机制的干旱 – 半干旱地区.

早期研究主要关注简单平行坡面上坡度、坡高等单一地形因子对边坡稳定性的影响[12]. 坡度的增加通常会减少径流[13],而在降雨 – 径流过程中,相较于降雨量和前期土壤湿度的影响,坡角效应通常不能被忽视[14]. "横向稳定性(Transverse Stability)"理论[15]也表明,山坡的坡度、坡向等形状参数对坡体的稳定性起着重要作用. Qiu 等[16]发现黄土滑坡规模随坡高呈线性或幂次增长,而随坡度增大而减小. 严越等[17]研究表明,坡度为 18° ~35°时边坡失稳概率最高,超出此范围则降低.

近年来,部分学者通过物理模型实验或数值模拟技术探讨复杂坡面几何形状对山坡尺度产流产沙过程及边坡稳定性的影响[4,6,18-19]. 在这些研究中,复杂的坡面几何形状通常用三个几何特征来描述:纵向剖面特征、平面形状特征和横向剖面特征. 纵向和横向剖面特征通常用纵向曲率表征的凸形、平面形和凹形来表示[8]. 坡形差异调控入渗 – 产流分配及土壤水横向运动速率[20]. Sabzevari 等[21]研究发现,凹坡的入渗量比平坡低 13.5%,而凸坡的入渗量比平坡高 5.8%. Agnese 等[22]研究表明,在平均坡度相同条件下,凸坡相较于凹坡地表产流比例更高、水流运动速度更快. 相应地,凸坡地表径流达到平衡的时间比凹坡缩短约 13%,且山坡几何形态差异可导致径流过程线峰值差异高达两倍[23]. 此外,剖面曲率和平面形状会使彼此的影响变得复杂. 不同的坡面剖面曲率和平面形状会导致累积径流量和径流速率的差异超过 10%,而积水时间的差异则超过 20%[8];坡形差异导致坡体单元土壤含水率和孔隙水压力动态变化的差异,进而引发土壤剪切强度骤降和坡体滑动. 坡度增大显著增加失稳风险,而坡形差异直接影响失稳位置[24]. Bartelletti 等[25]发现,斜坡上部的凹形地貌区域最容易发生浅层滑坡,约 41% 的碎屑流滑坡与凹形斜坡密切相关. Avanzi 等[26]通过实地调查研究了 647 起滑坡事件发现,其中 55.3% 的滑坡发生在洼地,特别是在凹地或零级盆地内,另外 37.6% 的滑坡发生在平面斜坡上. Giuseppe 等[20,27]研究表明,在蓄满产流模式下凹坡比平坡和凸坡的入渗更多、孔隙水压力增幅更大、失稳风险更高. 在超渗产流主导的强侵蚀区域,山坡尺度的地形特征在强烈地貌演化驱动下往往表现出更为复杂的模式,例如正 S 形和反 S 形山坡[18]. 同时强降雨事件不仅诱发剧烈的水力侵蚀过程,还会诱发浅层滑坡等重力侵蚀过程. 然而,复杂地形特征对山坡尺度产流产沙过程及边坡稳定性的影响尚不明晰. 因此,本文针对典型的干旱 – 半干旱地区 – 黄土高原,耦合 InHM 模型与 ISA 模型,聚焦坡形、曲率以及平均坡度,系统研究场次暴雨条件下山坡地形的纵向和横向剖面特征对水文响应、土壤侵蚀及边坡稳定性的影响,为这类地区的水土保持和边坡治理工作提供科学指导.

1 模型理论

InHM 模型[28]是基于物理过程的分布式水沙模型,已成功运用于黄土高原水文-侵蚀过程模拟[29],特别是在坡面尺度的水文响应[30-31]、产流产沙过程[32]以及降雨诱发型浅层滑坡风险预测[33]等方面. 浅层滑坡通常是由强降雨触发,滑坡深度小于2 m,滑动面平行于坡面[3]. 基于此,ISA 模型[34]被广泛运用于山坡尺度的稳定性评估和边坡失稳的机理研究中. 通过将 InHM 模型对坡面水文过程、土壤水分运移以及泥沙输移的分布式物理模拟结果与无限边坡模型的稳定性进行耦合,能够同时反映水文响应与边坡稳定性关系,为山坡系统水土耦合作用机理研究提供了可靠的理论基础.

1.1 InHM 模型

1.1.1 水文响应模块

在 InHM 模型中,土壤中的三维变饱和水流运动采用 Richards 方程[35-36]进行描述,公式如下:

$$\nabla \cdot f^{a}\vec{q} \pm q^{b} \pm q^{e} = f^{v}\frac{\partial n_{s}S_{w}}{\partial t} \tag{1}$$

式中:q^{b} 为土壤水分的特定源汇项,s^{-1};q^{e} 为土壤孔隙与地表之间的水量交换,s^{-1};n_{s} 为孔隙率;S_{w} 为土壤饱和度;f^{a} 为连续介质中单元体的相关面积分数;f^{v} 为体积分数;t 为时间,s;$\vec{q}$ 为土壤水分流动的达西流量,m/s. 按式(2)计算:

$$\vec{q} = -k_{rw}\frac{\rho_{w}g}{\mu_{w}}\vec{k}\,\nabla(\psi + z) \tag{2}$$

式中:k_{rw}为土壤的相对渗透率;ρ_{w} 为水的密度,kg/m^{3};g 重力加速度,m/s^{2};μ_{w} 为水的动力黏度,kg/(m·s);$\vec{k}$ 为土壤固有的渗透向量,m^{2};ψ 为压力水头,m;z 为高程,m;K_{s} 为土壤饱和导水率,m/s. K_{s} 按式(3)计算:

$$\boldsymbol{K}_{s} = \vec{k}\frac{\rho_{w}g}{\mu_{w}} \tag{3}$$

1.1.2 土壤侵蚀及泥沙输运模块

在 InHM 中,任意粒径泥沙的输运方程为:

$$\frac{\partial C_{sed}}{\partial t} = -\nabla\cdot\vec{q}_{s}C_{sed} + \frac{1}{V_{w}}\left(e_{sed} + \sum_{j=1}^{BC} q_{sj}^{b}C_{sed_{j}}^{*}\right) \tag{4}$$

式中:C_{sed}为体积泥沙浓度,%;q_{sj}^{b}为第 j 边界上流入系统的水流流速,m^{3}/s;$C_{sed_{j}}^{*}$为体积泥沙浓度,%;BC 为总边界的数量;V_{w} 为水体体积,m^{3};e_{sed}为土壤侵蚀(或沉积)的速率,m^{3}/s. e_{sed}按式(5)计算:

$$e_{sed} = e_{s} + e_{h} \tag{5}$$

式中:e_{h} 为水流冲刷侵蚀率,m^{3}/s;e_{s} 为雨滴溅击侵蚀率,m^{3}/s. 计算公式如下:

$$\begin{cases} e_{si} = \begin{cases} \sigma_{i}c_{f}F(\psi_{S})(\cos\theta\cdot r)^{b}A_{3D}, q>0 \\ 0, q<0 \end{cases} \\ \sum_{i=1}^{m}\sigma_{i} = 1 \end{cases} \tag{6}$$

式中:σ_{i} 为第 i 类泥沙颗粒的体积占比;m 为泥沙的种类数目;c_{f} 为雨滴的溅击系数,$(s/m)^{b-1}$;b 为与降雨强度相关的系数;θ 为土体单元的坡度;r 为降雨强度,m/s;A_{3D}为与某一局部节点相关联的三维空间面积;q 为降雨速度和土壤下渗速率的总和,m/s;$F(\psi_{S})$为地表水层对溅击作用的缓冲系数. 式(7)中地表水流侵蚀率 e_{hi}的计算公式为:

$$e_{hi} = \alpha_{sed}\left(C_{maxi}^{sed}\sigma_{i} - C_{i}^{sed}\right) \tag{7}$$

式中:α_{sed}为水流侵蚀搬运系数,m^{3}/s;C_{max}^{sed}表示饱和输沙浓度,%;当 C_{sed}大于 C_{max}^{sed},将会出现泥沙沉积的现象,反之,当 C_{sed}小于 C_{max}^{sed}时,则会发生侵蚀情况.

