doi:10.3799/dqkx.2025.194

# 黄河上游德恒隆古滑坡–堰塞湖–溃决洪水灾害链全过程模拟与灾害放大效应

刘登海[1,2]，沈伟[1,2*]，刘子扬[1,2]，欧阳慕云[1,2]，李纪恒[1,2]，黄强兵[1,2]，彭建兵[1,2]

1. 长安大学地质工程与测绘学院 西安 710054，中国

2. 长安大学陕西省黄河科学研究院 西安 710054，中国

**摘　要** 位于青藏高原东北缘的黄河上游峡谷段发育了大量巨型古滑坡-堰塞湖-溃决洪水灾害链，理清其运动演化过程对防控此类灾害链具有重要意义。本文在野外调查基础上，通过构建深度平均滑坡-堵河运动学模型与考虑颗粒物运移及物理侵蚀沉积机制的溃决洪水动力学耦合模型，以其中典型的德恒隆巨型滑坡灾害链为例开展模拟研究，系统分析了滑坡堵河-堰塞湖蓄水-溃决洪水的完整运动学过程。结果表明：德恒隆滑坡体积达 35 亿 $m^3$，峰值平均速度约 44.5 m/s，总滑移时长约 120 s，形成堰塞坝高达 234 m，堵塞黄河形成面积约 280 $km^2$、库容约 232.3 亿 $m^3$的巨型堰塞湖；堰塞坝溃决过程持续约 100 h，洪峰流量达 23.8 万 $m^3/s$，洪水沿黄河河道波及下游 900 km 流域，最高洪水位达 158 m。相比于滑坡本身的运动距离，本次巨型滑坡-堵河-溃坝洪水灾害链波及了上下游约 1000 km 河道范围内的广大区域，具有显著的灾害放大效应。本文研究成果可为黄河流域滑坡灾害链的风险评估与防灾决策提供科学依据。

**关键词** 深度平均法；巨型滑坡；灾害链；全过程模拟.

**中国分类号**：P642.22　　**收稿日期**：2025-06-12

## Runout Simulation and Disaster Amplification of the Dehenglong Paleolandslide-Dammed Lake-Outburst Flood Chain in the Upper Yellow River

Denghai Liu[1,2], Wei Shen[1,2*], Ziyang Liu[1,2], Muyun Ouyang[1,2], Jiheng Li[1,2], Qiangbing Huang[1,2], Jianbing Peng[1,2]

1. College of Geological Engineering and Geomatics, Chang'an University Xi'an 710054, China

2. Shaanxi Yellow River Research Institute, Chang'an University Xi'an 710054, China

**Abstract** The upper Yellow River canyon on the northeastern margin of the Tibetan Plateau has developed numerous giant paleo-landslide - dammed lake - outburst flood disaster chains. Understanding their kinematic evolution is crucial for mitigating such cascading hazards. Based on field investigations, this study constructs a depth-averaged landslide damming kinematic model and a coupled outburst flood dynamics model incorporating sediment transport and physical erosion/deposition mechanisms, using the typical Dehenglong giant landslide disaster chain as a case study. The simulation systematically analyzes the entire kinematic process, including landslide damming, lake formation, and dam breaching. The results indicate that the Dehenglong landslide had a volume of 3.50 billion $m^3$, reached a peak average velocity of 44.5 m/s, and had a total sliding duration of 120 s. This formed a 234-m-high dam that blocked the Yellow River, creating a giant dammed lake with an area of 280 $km^2$ and a storage capacity of 23.23 billion $m^3$. The dam breach lasted 100 h, with a peak discharge of 238,300

---

**基金项目**：长安大学中央高校基本科研业务费专项资金(No. 300102264203)；国家自然科学基金(Nos. 42307216, 42041006)；中国博士后科学基金(No. 2023M730353).

**作者简介**：刘登海(2001－)，男，硕士研究生，主要从事地质工程方面的科研工作. ORCID：0009-0001-6112-8089. E-mail：2024126093@chd.edu.cn

***通讯作者**：沈伟(1993－)，男，博士，副教授，硕士生导师，主要从事工程地质灾害机理与数值模拟方面的科研与教学工作. ORCID：0000-0001-9427-5029. E-mail：wei.shen@chd.edu.cn

$m^3/s$. The resulting flood propagated 900 km downstream along the Yellow River, reaching a maximum water level of 158 m. Compared to the landslide movement distance itself, this giant landslide-damming-outburst flood disaster chain affected a vast area spanning approximately 1000 km of the river channel, exhibiting a significant disaster amplification effect. The findings of this study provide a scientific basis for risk assessment and disaster prevention decision-making regarding landslide disaster chains along the Yellow River Basin.
**Keywords** depth-averaged models; giant landslides**;** disaster chain; full-process simulation.

# 引　言

位于青藏高原东北缘的黄河上游峡谷段构造活动强烈、地貌演化迅速，该区域内重大地质灾害类型多样、分布广泛且突发性强，灾害链效应显著（彭建兵等, 2004; 兰恒星等, 2022）。近年黄河科考研究表明，黄河流域上游峡谷段发育多处巨型古滑坡，部分滑坡处于局部蠕变状态，在极端气候或地震扰动下存在复活堵河风险，对区域防洪安全构成严重威胁（金钊等, 2024）。特别是在黄河上游龙羊峡至刘家峡段，由于特殊的地形地貌、地层岩性、地质作用以及古气候条件，历史上形成了多达 30 余个巨型滑坡（李小林等, 2011）。其中，德恒隆滑坡位于尖扎盆地出口，体积达数十亿立方米，在滑坡滑动过程中，其前缘刨蚀河床，最终形成高度逾 200 m 的堰塞坝体（郭小花, 2018），完全堵塞黄河干流，导致上游形成长度超过 45 km 的堰塞湖（殷志强等, 2021），最终因坝体溃决引发洪水，构成了“滑坡堵河-堰塞湖蓄水-溃决洪水”的完整灾害链。当前对黄河上游历史巨型滑坡灾害链运动演化过程的研究较为缺乏，制约了潜在灾害链的预测精度。