1.2 ISA 模型

ISA 模型中,稳定性安全系数(Factor of Safety,FS)被用于评估边坡土体单元在任意时刻的稳定性状

态. 根据《建筑边坡工程技术规范》GB 50330—2013 中边坡工程的评价原则,$FS \geqslant 1.30$ 表示坡体处于稳定状态,$1.05 \leqslant FS < 1.30$ 表示坡体处于基本稳定状态,$1.00 \leqslant FS < 1.05$ 表示坡体处于欠稳定状态,$FS < 1.00$ 表示坡体处于失稳状态. FS 大小由边坡的抗滑力与滑动力的比值决定,如式(8)所示:

$$FS = \tau'/\tau \tag{8}$$

式中:τ 为变饱和土体滑动力,kg/(m·s);τ'为变饱和土体抗滑力,kg/(m·s). τ'按式(9)计算:

$$\tau' = c' + (\sigma - p)\tan\varphi' \tag{9}$$

其中:c'为土壤有效黏聚力,kg/(m·s);p 为孔隙水压力,kg/(m·s);φ'为有效内摩擦角;σ 为土体正应力,kg/(m·s).

变饱和土体的滑动力 τ 主要来自于土体在水分入渗条件下不断增加的重力,计算公式如式(10):

$$\tau = \sin\theta \cdot \cos\theta \cdot \int_0^{z'} \rho g \mathrm{d}z' \tag{10}$$

式中:ψ 为压力水头,m;θ 为土体单元的坡度;z'为土体单元距离地表的深度,m;ρ 为土壤容重,kg/m^3.

ISA 模型中边坡稳定性安全系数 FS 的计算公式为:

$$FS = \frac{c' + (\cos^2\theta \cdot \int_0^{z'} \rho g \mathrm{d}z' - \rho_w g\psi)\tan\varphi'}{\sin\theta \cdot \cos\theta \cdot \int_0^{z'} \rho g \mathrm{d}z'} = \frac{c' - \rho_w \cdot g \cdot \psi \cdot \tan\varphi'}{\sin\theta \cdot \cos\theta \cdot \int_0^{z'} \rho g \mathrm{d}z} + \frac{\tan\varphi'}{\tan\theta} \tag{11}$$

通过对近年来黄土高原的极端降雨浅层滑坡的滑动面进行野外调查发现,其滑动面多平行于坡面. 这与 ISA 的模型假设完全契合,因此 ISA 模型适用于本研究.

2 模型构建

2.1 工况设计

为了评估复杂地形特征对山坡产流产沙及边坡稳定性的影响,本文考虑了 7 种自然界中真实存在的地形情况. 以平面坡面作为基准案例,将地形特征划分为纵向地形特征和横向地形特征. 其中纵向地形包括不同曲率下的凹形、凸形、S1 形和 S2 形坡面;横向地形包括不同曲率下的内敛形和外凸形坡面. S1 形坡面特征为坡面上凹下凸(即正 S 形),而 S2 形坡面则上凸下凹(即反 S 形). 对于上述每种坡型,本文考虑了低、中、高三种平均坡度(29°、37°和 45°). 曲率被定义为 $1/R$,R 为边坡剖面的半径. 对于凹形和凸形坡面,坡面曲率范围从 1/250 到 1/100,间隔为 1/50. 对于 S1 形和 S2 形坡面,坡面曲率范围从 1/125 到 1/50,间隔为 1/25. 对于收敛坡和发散坡,坡面曲率范围从 1/100 到 1/25,间隔为 1/25. 总体而言,本文设计了 75 种与坡面地形差异相关的模拟情景(表 1).

表 1　模拟工况设置

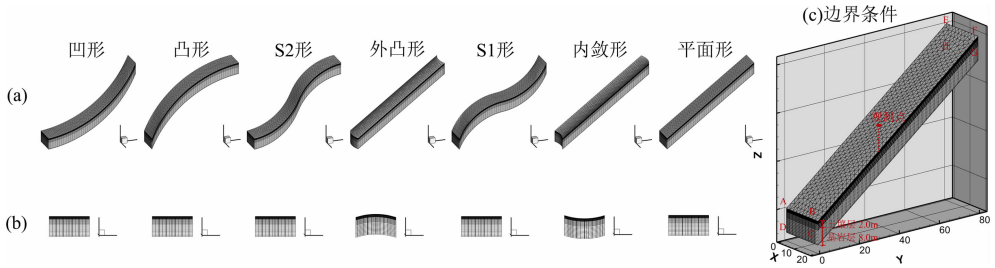
Tab. 1　Settings of simulation scenarios

平均坡度	凹坡	凸坡	平坡	S1 坡	S2 坡	内敛坡	外凸坡
29°	1/100 – 29	1/100 – 29	29	1/50 – 29	1/50 – 29	1/25 – 29	1/25 – 29
	1/150 – 29	1/150 – 29	29	1/75 – 29	1/75 – 29	1/50 – 29	1/50 – 29
	1/200 – 29	1/200 – 29	29	1/100 – 29	1/100 – 29	1/75 – 29	1/75 – 29
	1/250 – 29	1/250 – 29	29	1/125 – 29	1/125 – 29	1/100 – 29	1/100 – 29
37°	1/100 – 37	1/100 – 37	37	1/50 – 37	1/50 – 37	1/25 – 37	1/25 – 37
	1/150 – 37	1/150 – 37	37	1/75 – 37	1/75 – 37	1/50 – 37	1/50 – 37
	1/200 – 37	1/200 – 37	37	1/100 – 37	1/100 – 37	1/75 – 37	1/75 – 37
	1/250 – 37	1/250 – 37	37	1/125 – 37	1/125 – 37	1/100 – 37	1/100 – 37
45°	1/100 – 45	1/100 – 45	45	1/50 – 45	1/50 – 45	1/25 – 45	1/25 – 45
	1/150 – 45	1/150 – 45	45	1/75 – 45	1/75 – 45	1/50 – 45	1/50 – 45
	1/200 – 45	1/200 – 45	45	1/100 – 45	1/100 – 45	1/75 – 45	1/75 – 45
	1/250 – 45	1/250 – 45	45	1/125 – 45	1/125 – 45	1/100 – 45	1/100 – 45

注:1/100 – 29 代表平均坡度为 29°,曲率为 1/100.

2.2 三维计算网格及边界条件

本文设计了75个具有不同地形特征的虚拟坡面,并将其转换为三维数值网格(图2).所有坡面的投影长度 Y 均设定为80.00 m,而坡高则根据不同的平均坡度进行了调整.考虑到无限边坡模型的适用性,坡面的宽度 X 和下垫面厚度 Z 分别设为20.00 m和10.00 m,以确保具有较大的长宽比和长深比.为了消除形态的影响,研究中假定坡面上方土层厚度为2.00 m,底层为8.00 m深的弱透水基岩.每个数值网格的节点间距 ΔX 和 ΔY 均设置为2.00m,而垂直方向上的节点间距 ΔZ 从表层土壤层的0.05 m逐渐增大到基岩层的0.60 m.此种 ΔZ 离散化设置不仅保证了水文响应较为活跃区域(土壤层)内网格的精确度,还通过减少计算资源消耗以降低不活跃区域(基岩层)中网格的精度[33].每个坡面的三维数值网格共包含40个不同深度的子层,约有30 000个节点和50 000个不规则三角形单元.该网格划分细致,可用于模拟土壤中的变饱和流动以及降雨条件下潜在滑动面的发生.边坡的边界条件设置为:A-E-H-D,B-F-G-C,E-F-G-H,C-D-H-G为不透水面;A-B-F-E为透水面,降雨落在坡面上形成径流以及入渗到土壤中;A-B-C-D为出流断面,地表地下水在此断面上自由出流.



(a)同曲率和坡度条件下各类坡形三维网格示意图 (b)各类坡形X-Z剖面网格示意图 (c)平坡网格的边界条件设置

图1 模型三维计算网格示例和模型基本设定示意图

Fig. 1 Example of 3D computational mesh for the model and schematic diagram of basic model settings

2.3 初始条件和模型参数

为了突出地形特征对边坡的影响,本文设定所有工况均采用各向同性的均质黄土,模型中的土壤参数均取自黄土高原典型小流域—蛇家沟,如表2所示.模型参数通过实测数据、参数率定及文献资料综合确定.非饱和土壤水分特征曲线依据Van Genuchten方程拟合获得V-G参数 α 和 n.曼宁系数、饱和导水率及地表可蚀系数通过率定与验证过程确定.土壤孔隙度、残余含水率及土壤颗粒比密度因沿程变异性较小,采用空间均值.坡体稳定性模块的有效内摩擦角和黏聚力引用自既有岩土工程研究[29,37].土壤厚度为2.0 m,下覆弱透水基岩.初始地下水位设定在岩-土界面处,且平行于坡面,位于地表以下2.0 m.在模拟初期,整个边坡均处于非饱和状态,由于重力作用和毛细作用的影响,岩土界面至地表单元的初始压力水头大致在-2.0~0.0 m范围内变化.

表2 模型参数

Tab. 2 Model parameters

参数	土壤	弱透水基岩	土壤参数来源
孔隙度 n_s	0.41	0.20	实测
残余含水率	0.08	0.07	实测
曼宁系数/(s·m$^{-1/3}$)	0.01	—	率定[38]
水分特征曲线参数 n	1.74	1.25	实测
水分特征曲线参数 α/m^{-1}	1.28	4.30	实测
土壤颗粒比密度/(g·cm^{-3})	2.65	—	实测
有效内摩擦角/(°)	34.00	—	文献[20]
有效黏聚力 c'/kPa	5.00	—	文献[33]
饱和导水率 K_s/(m·s^{-1})	3.00×10^{-6}	4.00×10^{-8}	率定[38]
雨滴溅击系数 c_f	3.0	—	实测
地表可侵蚀系数/m^{-1}	0.5	—	率定[39]

2.4 模型运行

本文基于黄土高原典型暴雨特性,设置短历时强降雨工况:降雨强度72 mm/h(接近该地区百年一遇水平)[40],历时3 h,总降雨量216 mm,模拟周期48 h.如图2所示,降雨范围为全流域降雨,在边坡中部(X=10 m,Y=40 m)的位置设置观测点,在边坡上坡位置(Y=50 m)区域设置观测断面1,在边坡底部(Y=0 m)出流边界设置观测断面2.确保准确量化强降雨作用下超渗产流过程的水量分配特征,以及不同坡

位的地表侵蚀强度及出口断面的泥沙输移通量.

3　模拟结果与分析

3.1　复杂地形特征对山坡降雨－入渗过程的影响

图 3 展示了不同剖面形状的边坡观测点位置压力水头随土壤深度的变化趋势，在 T 为 0～3 h 期间，短时强降雨导致坡面上有大量雨水无法及时下渗，表层土壤的压力水头和饱和度急剧变大，然而，深层土壤水分主要受地下水控制，响应相对滞后. 在降雨产生的一瞬间，地表土层的压力水头发生显著跃升，瞬时饱和现象明显，以 T = 0.6 h 为例，表层土壤的压力水头跨度最多达到了 2.0 m 左右. 随着降雨的持续，表层土壤的雨水向下运移，直至降雨结束（T = 3.0 h），各坡面形态下平均入渗深约为 0.50 m. 在降雨结束后，坡形的入渗差距开始体现. 凹坡、S1 坡和内敛坡深层土壤的压力水头增大，说明这 3 种坡形蓄水能力优于排水能力，其中凹坡的增幅最明显，蓄水能力最突出. 相反，凸坡、S2 坡和外凸坡深层土壤压力水头持续减小，证明这 3 种坡形排水能力较强，其中凸坡和 S2 坡的排水性能优于外凸坡.

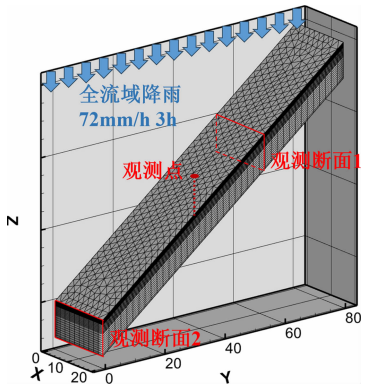


图 2　观测断面及观测点设置

Fig. 2　Settings of observation sections and points in this study

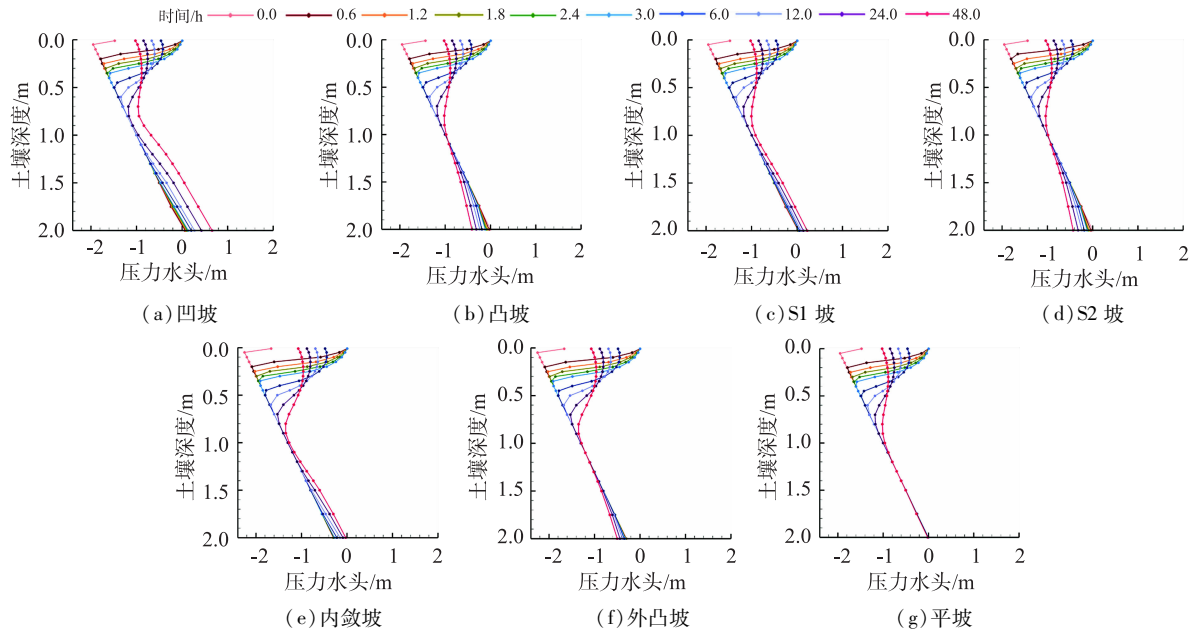


图 3　降雨入渗现象对 7 种坡形中心位置观测点处土壤压力水头所产生的影响

Fig. 3　Impacts of rainfall infiltration on the pressure head at the observation points in the center of seven slopes