数值模拟是对此类灾害链运动过程进行反演和预测分析的重要手段。近几十年已经发展出了较为成熟的可模拟单独滑坡堵河、堰塞坝溃决、洪水运动演化过程的预测模型，现有研究通过集成这些模型实现了滑坡灾害链模拟，取得了显著进展，但在大流域灾害链模拟方面仍存在一些局限性。在滑坡堵河与溃决过程模拟中，已有研究使用 DAN$^{3D}$ 和 FLOW$^{3D}$ 模拟滑坡和洪水演进过程，较为精细地反演了滑坡堵河和堰塞坝的溃决过程（戴兴建等 2019）；或使用离散元法（DEM）模拟滑坡过程，之后利用光滑粒子流法（SPH）分析了堰塞坝的溃决过程（Zhu 等, 2023）；或使用水土耦合的 SPH 方法模拟滑坡-堵江-成坝灾害链全过程，将侵蚀和侧坡失效与 SPH 耦合，可以更精确的模拟坝体溃决过程（Li 等, 2024; 李爽等, 2025）。然而，此类方法需对溃决过程开展精细模拟，计算量大，限制了其在大规模滑坡灾害链模拟中的应用。为提高计算效率，部分研究利用 PFC3D 进行滑坡动力学分析，并通过 HEC-RAS 模拟滑坡坝溃决后的洪水过程（贾珂程, 2023）；或采用 Massflow 对滑坡的运动过程进行模拟，之后结合 DABA 模型模拟堰塞坝的溃决过程，最后利用 HEC-RAS 模型模拟溃坝洪水过程（Fan 等, 2020）。此类方法可快速估算滑坡坝溃决洪水的演进过程，适用于中小尺度滑坡灾害链的分析，但对堰塞坝的实际溃决过程考虑尚不充分。近年来，有研究建立了考虑尺寸选择性侵蚀的滑坡坝溃决模型（Ma 等, 2025）；还有研究利用 GPU 加速的 ED-SHP 模拟土石坝漫顶破坏过程中的侵蚀和沉积现象（Zhou, 2024）；此类方法可以精确模拟侵蚀沉积与侧岸侵蚀，但仅适用于小尺度的精细模拟。大尺度模拟上，有研究使用双层深度平均模型，通过 Savage-Hunter 类型的深度平均模型描述滑坡运动，并结合浅水方程模拟洪水演进（刘威等, 2020）。此类方法的计算效率较高，理论上适用于大尺度滑坡灾害链模拟，但现有模型采用的颗粒侵蚀沉积算法多基于经验，若能在其中考虑侵蚀沉积的物理机制将有助于提高其精度和适用性。

基于以上现状，本研究通过耦合深度平均滑坡-堵河运动学模型和考虑堰塞坝物理溃决过程的洪水动力学模型，建立了适用于大流域巨型滑坡-堰塞湖-溃决洪水灾害链演进过程模拟的运动学模型，并以德恒隆滑坡为例，模拟分析了其堵河成坝、堰塞坝溃决和洪水演进的全过程，量化了此类灾害的链式放大效应，为黄河流域滑坡灾害链的风险预警与防控提供依据。

# 1 研究区概况

研究区位于青藏高原东北缘黄河上游龙羊峡至石嘴山段，根据灾种类型可将其划分为堰塞湖段、滑坡段、洪水段三部分，全长约 1000 km。该区域黄河总体呈西北—东南走向，地势西北高、东南低，地跨青海、甘肃、宁夏三省（区）。其中，滑坡段位于青海省黄南藏族自治州尖扎县境内，地处公伯峡水库库尾右岸，地理坐标为北纬 35°56′、东经 102°04′，属黄河上游峡谷区向宽谷盆地的过渡带。堰塞湖段（龙羊峡—公伯峡）以深切峡谷为主（如龙羊峡、李家峡、公伯峡等），河谷狭窄，岸坡陡峭（纪一奇, 2024）。洪水段（公伯峡—石嘴山）过渡为宽谷盆地（如兰州盆地、银川平原），河道蜿蜒，

发育多级阶地，局部形成河漫滩与冲积平原。正是此区域上游河道窄地势高下游河道宽地势低的地形，为德恒隆滑坡诱发堵河-堰塞湖溃决-洪水链生灾害提供了条件。

德恒隆滑坡发生于约 8 万年前，形成堰塞湖并于滑坡发生 3000 年后溃决（郭小花等, 2015; 白世彪等, 2021）。郭小花等人曾对德恒隆滑坡的特征及形成机制进行详细的研究，其研究表明德恒隆滑坡主滑方向为 WSW255°，滑坡后缘高程为 2940 m，高出黄河（2040 m）900 m。现黄河河道两岸仍清晰可见大量残留的堰塞坝堆积体，残留体积约 14 亿 $m^3$，坝长东北岸约 2150 m，西南岸约 4000 m，厚度左岸约 120 m，右岸约 25 m（郭小花等, 2015）。卫星影像解译（图 1）和现场调查结果表明，该滑坡位于尖扎盆地出口处，滑距约 5 km，根据残余地形与郭小花等复原滑坡剖面估计滑坡滑前总体积约 35 亿 $m^3$，属于巨型滑坡。滑坡启动区位于黄河东北岸，启动后越过古黄河，与河对岸山体发生碰撞，完全堵塞河道并形成堰塞湖，滑坡堰塞坝长约 4.4 km，高约 234 m。堰塞湖沿滑坡坝中前部发生溃决，后在河水冲刷侵蚀下逐渐形成如今 U 字形的河道。

滑坡区地质图和滑坡主断面地质剖面图如图 2 所示。德恒隆滑坡主体为新太古-古元古界片麻岩，河对岸基岩为全新统砂岩。滑坡后缘沿一断层发育，断层面产状为 255° ∠48° 。砂岩与片麻岩沿另一断层面呈不整合接触，断层面产状为 72° ∠65°（郭小花等, 2015）。

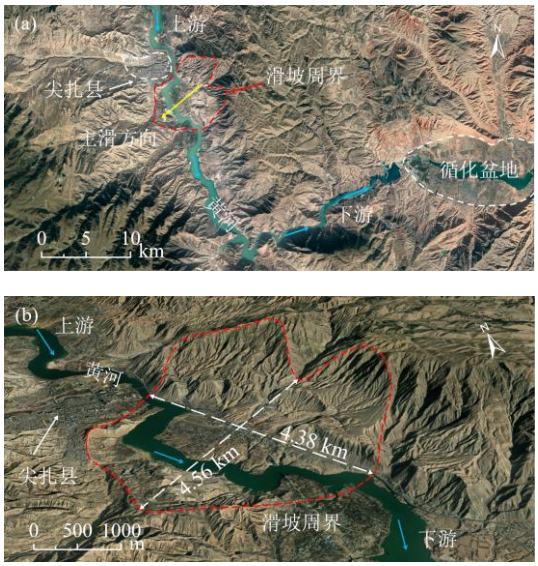


图 1（a）德恒隆滑坡区卫星影像，（b）滑坡全景图

Fig. 1 (a) Satellite imagery of the Dehenglong landslide area; (b) panoramic view of the landslide

# 2 模型构建

针对滑坡堵河过程，基于浅水理论建立了其运动学模型：由于巨型滑坡在高速运移中因剧烈剪切作用呈现类流体特性，采用等效流体假设与深度平均法（DAM）将三维问题简化为二维平面运动，通过质量守恒方程和动量守恒方程描述滑体厚度、速度与地形的动态耦合。这一简化在保证物理机制真实性的同时显著提升了计算效率，结合高精度 Godunov 型有限体积法，可精确捕捉滑体前缘激波和干湿边界，并利用重采样至 50 m 的三维地形数据平衡了地貌细节保留与计算资源消耗，为预测滑坡坝的几何形态与堵河风险提供了可靠工具。

## 2.1 滑坡过程模拟

滑坡堵河过程运动学模型的控制方程由滑体质量守恒和动量守恒方程组成（Xia 等, 2018），该模型建立在全局笛卡尔坐标系下，采用深度积分法推导得出，模型考虑了复杂弯曲地形对滑坡运动过程的影响。控制方程如下：

$$\frac{\partial q}{\partial t}+\frac{\partial f(q)}{\partial x}+\frac{\partial g(q)}{\partial y}=S_b+S_f \tag{1}$$

式中：$q$ 为与流量变量相关的矩阵，$f(q)$和 $g(q)$是 $x$ 和 $y$ 方向上的流量矩阵，$S_b$ 是地形项，$S_f$ 是摩擦项，分别表示为：

$$q=\begin{bmatrix} h \\ uh \\ vh \end{bmatrix}\quad f(q)=\begin{bmatrix} uh \\ u^2h+\frac{1}{\phi^2}\frac{1}{2}gh^2 \\ uvh \end{bmatrix}\quad g(q)=\begin{bmatrix} vh \\ uvh \\ v^2h+\frac{1}{\phi^2}\frac{1}{2}gh^2 \end{bmatrix} \tag{2}$$

$$S_b=\begin{bmatrix} 0 \\ -ah\frac{\partial b}{\partial x}+\frac{1}{2}gh^2\frac{\partial\left(1/\phi^2\right)}{\partial x} \\ -ah\frac{\partial b}{\partial y}+\frac{1}{2}gh^2\frac{\partial\left(1/\phi^2\right)}{\partial y} \end{bmatrix} \tag{3}$$

$$S_f=\begin{bmatrix} 0 \\ \dfrac{\mu ahu\phi+c/\rho}{\sqrt{u^2+v^2+\left(u\frac{\partial b}{\partial x}+v\frac{\partial b}{\partial y}\right)^2}} \\ \dfrac{\mu ahv\phi+c/\rho}{\sqrt{u^2+v^2+\left(u\frac{\partial b}{\partial x}+v\frac{\partial b}{\partial y}\right)^2}} \end{bmatrix} \tag{4}$$

式中：$h$ 为滑体厚度，$u$ 和 $v$ 是 $x$ 和 $y$ 方向上滑体的深度平均速度，$g$ 是重力加速度，$b$ 是河床高程，$\mu$ 是摩擦系数，$c$ 是滑体粘聚力，$\rho$是滑体的密度，$a$ 是与弯曲地形离心效应相关的参数，反映复杂地形曲率引起的离心效应，$\phi$ 是与滑面地形坡度相关的参数，反映地形坡度对滑面支持力的影响。$a$ 和 $\phi$ 的表达式如下：

$$a=\frac{1}{\phi^2}\left(g+V^T HV\right) \tag{5}$$

$$\phi=\left\{\left(\frac{\partial b}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial b}{\partial y}\right)^2+1\right\} \tag{6}$$

式中：

$$V=(u,v)^T \tag{7}$$

$$H=\begin{bmatrix}\frac{\partial^2 b}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 b}{\partial x\partial y}\\ \frac{\partial^2 b}{\partial x\partial y} & \frac{\partial^2 b}{\partial y^2}\end{bmatrix} \tag{8}$$

### 2.2 溃坝洪水过程模拟

滑坡坝堵塞河道后，上游来水在坝后淤积形成堰塞湖。随着堰塞湖水位上升并逐渐漫过坝顶，滑坡坝在流水侵蚀作用下可能发生溃决（梅胜尧等, 2023; 杨泽文等, 2025）。绝大多数堰塞湖以漫顶溃坝的形式发生溃决，在坝顶洪水的下切和侧蚀作用下，坝体形成溃口，上游湖水通过溃口迅速排放，形成洪水波及下游。由于溃决洪水的传播距离和宽度远大于其深度，本项目采用深度平均法建立其运动学控制方程，并利用有限体积法构建溃决洪水动力学模型。模型将堰塞坝视为可侵蚀物，引入侵蚀与沉积项以考虑洪水对坝体颗粒物质的搬运过程，可模拟堰塞坝的漫顶溃决过程，预测洪水的流量、流速及其在下游区域的传播和淹没范围。

溃决过程洪水动力学模型的控制方程可根据流体的质量守恒和动量守恒关系以及颗粒的质量守恒关系推导得到（Xia 等, 2023），表示成矩阵形式如下：

$$\frac{\partial q}{\partial t}+\frac{\partial f(q)}{\partial x}+\frac{\partial g(q)}{\partial y}=S_b+S_f+S_e \tag{9}$$

式中：$q$ 为流体变量矩阵，$f$ 和 $g$ 分别为 $x$ 和 $y$ 方向的流量向量，$S_b$、$S_f$ 分别为与河床地形和流动阻力相关的源项，$S_e$ 为与侵蚀和沉积作用相关的源项，这些矩阵可展开如下：

$$q=\begin{bmatrix}h_w\\ h_w u\\ h_w v\\ h_w C\\ h_s\end{bmatrix}\quad f(q)=\begin{bmatrix}h_w u\\ h_w u^2+\frac{1}{2}gh_w^2\\ h_w uv\\ h_w uC\\ 0\end{bmatrix}\quad g(q)=\begin{bmatrix}h_w v\\ h_w uv\\ h_w v^2+\frac{1}{2}gh_w^2\\ h_w vC\\ 0\end{bmatrix} \tag{10}$$

$$S_b=\begin{bmatrix}0\\ -gh_w\frac{\partial b}{\partial x}\\ -gh_w\frac{\partial b}{\partial y}\\ 0\\ 0\end{bmatrix}\quad S_f=\begin{bmatrix}0\\ \frac{\tau_x}{\rho}\\ \frac{\tau_y}{\rho}\\ 0\\ 0\end{bmatrix} \tag{11}$$

$$S_e=\begin{bmatrix}E+i\\ -\frac{(\rho_s-\rho_f)gh_w^2}{2\rho}\frac{\partial C}{\partial x}+\frac{(\rho_s-\rho_f)uE}{\rho}\\ -\frac{(\rho_s-\rho_f)gh_w^2}{2\rho}\frac{\partial C}{\partial y}+\frac{(\rho_s-\rho_f)vE}{\rho}\\ (1-e)E\\ -E\end{bmatrix} \tag{12}$$