图 4 通过对比不同剖面形状边坡在平均坡度和曲率的双重影响下土壤含水量的分布情况，可知地形的起伏和坡度的变化直接影响了地下水的分布和入渗情况，进而对土壤的饱和度产生了明显的空间差异. 在坡度较为陡峭的区域，降雨入渗受限，雨水快速汇集形成地表径流，导致局部区域土壤饱和度较低；而在坡度较缓的区域，降水滞留时间延长，入渗充分，导致土壤饱和度相对较高. 具体表现为：凹坡的地表和地下水在坡脚处汇集，导致饱和度增大；凸坡顶部的局部坡度较为平缓，因此边坡的上半部分饱和度较高；S1 坡为正 S 形边坡，坡顶和坡脚两个位置的局部坡度较陡，中间段的局部坡度平缓，利于水分蓄积；S2 坡为反 S 坡，坡体中部的局部坡度较陡，坡顶和坡脚两处局部坡度较缓的地方饱和度均较大. 曲率通过影响边坡局部坡度的变化率，进而控制饱和面积. 随着曲率增大，局部坡度变化更为剧烈，导致地表径流分散，入渗减少，因此饱和占比降低. 因此，在存在纵向地形条件下，由局部坡度主导的入渗－径流的动态平衡是造成土壤水分分布差异的主要原因. 对于存在横向地形差异的边坡（内敛形和外凸形），坡面饱和度分布较为均匀，饱和度受局部坡度

的影响并不突出,而是受平均坡度的影响较大,随着坡度的增大,坡面整体的饱和度减小. 对于所有坡形,平均坡度始终是影响土壤饱和度的重要地形因素,随着平均坡度的增大,降雨大部分转化为地表径流向出口处流出,入渗量会大幅减小. 因此平均坡度是影响土壤含水量、入渗深度的主要原因.

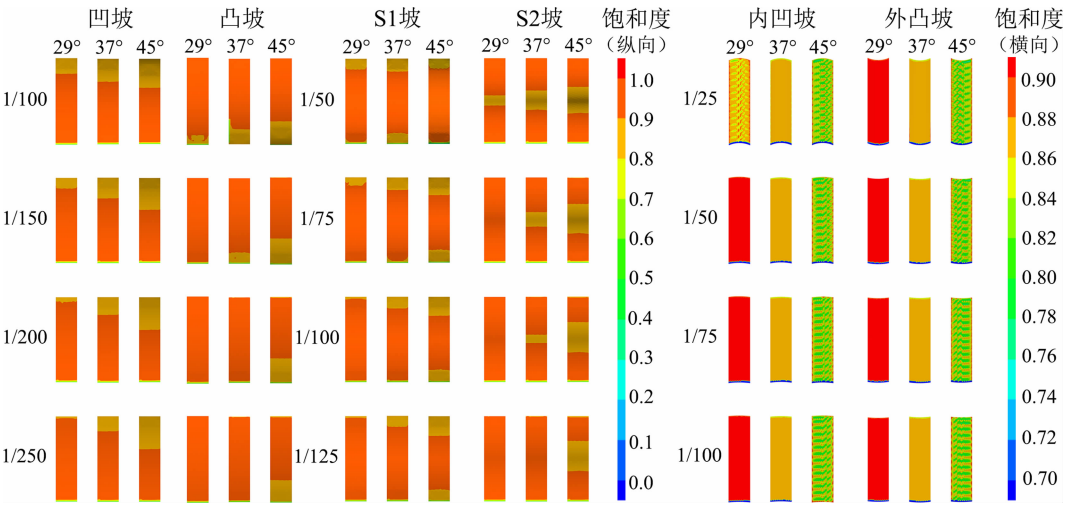


图 4 地形因素对边坡浅层土壤饱和度分布的影响情况

Fig. 4 Impacts of topographic factors on the water saturation of shallow soil layers of different slopes

表 3 展示了所有地形工况出口断面处观测到的径流峰值和径流量. 各工况出口断面径流峰值在平均坡度 29°时稳定于(25.00 ~ 27.00) × 10^{-3} m^3/s,剖面形状与曲率变化对其影响不显著;当坡度增至 45°时,径流峰值普遍小幅下降,其中凸坡与 S1 形坡降幅达 22.08%,其余坡形降幅均小于 5.00%. 径流量变化则呈现不同规律,相同曲率下剖面形状的影响微弱,但相同剖面形状时径流量随曲率增大显著增加. 坡度 29°时,凹形、凸形、S1 形及 S2 形坡的最大 - 最小曲率径流量差值达 60.29 ~ 60.91 m^3,而内敛形与外凸形坡差值仅 12.1 m^3;当坡度由 29°增至 45°时,前四类坡形径流量增加 23%,其最大 - 最小曲率径流量差值同步扩大至原值的 2 倍,而内敛形与外凸形径流量增加 11%,曲率极差径流量差值扩大 1.5 倍左右. 由此可见,曲率对径流量的控制作用显著强于剖面形状,且坡度增大会系统性放大曲率效应.

表 3 不同地形工况的径流峰值与径流量

Tab. 3 Runoff peaks and runoff yields under different terrain conditions

坡形	曲率	平均坡度 29°		平均坡度 37°		平均坡度 45°	
		径流峰值/($\times10^{-3}$ $m^3\cdot s^{-1}$)	径流量/m^3	径流峰值/($\times10^{-3}$ $m^3\cdot s^{-1}$)	径流量/m^3	径流峰值/($\times10^{-3}$ $m^3\cdot s^{-1}$)	径流量/m^3
凹坡	1/250	25.98	1 846.20	25.49	2 013.54	25.23	2 282.47
	1/200	26.68	1 852.22	25.31	2 021.39	25.40	2 294.02
	1/150	26.35	1 865.58	25.65	2 038.93	25.05	2 320.20
	1/100	26.01	1 907.11	25.81	2 094.37	25.16	2 405.23
凸坡	1/250	26.05	1 846.20	23.99	2 013.54	21.80	2 282.47
	1/200	25.10	1 852.21	23.22	2 021.38	20.44	2 294.02
	1/150	25.90	1 865.59	22.22	2 038.93	20.18	2 320.20
	1/100	23.89	1 906.98	21.51	2 094.37	19.25	2 404.93
S1 坡	1/125	26.84	1 846.07	25.24	2 013.45	22.59	2 282.38
	1/100	25.86	1 852.02	24.02	2 021.19	21.73	2 293.90
	1/75	26.58	1 865.24	23.07	2 038.53	21.46	2 320.32
	1/50	23.74	1 906.38	22.77	2 093.78	19.96	2 410.33

续表 3

坡形	曲率	平均坡度 29°		平均坡度 37°		平均坡度 45°	
		径流峰值/（$\times10^{-3}$ $m^3\cdot s^{-1}$）	径流量/ m^3	径流峰值/（$\times10^{-3}$ $m^3\cdot s^{-1}$）	径流量/ m^3	径流峰值/（$\times10^{-3}$ $m^3\cdot s^{-1}$）	径流量/ m^3
S2 坡	1/125	25.98	1 846.09	25.72	2 013.41	25.40	2 282.35
	1/100	26.22	1 852.05	25.78	2 021.23	25.09	2 293.78
	1/75	26.15	1 865.32	26.04	2 038.63	25.39	2 319.63
	1/50	26.31	1 906.35	25.65	2 093.50	25.02	2 403.68
内敛坡	1/100	26.41	1 836.51	26.25	2 001.18	26.25	2 001.18
	1/75	26.46	1 837.03	25.82	2 002.15	25.82	2 002.15
	1/50	26.57	1 838.74	25.50	2 004.87	25.41	2 070.53
	1/25	26.84	1 848.61	25.81	2 020.92	25.83	2 095.49
外凸坡	1/100	26.56	1 836.48	25.96	2 001.14	25.96	2 001.14
	1/75	26.68	1 837.10	26.47	2 002.14	26.47	2 002.14
	1/50	26.46	1 838.74	26.03	2 004.96	26.03	2 004.96
	1/25	26.23	1 848.61	25.65	2 021.04	25.65	2 021.04
平坡	—	26.28	1 835.76	25.60	2 000.00	25.22	2 000.00

综上所述，不论何种坡形，平均坡度始终对边坡水文响应过程起到决定性作用，决定着边坡的排蓄水能力以及效率. 曲率对边坡水文响应的影响效果受平均坡度的制约，改变边坡土壤水的分布量及径流量. 坡形则决定土壤水的分布位置. 3 种地形因素综合作用于边坡，导致边坡的水文响应过程有所差异.