式中：$h_w$ 和 $h_s$ 分别表示洪水深度和可侵蚀体厚度，$u$ 和 $v$ 表示 $x$ 和 $y$ 轴的深度平均速度，$E$ 表示侵蚀沉积速率，$C$ 表示水中固体颗粒浓度，$e$ 表示可侵蚀物的孔隙比，$\tau$是洪水基底阻力，$g$ 是重力加速度，$\rho$ 是洪水的密度，$\rho_s$ 是可侵蚀物的密度，$\rho_f$ 是水的密度。

当剪切力$\tau$大于抗侵蚀力$\tau_c$时，可侵蚀物将会被洪水侵蚀，并在洪水中扩散，反之，当洪水不足以搬运其中的颗粒物质时，颗粒物会在河床发生沉积。侵蚀和沉积速率可表示为：

$$E=\begin{cases}\alpha\dfrac{\tau-\tau_0}{\rho\sqrt{u^2+v^2}} & if\ \tau>\tau_0\\ \beta\dfrac{\tau-\tau_0}{\rho\sqrt{u^2+v^2}} & if\ \tau<\tau_0\end{cases} \tag{13}$$

$$\tau=\rho g n^2 h_w^{-\frac{1}{3}}\left(u^2+v^2\right)+\left(\rho_s-\rho_f\right)gh_w Ctan\varphi_d \tag{14}$$

$$\tau_0=\left(\rho_s-\rho_f\right)gh_w Ctan\varphi_s \tag{15}$$

式中：$\alpha$ 和 $\beta$ 为无量纲因子，分别用于调节侵蚀和沉积速率，$\tau$ 为施加在可侵蚀物上的剪应力，$\tau_0$ 为侵蚀阈值应力，表示可侵蚀物的抗侵蚀力，$n$ 为曼宁系数，$\varphi_d$ 为水流与基底之间的动摩擦角，$\varphi_s$ 是可侵蚀物的静摩擦角。

## 3 滑坡堵河灾害放大效应

为反演德恒隆滑坡堵河并形成堰塞湖的过程，参考郭小花等复原的滑坡剖面，并结合现存的地质特征，如滑面特征、剪出口位置、周边地形特征、等高线特征以及滑移后的形态、坝高、堰塞坝位置等，反推还原了滑坡前的初始滑体形态，据此建立滑坡运动学模型。

表 1 物理力学参数

Table 1 Physical and mechanical parameters

| 摩擦系数 $\mu$ | 粘聚力 (kPa) | 密度 (kg/m$^3$) |
|---|---|---|
| 0.12 | 20 | 2490 |

为了得到最佳的滑坡形态，开展了不同工况下的滑坡堵河过程模拟。段颖星和张天芳指出，岩体密度是诸多因素（地震加速度、内摩擦角、粘聚力、库水位变化、岩体密度）中敏感性最小的（段颖星和张天芳, 2022），其对滑坡的影响主要是通过质量影响重力势能，但实际运动中，势能在转化为动能的过程中克服摩擦阻力而被消耗，导致密度的影响被削弱。因此，本文仅将摩擦系数（$\mu$）和粘聚力（$c$）作为工况变量。德恒隆滑坡滑体为片麻岩且多破碎，其密度参考了唐家山滑坡（李敬和苏爱军, 2018），具体参数选取见表 1。

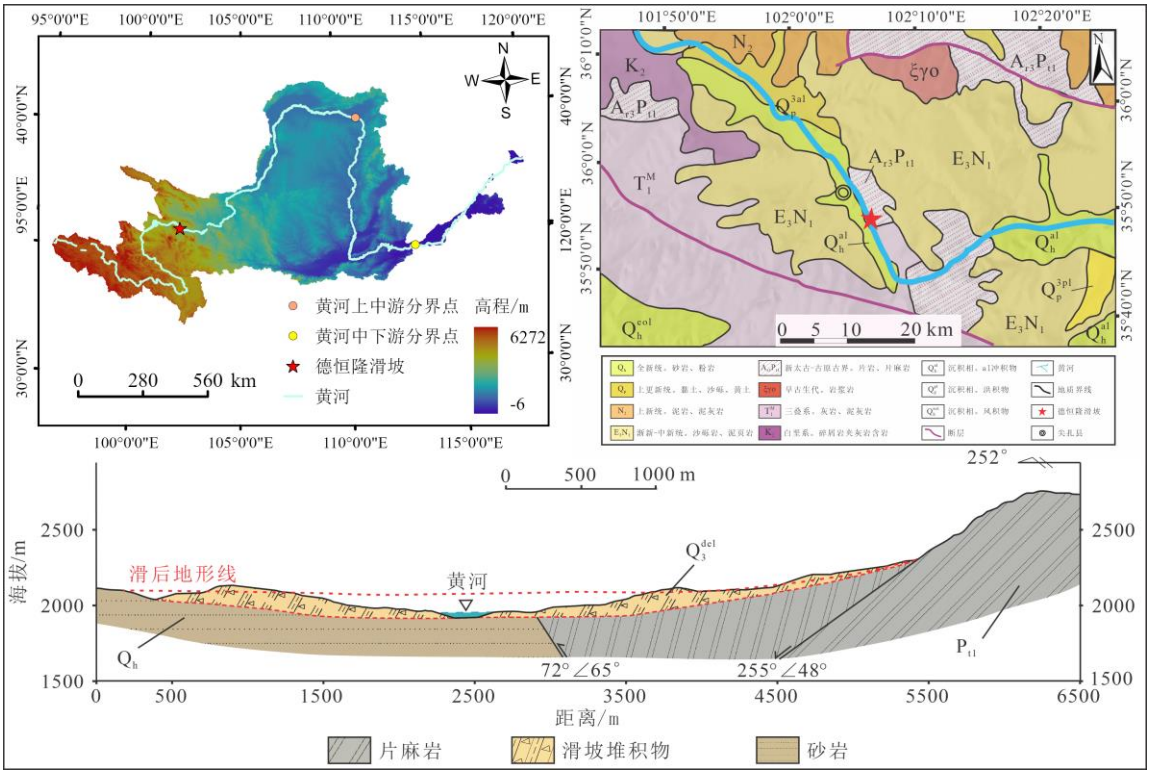


图 2 滑坡地理位置、区域地质图及地质剖面图

Fig. 2 Geographical location, regional geological map, and geological cross-section of the landslide

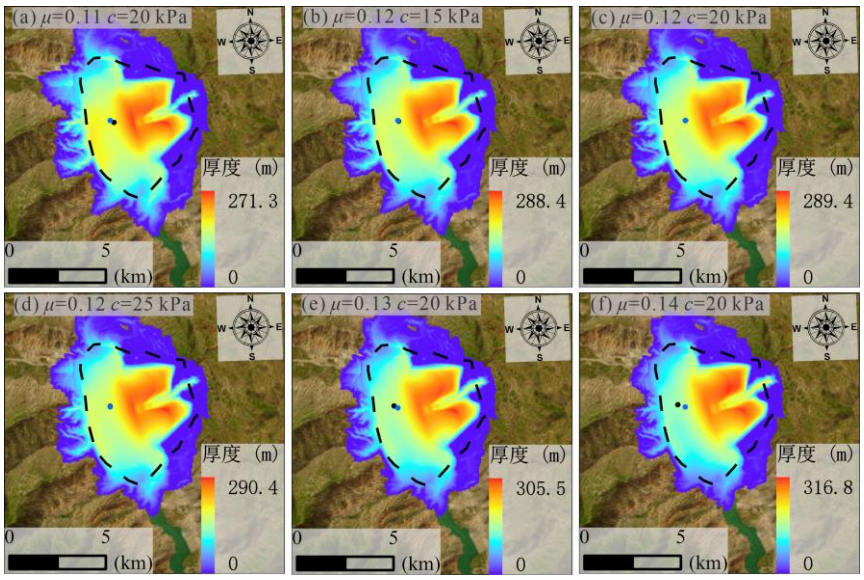


图 3 不同摩擦系数和粘聚力条件下的滑坡堆积体厚度分布图

（蓝点为河道参考点；黑点为坝体最低点；虚线为实际滑坡主体范围）

Fig. 3 Distribution of landslide deposit thickness under varying friction coefficients and cohesion conditions

图 3 为不同摩擦系数和粘聚力下得到的模拟结果。结果表明，摩擦系数和粘聚力对滑坡堵河的过程和形态均有一定影响。随着摩擦系数的减小，滑体滑移距离增大，物质向前缘堆积。随着粘聚力增大，滑坡滑移距离减小，且后部堆积变厚。通过与现存地形进行对比，发现 $\mu$ = 0.11 时其滑移距离较远，坝体位置较近；而 $\mu$ = 0.13 和 $\mu$ =0.14 时，由于摩擦系数较大，二者整体滑移距离较近，堆积靠后，坝体位置靠前；在 $\mu$ = 0.12 时，滑移距离和坝体位置对应较好，且不同粘聚力下其结果相近，但在坝体形态上仍有差异。当 c = 20 kPa 时，其坝体形态较其他两种工况堆积体的厚度及分布情况与实际最为接近，且坝体下凹更加明显，便于后续的溃坝过程模拟，如图 2 中剖面图所示。在此工况下，溃决处坝体高度 234 m，黄河改道约向西移动 800 m，与实测接近。

图 4 为滑体的平均速度曲线。从曲线可以看出，滑体启动后迅速加速，27 s 时就达到了 44.5 m/s 的峰值速度。随后，平均速度以相对加速过程稍缓的速率下降，在 75 s 时，降速进一步减缓，并在 120 s 时基本停止运动。

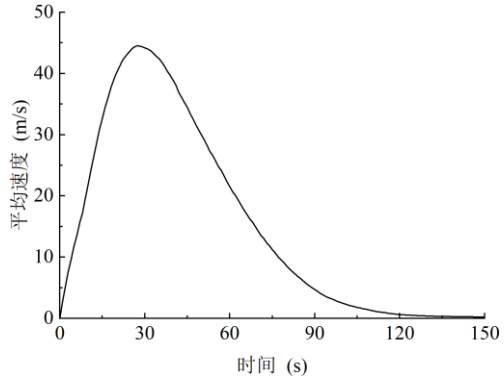


图 4 滑体平均速度曲线

Fig. 4 Average velocity profile of the landslide mass

根据模拟结果，滑体启动后前缘首先开始滑动，24 s 时，沟道两侧滑体发生碰撞，滑坡整体下移，跨越黄河，覆盖了现今尖扎县部分区域，最大厚度由 812.8 m 锐减至 550.9 m；滑体前部区域堆积加厚，滑体厚度由后缘向前缘逐渐递减，后缘的厚度变化较小，而滑体速度则呈现从后缘到前缘递增的趋势，前缘中部的最大速度达到 117.0 m/s。48 s 时，滑体继续前移，此时已覆盖尖扎县的大部区域，最大厚度降至 410.3 m；滑体前缘接近滑移的最远距离，前部逐渐堆积，滑体后缘较厚的区域下降约 130 m；此时最大速度位于滑体中部边缘。72 s 时，滑体前缘已基本稳定，最大厚度为 305.4 m；前缘中部的少量滑体继续向前扩展；此时，最大速度为 70.1 m/s。96 s 时，滑体前部已趋于稳定，最大厚度为 280.0 m，前部最大厚度为 187 m；滑体后部少量滑体仍在滑动。120 s 时，滑体已基本稳定，形成堰塞坝高度约 234 m。

滑坡坝形成后，由于河道堵塞，往往会在其上游形成堰塞湖，淹没较大区域并造成一定危害。而不同规模的滑坡堰塞坝形成的堰塞湖大小不同，对上游的危害程度也不同。为建立滑坡堰塞坝坝高与堰塞湖规模的关系，假设在德恒隆滑坡处形成不同坝高的堰塞坝，通过 GIS 软件分析了不同坝高对应的堰塞湖面积和体积。形成的堰塞湖区域面积和体积趋势曲线如图 5 和 6 所示。

堰塞湖的面积和体积与坝高关系的拟合公式如下：

$$S = 4237.02h^2 + 204198h \quad (16)$$

$$V = 1600.3h^3 - 3953.6h^2 + 1.5150\times10^7 h \quad (17)$$

式中：$S$ 为堰塞湖的面积，$m^2$；$V$ 为堰塞湖的体积，$m^3$；$h$ 为堰塞坝的高度，m。

当坝高为 100 m 时，堰塞湖体积为 30.9 亿 $m^3$。当坝高增加到 150 m 时，堰塞湖体积为 76.2 亿 $m^3$。在德恒隆滑坡实际坝高（约 234 m）的条件下，计算得到的堰塞湖面积约 280 $km^2$，体积约 232.3 亿 $m^3$。据此趋势估计，当坝高达到 300 m 时，堰塞湖体积可达 475 亿 $m^3$，是当前模拟堰塞湖体积的 2 倍。