3.2 复杂地形特征对于山坡土壤侵蚀及泥沙输运过程的影响

黄土层因其疏松多孔的结构特性，在降雨条件下易发生水力侵蚀. 图 5 展示了不同坡形降雨侵蚀作用下的空间分异规律，由图 5 可见，在降雨发生时，雨水从坡顶向坡脚处逐渐汇集冲刷，在重力作用下侵蚀速率加快，冲刷能力也随之增大，因此越靠近出口断面，土壤侵蚀的效应越明显. 以平坡为例，平均坡度从 29°增加到 45°，侵蚀量超过 45 kg 的区域面积占比从 12.5% 增加至 26.1%，增幅达到 109%；主要被侵蚀的区域从坡脚明显向上蔓延. 凸坡和 S1 坡相较于凹坡和 S2 坡，出口断面附近局部坡度较为陡峭，因此在一定程度上增大了径流流速，增强了冲刷强度，导致坡脚部分侵蚀更加显著；内敛边坡向内凹陷，是一条天然的沟壑，易于雨水快速汇集，主要的侵蚀位置为坡底凹陷处. 外凸形边坡则是中间凸起，两侧汇水，形成双侧侵蚀模式.

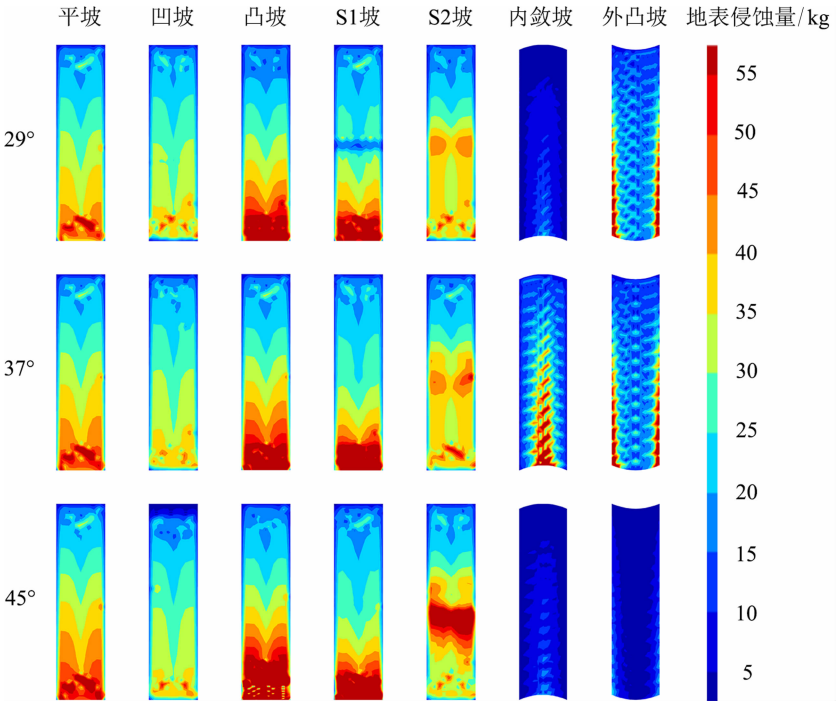


图 5　3 种平均坡度下不同地形地表侵蚀情况

Fig. 5　Surface erosion of different slopes under three average gradients

图 6 通过观测断面 1 和 2 的输沙率与输沙量数据,对比了不同地形因素下边坡的侵蚀状况. 降雨开始约 20 min 后,断面处监测到泥沙输移现象,且输沙率随降雨持续呈动态增长:初期(T 为 0 ~ 1 h)迅速上升,中后期(T 为 1 ~ 2 h)平缓增长. 降雨停止后,无雨水冲刷作用,输沙率直线下降,在雨止后 12 min 内由峰值衰减至 0. 输沙率大小与断面局部坡度密切相关,例如,凹坡观测断面 1 的局部坡度较大,径流冲刷较强,其最大输沙率达 0. 56 kg/s,而相同工况下断面 2 仅为 0. 23 kg/s. 断面 1 的输沙率变化趋势与曲率无明显关联,断面 2 则显著受地形控制规律影响. 凹坡和 S2 坡的输沙率随曲率增大而减小,分别减小 0. 1 kg/s 和 0. 07 kg/s;凸坡和 S1 坡则随曲率增大而增加,分别增大 0. 18 kg/s 和 0. 23 kg/s. 内敛坡与外凸坡的输沙率与曲率呈复杂非线性关系,无单调性,内敛坡输沙率随曲率减小呈“先增 - 后减 - 再增”的折线变化,外凸坡则随曲率减小呈先减 - 后增趋势. 输沙量的变化趋势与断面 2 输沙率一致. 所有坡形中,凸坡输沙量最大,曲率 1/250 时达 5. 9t;外凸坡输沙量最小,侵蚀程度最轻.

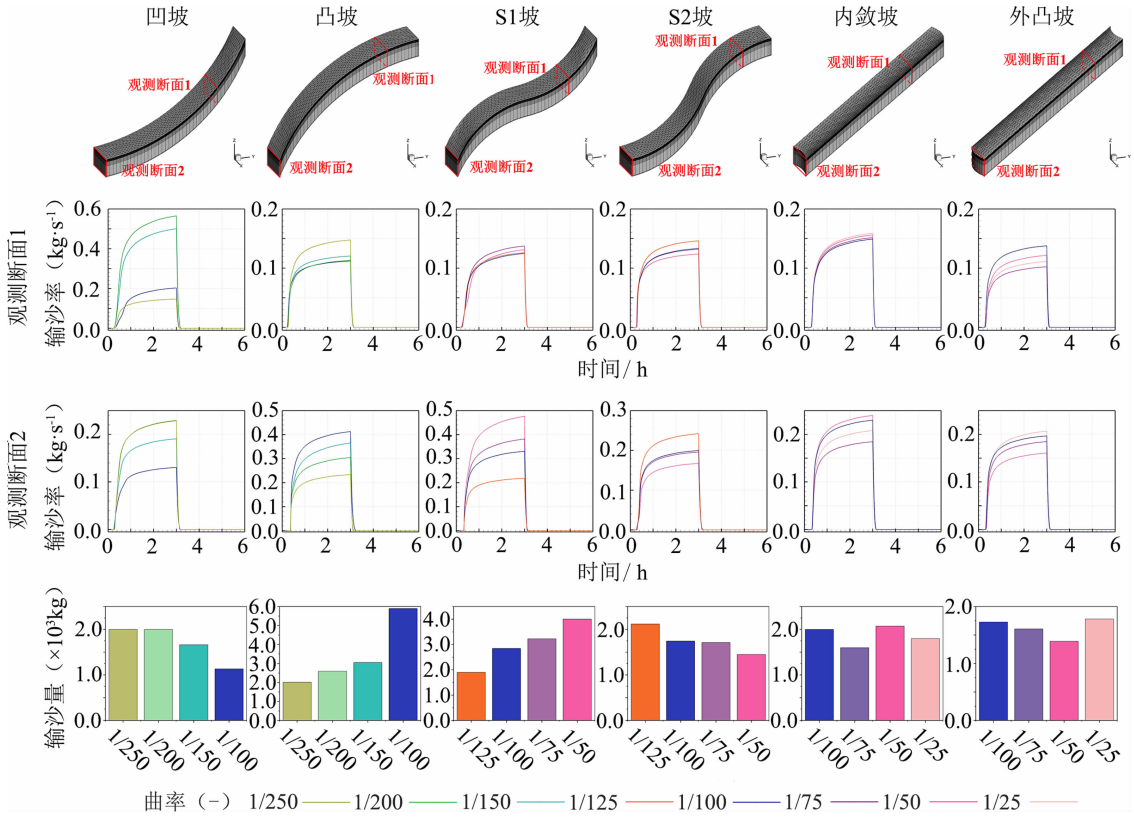


图 6 不同坡形观测断面输沙率与输沙量随曲率的变化情况

Fig. 6 Variations of sediment transport rate and sediment yield with curvature for different slopes

综上,存在纵向地形差异的边坡地表侵蚀情况受地形因素影响较大,由于降雨从坡顶到坡脚汇集冲刷,因此局部坡度至关重要,局部坡度较陡峭的区域,边坡侵蚀严重,输沙量增加,若是局部坡度较为平缓的区域,在一定程度上减缓了径流的冲刷强度,减小出口断面的输沙率. 坡形差异会改变曲率与输沙量的正负相关关系.

3. 3 复杂地形特征对边坡稳定性的影响

鉴于黄土高原地区土层极易在降雨作用下达到饱和状态,导致边坡稳定性显著降低,本文结合上述的水沙运动过程,重点分析了浅层滑坡的诱发机制,通过对比不同工况下的安全系数时空演变规律,明确地形因素对边坡稳定性的影响特征.

图 7 展示了降雨入渗现象对 7 种坡形中心位置观测点处土壤安全系数的影响. 初始状态下(T 为 0 h),FS 为一条从土壤表面逐渐向深层递减的光滑曲线. 在降雨期间(T 为 0 ~ 3 h),FS 的值发生突变,由于表层土壤的快速饱和,FS 也迅速向 0 趋近. 随着降雨时间的推移,土壤的湿润峰向下运动(下移速率约为 13. 3 cm/h),表层土壤饱和区域的厚度在增加,表层土壤失稳的风险也增大. 当降雨结束后(T = 3 ~

48 h)，边坡土层出现分层变化特征. 表层土壤(0 ~0. 4 m)没有雨水的补给，*FS* 迅速回升；0. 4 m 以下土层持续受降雨入渗的影响，*FS* 持续减小，但是减小的速度却越来越慢，最终趋于稳定. 在所有坡形中，只有凹坡在降雨结束后 *FS* 持续减小，使得深层土壤的稳定性也有小幅变动. 由上述分析可知，凹坡由于下坡位置平缓，坡脚处极易滞留水分，因此会在一定程度上使得地下水位抬升，观测点处 *FS* 受地表水和地下水的双重调控，波动幅度相比其他坡形略大.

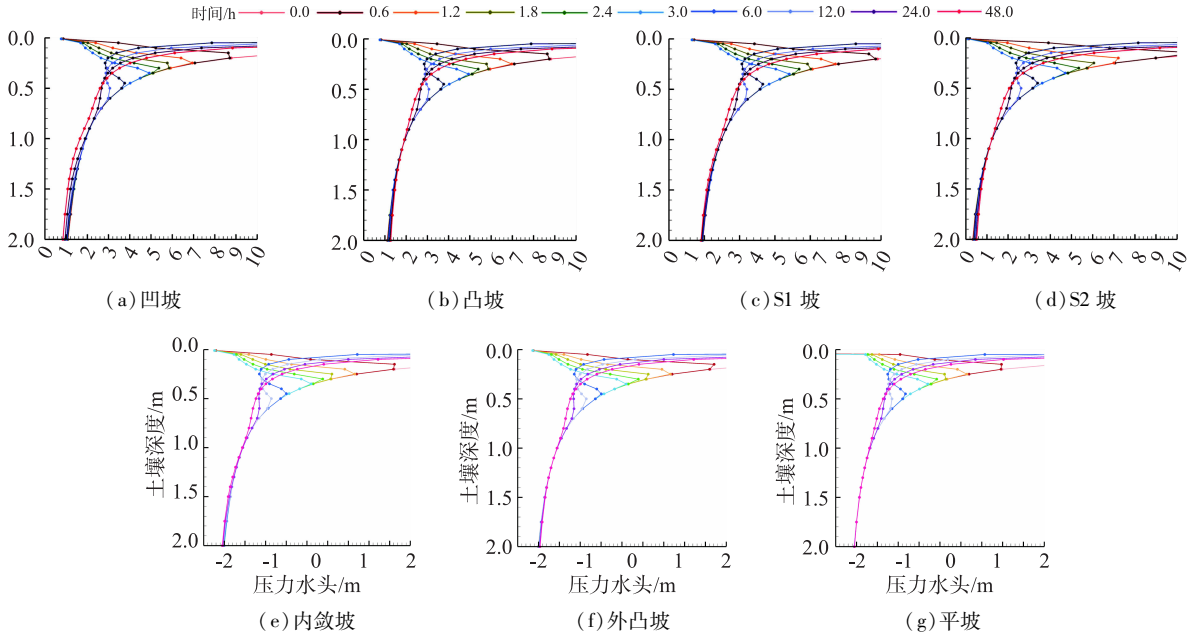


图 7　降雨入渗现象对 7 种坡形中心位置观测点处土壤安全系数的影响

Fig. 7　Impacts of rainfall infiltration on the safety factor of seven different slopes at the observation points

图 8 展示了 3 种平均坡度下不同坡形失稳位置的分布情况. 边坡失稳的起始位置具有明显的地形依赖性，失稳往往发生在局部坡度陡峭的区域. 凹坡表现为顶端失稳型；凸坡表现为底端失稳型；S1 坡为两端扩展型；S2 坡为中部辐射型. 失稳面积与平均坡度为正相关关系，平均坡度从 29°增大到 45°，各坡形失稳面积占比增量依次为：凹坡 16. 6%，凸坡 18. 2%，S1 坡 26. 1%，S2 坡 13. 5%. 其中，S1 坡的失稳状态受边坡平均坡度的影响最大、S2 坡受到的影响最小.

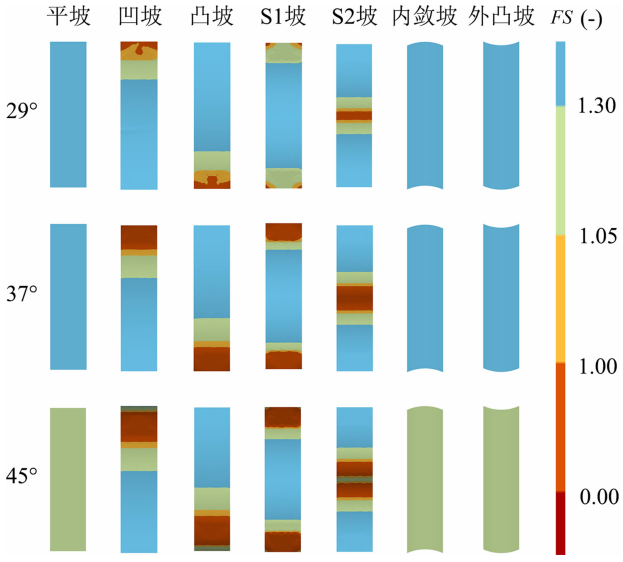


图 8　3 种平均坡度下不同坡形失稳位置的分布情况

Fig. 8　Distribution of instability positions of seven slopes under three average gradients

曲率会控制边坡的失稳面积占比(图 9). 在平均坡度为 37°的情况下，随着曲率的减小，相同地形的边坡失稳面积占比也会减小. 从最大曲率减小到最小曲率，凹坡的失稳面积减小了 16. 1%，凸坡减小 16. 0%，S1 坡减小 23. 3%，S2 坡减小 16. 1%，内凹和外凸两种坡形对曲率变化不敏感，不论曲率大小均不失稳. 虽然 S1 坡对地形因素变化高度敏感，但失稳面积受各因素综合影响显著，其良好的坡面形态使边坡整体稳定性较高.