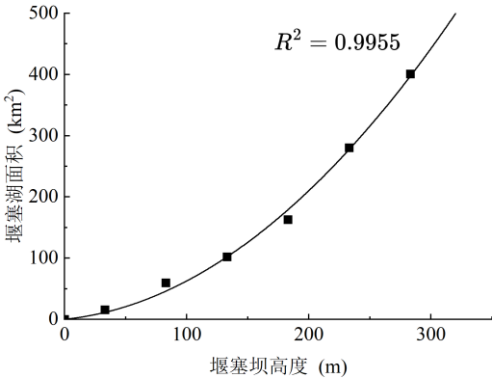


图 5 堰塞湖面积与坝高关系曲线

Fig. 5 Relationship between landslide-dam lake area and dam height

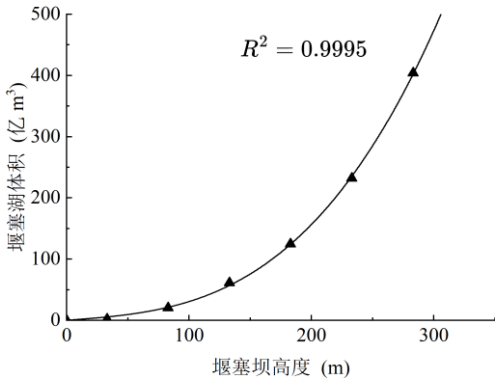


图 6 堰塞湖体积与坝高关系曲线

Fig. 6 Relationship between landslide-dam lake volume and dam height

# 4 堰塞坝溃决灾害放大效应

## 4.1 堰塞坝溃决过程

由于堰塞湖形成至溃坝时间跨度过长，为节省计算量，假设在模拟时堰塞湖已蓄满，即以堰塞湖水深为 233.4 m 作为初始条件，同时在计算域上游河道边界处，按黄河上游年均径流量 900 $m^3/s$ 施加常流量边界，启动堰塞湖溃决过程模拟。模拟过程中，在坝体的前中后各设置 1 个监测点，用以监测堰塞坝的溃决过程。其中监测点 S1 同时也是坝后侵蚀速率监测点。

模型模拟所需基本参数取值见表 2。动静摩擦系数和孔隙比参考唐家山堰塞坝案例取值，静摩擦系数为 0.577，动摩擦系数取静摩擦系数的 0.8 倍，孔隙比为 0.32（李敬和苏爱军, 2018）。$\alpha$ 和 $\beta$ 取值参考 Xia 等（2023）的推荐值。曼宁系数参考黄河上游河渠的取值（王慧敏等, 2024）。

表 2 溃决洪水模拟参数

Table 2 Simulation parameters of collapse flood

| $n$ | $\alpha$ | $\beta$ | $\varphi_s$ | $\varphi_d$ | $\rho_s$ (kg/m³) | $e$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 0.038 | 1.00 | 0.10 | 0.577 | 0.462 | 2490 | 0.32 |

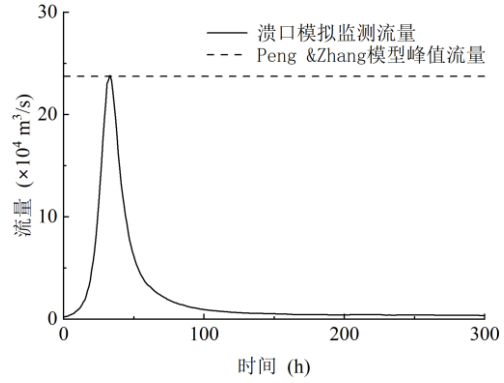


图 7 溃口流量统计曲线

Fig. 7 Crash flow statistics curve

模拟所得溃口流量曲线如图 7 所示。Peng 和 Zhang 基于大量案例数据，提出了经典的堰塞坝峰值流量预测 Peng &Zhang 公式，被国内外学者广为采用，其预测精度得到了大量案例验证，计算结果和实测数据吻合良好（Peng &Zhang, 2012）。本文计算峰值流量与其吻合，表明模拟结果基本合理。Peng &Zhang 模型使用坝高、堰塞湖库容以及侵蚀率系数等估计堰塞坝溃口的峰值流量，计算公式如下：

$$Q_p = g^{1/2} H_d^{5/2} \left(\frac{h_d}{H_r}\right)^{-1.371} \left(\frac{V_1^{1/3}}{H_d}\right)^{1.536} e^a \tag{18}$$

式中：$Q_p$ 为溃决洪峰流量；$H_d$ 为坝高，m；$V_l$ 为堰塞湖库容，$m^3$；$g$ 为重力加速度，$m/s^2$；$H_r$ 为单位长度，1 m；$e$ 为自然常数；$a$ 为侵蚀率系数，与坝体材料性质有关，坝体可蚀性为高、中、低时，$a$ 分别取 1.236、-0.380、-1.615。各参数取值见表 3。该模型计算得到的溃口峰值流量为 23.76 万 $m^3/s$，而模拟值为 23.8 万 $m^3/s$，二者仅相差 0.31%。

表 3 溃口流量估计参数

Table 3 Crash flow estimation parameters

| $H_d$ (m) | $V_1$ ($m^3$) | $g$ ($m/s^2$) | $a$ |
|---|---|---|---|
| 234 | $23230\times10^6$ | 9.81 | 1.236 |