不同地形因子对浅层滑坡的影响具有一定差异. 剖面形状导致边坡局部坡度分布存在差异，局部坡度较陡的区域容易引发滑坡. 剖面曲率与失稳范围呈负相关关系. 平均坡度则反映整体倾斜度，坡度大时失

稳可能性和规模增加. 因此,剖面形状决定了失稳位置,平均坡度和曲率共同决定了失稳的面积和深度.

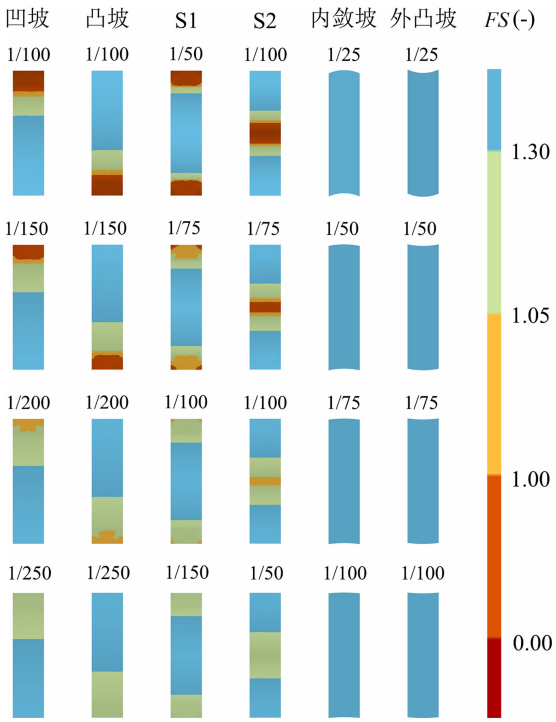


图 9 不同坡形失稳位置随曲率的分布情况

Fig. 9 Distribution of instability positions of different slopes with different curvatures

4 结 论

本文基于黄土高原特殊的地形特征,将地形因素归纳为边坡的平均坡度、剖面曲率以及剖面形状 3 个要素,系统地论述了不同地形因子对于边坡水文响应、侵蚀过程及稳定性的影响机制,主要结论如下:

1)在黄土高原短时强降雨的作用下,地表土层迅速达到饱和状态. 平均坡度是控制排水效率的主要因素,随着平均坡度的增加,边坡的排水效率也随之提高. 在相同条件下,与平坡相比,凹形、正 S 形和内敛形坡面的土壤垂向入渗率较高,入渗深度较深;而凸形、反 S 形和外凸形坡面的土壤入渗率较低,入渗深度较浅,同时表现出较高的侧向排水效率. 曲率效应受平均坡度的影响:在较缓的平均坡度条件下,增加曲率可以扩大饱和面积;而在较陡的平均坡度条件下,相同的曲率变化则会导致饱和面积缩小.

2)在强降雨条件下,地表水汇集并引发土壤冲刷,侵蚀主要集中在坡脚并向上延伸. 在相同条件下,相对于平坡,凸形、正 S 形和内敛形坡面表现出更高的地表侵蚀率和更大的侵蚀面积;而凹形、反 S 形和外凸形坡面则显示出较低的侵蚀率和较小的侵蚀面积. 平均坡度的增加将加剧地表侵蚀程度. 输沙率与曲率之间的关系呈现出不同的特征:在凹形和反 S 形坡面上,输沙率与曲率呈负相关;而在凸形和正 S 形坡面上则呈正相关;内敛形和外凸形坡面未表现出单调关系,而是呈现复杂的非线性变化.

3)边坡失稳往往发生在局部坡度较大的区域,坡面曲率与失稳面积呈显著的负相关关系,而平均坡度则主导整体失稳规模. 当平均坡度从 29°增加到 45°时,不同坡形的失稳面积占比增幅呈现显著差异:凹形坡(+16.6%)、凸形坡(+18.2%)、正 S 形坡(+26.1%)及反 S 形坡(+13.5%). 在相同条件下,凹形、凸形、正 S 形与反 S 形边坡的失稳概率均高于平形、内敛形和外凸形边坡.

参考文献:

[1] Shao W, Bogaard T A, Bakker M, et al. Quantification of the influence of preferential flow on slope stability using a numerical modelling approach[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2015, 19(5): 2197 – 2212.

[2] Qiu H J, Cui Y F, Hu S, et al. Size distribution and size of loess slides in response to slope height and slope gradient based on field survey data[J]. Geomatics, Natural Hazards and Risk, 2019, 10(1): 1443 – 1458.

[3] 许阳光,郭文召,王文龙,等. 极端降雨下黄土高原草被沟坡浅层滑坡特征及其对产流产沙的影响[J]. 生态学报,2022,42(19):7898 – 7909.
Xu Y G, Guo W Z, Wang W L, et al. Characteristics of shallow landslides under extreme rainfall and their effects on runoff and sediment on the Loess Plateau[J]. Acta Ecologica Sinica, 2022, 42(19): 7898 – 7909.

[4] Aryal S K, O'Loughlin E M, Mein R G. A similarity approach to determine response times to steady – state saturation in landscapes[J]. Advances in Water Resources, 2005, 28(2): 99 – 115.

[5] 袁利伟,普思伟,王国龙,等. 矿山水害因子对自然边坡稳定影响的敏感性分析[J]. 昆明理工大学学报(自然科学版),2024,49(3):75 – 85.
Yuan L W, Pu S W, Wang G L, et al. Sensitivity analysis of the impact of mining water hazard factors on natural slope stability[J]. Journal of Kunming University of Science and Technology (Natural Science), 2024, 49(3): 75 – 85.

[6] Troch P A,Paniconi C,Emiel van Loon E. Hillslope – storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes:1. Formulation and characteristic response[J]. Water Resources Research,2003,39(11):1316.

[7] Berne A,Uijlenhoet R,Troch P A. Similarity analysis of subsurface flow response of hillslopes with complex geometry[J]. Water Resources Research,2005,41(9):W09410.

[8] Wang J,Chen L. The effect of hillslope geometry on Hortonian rainfall – infiltration – runoff processes[J]. Journal of Hydrology,2021,594:125962.

[9] 王鑫盈,马超,张岩. 浅层黄土滑坡易发性评价:以晋西黄土区蔡家川农地小流域为例[J]. 山地学报,2023,41(6):904 – 915.
Wang X Y,Ma C,Zhang Y. Risk assessment of shallow loess landslides:Taking a small watershed of Caijiachuan farmland in the loess region of western Shanxi of China as an example[J]. Mountain Research,2023,41(6):904 – 915.

[10] 赵炯昌,潘岱立,卫伟,等. 植被格局对土壤入渗和水沙过程影响的模拟试验研究[J]. 生态学报,2021,41(4):1373 – 1380.
Zhao J C,Pan D L,Wei W,et al. Simulation experiment on the influence of vegetation pattern on soil infiltration and water and sediment process[J]. Acta Ecologica Sinica,2021,41(4):1373 – 1380.