为定量研究堰塞湖的溃决特征，将堰塞湖开始溃决后任意时刻的最大水深与初始最大水深的比值定义为溃决程度 $B_d$，计算公式如下：

$$B_d = \left(1 - \frac{h_t}{h_{max}}\right) \times 100\% \tag{19}$$

式中：$h_t$ 表示 $t$ 时刻堰塞湖最大水深，$h_{max}$ 表示堰塞湖溃决前最大水深。

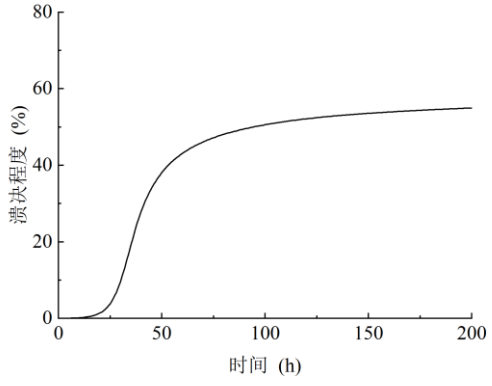


图 8 堰塞坝溃决程度-时间曲线

Fig. 8 Temporal evolution of landslide-dam breach extent

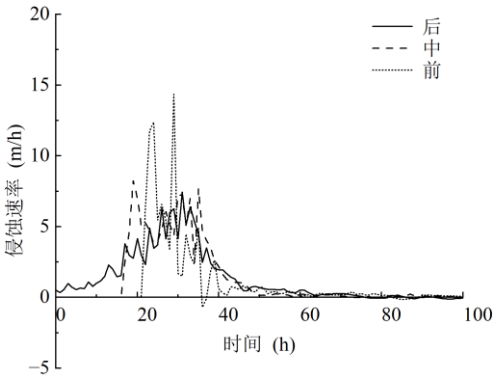


图 9 侵蚀速率-时间曲线

Fig. 9 Erosion rate-time relationship

根据模拟结果，绘制堰塞坝溃决程度时程曲线及 3 处监测点（位置见图 10a）的侵蚀速率时程曲线，如图 8 和图 9 所示。结果表明，堰塞坝溃决过程持续约 100 h。溃决开始，坝体后部最先受到侵蚀，并逐渐扩展至中前部；坝后侵蚀速率逐步增大，至 31 h 达到 7.4 m/h 的峰值。随着溃口向上游扩展，坝中 16 h 开始发生剧烈侵蚀，至 19 h 时最大侵蚀速率达到 8.2 m/h。21 h 时，侵蚀延伸至坝体前部，侵蚀通道贯通。25 h，由于前部和中部的侵蚀物堆积，测得坝前监测点的侵蚀速率减缓。60 h，坝后和坝中监测点处的坝体已基本稳定。85 h，坝前有少量侧岸坍塌，至 100 h 坝体侵蚀过程基本结束。总体而言，坝体前部侵蚀过程最快，中部次之，后部最慢但持续时间最长。

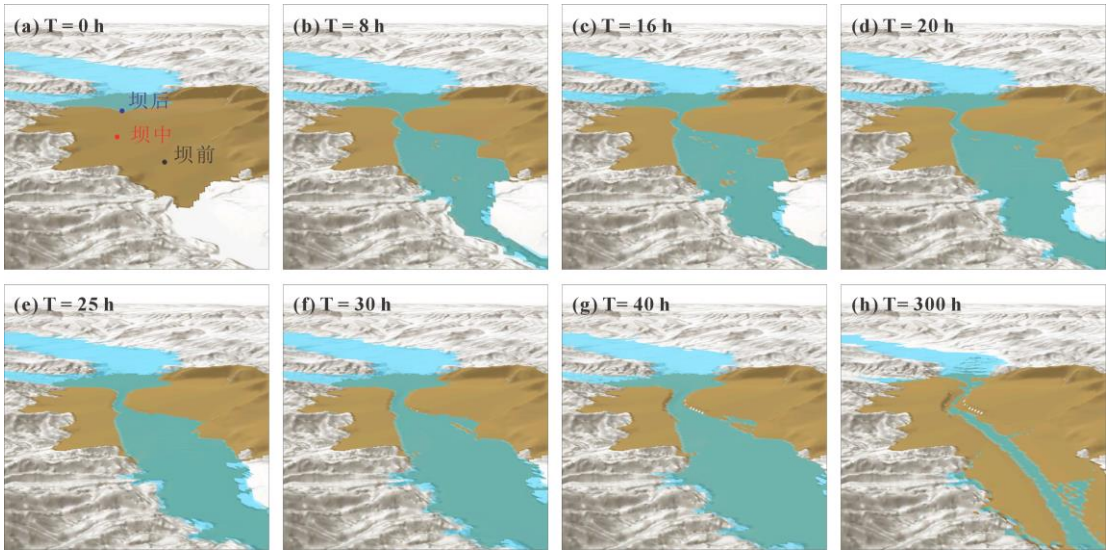


图 10 堰塞坝溃决过程 3D 图

Fig. 10 3D visualization of the landslide-dam breach process

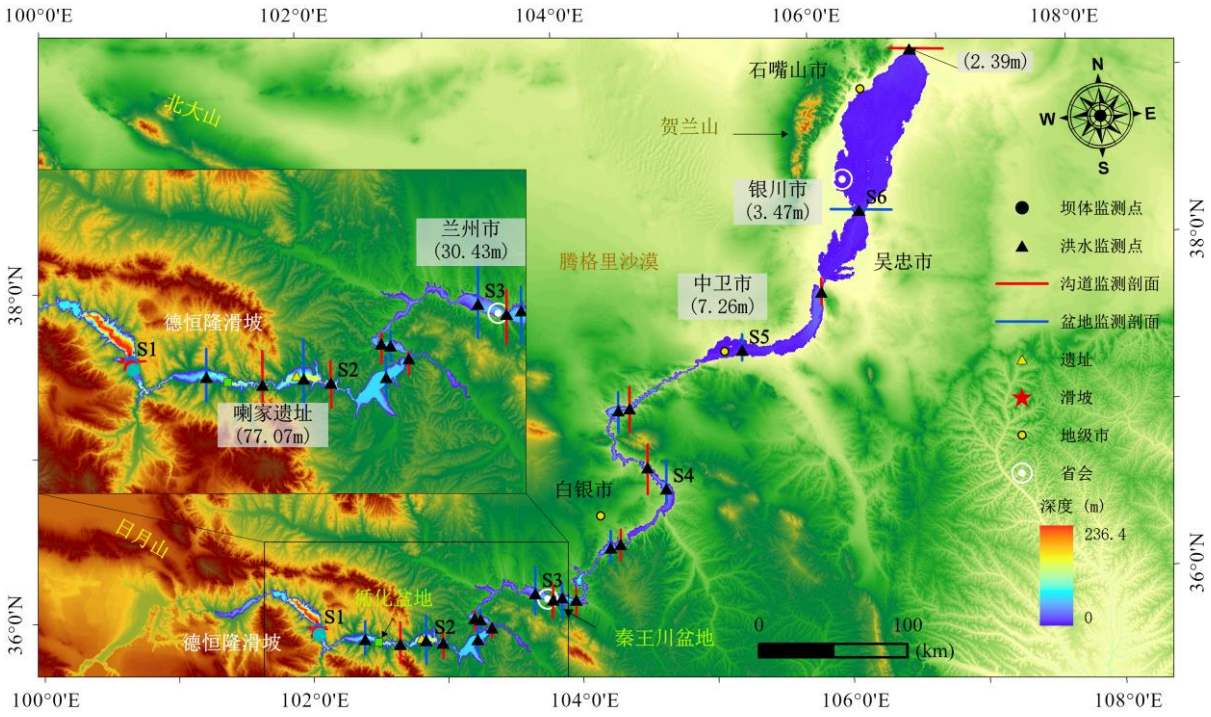


图 11 德恒隆滑坡坝溃决洪水最大水深（不计黄河基础水深）及监测分布图

Fig. 11 Maximum floodwater depth and monitoring distribution during the Dehenglong landslide-dam breach