[11] 何敏怡,钟荣华,郭乾坤,等. 基于径流小区实测的干热河谷土壤侵蚀荟萃分析[J]. 水土保持学报,2023,37(5):291 – 297 + 304.
He M Y,Zhong R H,Guo Q K,et al. A meta – analysis on soil erosion in the dry – hot valleys based on runoff – plot data[J]. Journal of Soil and Water Conservation,2023,37(5):291 – 297 + 304.

[12] Gao J,Maro J. Topographic controls on evolution of shallow landslides in pastoral Wairarapa,New Zealand,1979 – 2003[J]. Geomorphology,2010,114(3):373 – 381.

[13] Chen L, Young M H. Green – Ampt infiltration model for sloping surfaces[J]. Water Resources Research, 2006, 42(7):W07420.

[14] Wu S B,Chen L,Wang N L,et al. Modeling rainfall – runoff and soil erosion processes on hillslopes with complex rill network planform[J]. Water Resources Research,2018,54(12):10117 – 10133.

[15] 袁方,王全才. 滑坡横向分条法及其应用[J]. 自然灾害学报,2010,19(4):169 – 173.
Yuan F,Wang Q C. Transverse striping method for landslide analysis and its applicalion[J]. Journal of Natural Disasters,2010,19(4):169 – 173.

[16] Qiu H J,Cui P,Regmi A D,et al. Slope height and slope gradient controls on the loess slide size within different slip surfaces[J]. Physical Geography,2017,38(4):303 – 317.

[17] 严越,王森,王一超. 滑坡发育概率与坡度间关系的研究[J]. 人民珠江,2017,38(8):50 – 53.
Yan Y,Wang S,Wang Y C. Research on statistic relationship between slope gradient and landslide probability[J]. Pearl River,2017,38(8):50 – 53.

[18] Chen T,Shu J S,Han L,et al. Modeling the effects of topography and slope gradient of an artificially formed slope on runoff,sediment yield,water and soil loss of sandy soil[J]. Catena,2022,212:106060.

[19] 孙萍萍,张茂省,贾俊,等. 中国西部黄土区地质灾害调查研究进展[J]. 西北地质,2022,55(3):96 – 107.
Sun P P,Zhang M S,Jia J,et al. Geo – hazards research and investigation in the loess regions of western China[J]. Northwestern Geology,2022,55(3):96 – 107.

[20] Giuseppe F,Simoni S,Godt J W,et al. Geomorphological control on variably saturated hillslope hydrology and slope instability[J]. Water Resources Research,2016,52(6):4590 – 4607.

[21] Sabzevari T,Talebi A,Ardakanian R,et al. A steady – state saturation model to determine the subsurface travel time (STT) in complex hillslopes[J]. Hydrology and Earth System Sciences,2010,14(6):891 – 900.

[22] Agnese C,Baiamonte G,Corrao C. Overland flow generation on hillslopes of complex topography:Analytical solutions[J]. Hydrological Processes,2007,21(10):1308 – 1317.

[23] Sabzevari T,Noroozpour S,Pishvaei M H. Effects of geometry on runoff time characteristics and time – area histogram of hillslopes[J]. Journal of Hydrology,2015,531:638 – 648.

[24] 赵鹏,邱平,何展昌,等. 基于分布式水文模型的地形特征对边坡稳定性影响的数值模拟研究[J]. 水利水电技术(中英文),2024,55(S2):632 – 641.
Zhao P,Qiu P,He Z C,et al. Numerical study of the geomorphic impacts on slope stability using a distributed hydrological model[J]. Water Resources and Hydropower Engineering,2024,55(S2):632 – 641.

[25] Bartelletti C,Giannecchini R,D'Amato Avanzi G,et al. The influence of geological – morphological and land use settings on

shallow landslides in the Pogliaschina T. Basin (northern Apennines, Italy)[J]. Journal of Maps, 2017, 13(2): 142 – 152.

[26] D'Amato Avanzi G, Giannecchini R, Puccinelli A. The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: The June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy)[J]. Engineering Geology, 2004, 73(3/4): 215 – 228.

[27] Formetta G, Capparelli G. Quantifying the three – dimensional effects of anisotropic soil horizons on hillslope hydrology and stability[J]. Journal of Hydrology, 2019, 570: 329 – 342.

[28] Loague K, VanderKwaak J E. Simulating hydrological response for the R – 5 catchment: Comparison of two models and the impact of the roads[J]. Hydrological Processes, 2002, 16(5): 1015 – 1032.

[29] Ran Q H, Hong Y Y, Li W, et al. A modelling study of rainfall – induced shallow landslide mechanisms under different rainfall characteristics[J]. Journal of Hydrology, 2018, 563: 790 – 801.

[30] Ran Q H, Tang H L, Wang F, et al. Numerical modelling shows an old check – dam still attenuates flooding and sediment transport[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2021, 46(8): 1549 – 1567.

[31] Mirus B B, Ebel B A, Loague K, et al. Simulated effect of a forest road on near – surface hydrologic response: Redux[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2007, 32(1): 126 – 142.

[32] 洪艳艳. 黄土高原植被恢复对地表产流机制的影响研究[D]. 杭州: 浙江大学, 2020.
Hong Y Y. Study on the influence of vegetation restoration on the surface runoff generation mechanisms on Loess Plateau [D]. Hangzhou: Zhejiang University, 2020.

[33] 唐鸿磊, 陈菊, 沈春颖, 等. 饱和导水率异质性对黄土高原浅层滑坡的影响[J]. 清华大学学报(自然科学版), 2023, 63(12): 1946 – 1960.
Tang H L, Chen J, Shen C Y, et al. Impacts of heterogeneity of saturated hydraulic conductivity on the shallow landslides on the Loess plateau[J]. Journal of Tsinghua University (Science and Technology), 2023, 63(12): 1946 – 1960.

[34] 庄建琦, 彭建兵, 张利勇. 不同降雨条件下黄土高原浅层滑坡危险性预测评价[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2013, 43(3): 867 – 876.
Zhuang J Q, Peng J B, Zhang L Y. Risk assessment and prediction of the shallow landslide at different precipitation in Loess Plateau[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2013, 43(3): 867 – 876.

[35] 张志远. 非饱和土渗透系数快速测定方法及降雨入渗诱发滑坡机理[D]. 北京: 北京交通大学, 2022.
Zhang Z Y. Rapid measurement method of hydraulic conductivity of unsaturated soil and mechanism of landslide induced by rainfall infiltration [D]. Beijing: Beijing Jiaotong University, 2022.

[36] 吴俊扬. 考虑水分剖面形状变化的降雨入渗模型及边坡稳定性分析[D]. 杭州: 浙江大学, 2023.
Wu J Y. Rainfall infiltration model and slope stability analysis considering the shape change of moisture profile [D]. Hangzhou: Zhejiang University, 2023.

[37] Zhuang J Q, Peng J B, Wang G H, et al. Prediction of rainfall – induced shallow landslides in the Loess Plateau, Yan'an, China, using the TRIGRS model[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2017, 42(6): 915 – 927.

[38] Ran Q H, Wang F, Gao J H. The effect of storm movement on infiltration, runoff and soil erosion in a semi – arid catchment[J]. Hydrological Processes, 2020, 34(23): 4526 – 4540.

[39] 韩赛奇. 黄土丘陵沟壑区高度治理流域对极端暴雨的水文响应研究[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2018.
Han S Q. Study on hydrological response to extreme rainstorm in high altitude controllled watershed in loess hilly and gully region [D]. Yangling: Northwest A&F University, 2018.

(编 辑: 朱银周)