图 10 展示了堰塞坝不同时刻的溃决形态。T = 0 h 时，堰塞湖水位正在上升，尚未漫过堰塞坝。T = 8 h 时，水流刚漫过坝顶，溃决过程开始。T = 16-30 h 时，堰塞坝发生快速溃决，溃口最初在坝体后部形成，之后在水流侵蚀下迅速下切并向上游扩展，同时两侧出现坍塌，导致溃口加宽；溃口处已侵蚀的滑体被水流带走，并在下游不远处沉积。T = 40 h 时，溃口基本贯通，形成上游窄下游宽的喇叭形溃决通道，通道中水位开始下降。T = 300 h 时，溃口水流趋于稳定，水位缓慢下降。溃决后的河道为凸向滑动方向的弧形，与现今黄河河道位置接近，验证了模拟结果的合理性。

### 4.2 洪水演进过程

为监测洪水变化过程，在模拟全域共设置 23 个监测点和监测剖面，如图 11 所示。监测点位于监测剖面上的地势最低处。图中蓝线为盆地处的监测剖面，红线为各盆地出口处的沟道剖面。

由图 12 可知，盆地和沟道处的峰值流量随剖面到溃口距离增大均呈现明显的衰减趋势。溃决过程从 0 h 开始，13 h 时流量迅速上升，至 33 h 达到峰值流量，为 23.8 万 $m^3/s$，后迅速下降，至 100 h 降至 0.94 万 $m^3/s$。59 h 时洪水前缘到达剖面 3，该处接近兰州市，峰值流量仍达到 5.9 万 $m^3/s$。242 h 时到达接近银川市的剖面 6，峰值流量降为 2.1 万 $m^3/s$。403 h 到达出口处，峰值流量为 1.0 万 $m^3/s$，该处流量仍为黄河年平均流量 0.14 万 $m^3/s$ （采用 2021 年水利部公开数据计算）的 7 倍左右。

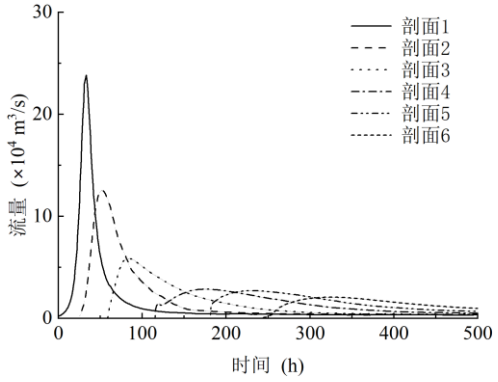


图 12 关键剖面流量统计曲线

Fig. 12 Key profile flow statistical curve

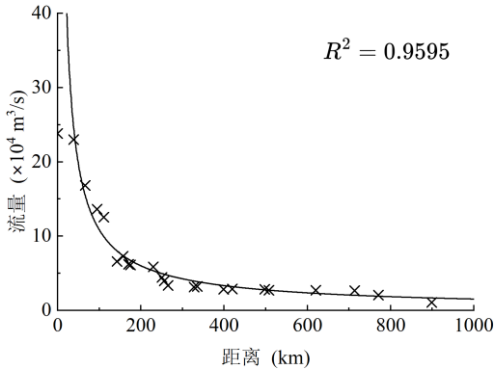


图 13 洪水峰值流量-距离关系曲线

Fig. 13 Flood peak flow-distance relationship curve

根据剖面流量统计结果，绘制洪水峰值流量-距离关系曲线，如图 13。拟合结果显示，洪水峰值流量随距离增大以幂指数形式衰减，可表达为：

$$q = 5.5464 \times 10^{6} D_f^{-0.8539} \quad (20)$$

式中：$q$ 表示峰值流量，$D_f$ 为到溃决口的距离。

根据模拟结果绘制洪水淹没区域的历史最大水深图，如图 11。由图可知，沿滑坡坝向下游，洪水的最大淹没深度有减小的趋势：循化盆地最高水位达 127 m，位于盆地出口；受地形影响官亭盆地最高水位 135 m，位于盆地出口；喇家遗址处最高水位 77.07 m；在兰州市范围内，洪水最高水位仍有 30.43 m；到中卫市时，最高水位降 7.26 m；而银川市最高水位进一步衰减至 3.47 m；抵达银川盆地出口时，最高水位降至 2 m 左右，洪水影响基本消减。由此可见，相比于滑坡本身的运动距离（约 5 km），本次巨型滑坡-堵河-溃坝洪水灾害链形成的堰塞湖淹没至上游 90 km 尼那水库出水口处，溃决洪水更是波及了坝体下游超过 900 km 河道范围内的广大区域，具有显著的灾害放大效应。

## 5 结论

本文通过模拟德恒隆滑坡-堰塞湖-溃决洪水灾害链的运动过程，分析了滑坡的运动特征及其堵塞黄河形成堰塞湖的规模，反演了洪水演进的过程，得到以下结论：

（1）德恒隆滑坡持续了 120 s，其在 27 s 时达到最大平均速度 44.5 m/s，为高速滑坡。滑坡最大堆积厚度为 289.4 m，堵塞黄河河道，形成堰塞坝高达 234 m。在上游形成面积约 280 $km^2$，体积约 232.3 亿 $m^3$ 的堰塞湖。

（2）参数敏感性分析结果表明，摩擦系数和粘聚力对滑坡堵河的过程和形态均有一定影响。随着摩擦系数的减小，滑体滑移距离增大，物质向前缘堆积。随着粘聚力增大，滑坡滑移距离减小，且后部堆积变厚。

（3）溃坝持续约 100 h，洪水演进过程超过 600 h，高水位超过 150 m，波及下游约 900 km 流域范围，具有显著的灾害放大效应。

（4）狭窄的地形会对洪水灾害进一步放大。洪水流量在演进过程整体呈现出逐渐下降的趋势，但由于地形变化，洪水会在盆地处流速减缓，水深降低，但在经过盆地出口时洪水流速增加，水深升高，危害性增加。

（5）构建了深度平均滑坡-堵河运动学模型与考虑颗粒物运移及物理侵蚀沉积机制的溃决洪水动力学耦合模型，模型对此类巨型滑坡灾害链的运动过程模拟具有较好的适用性。

## 6 致谢

感谢伯明翰大学的夏熙临教授、拉夫堡大学的梁秋华教授及其同事提供的 DAM 程序代码（https://github.com/HEMLab/HiPIMS-CUDA）。

本文滑坡及洪水演进地形数据来源为 ALOS PALSAR 12.5 m 栅格（https://search.asf.alaska.edu）。

## 参考文献

白世彪, 崔鹏和葛永刚, 2021. 黄河上游德恒隆巨型滑坡 10Be 和 26Al 暴露年代研究. 2021 年中国地球科学联合学术年会论文集（三十七）, 97–100.

戴兴建, 殷跃平和邢爱国, 2019. 易贡滑坡-碎屑流-堰塞坝溃坝链生灾害全过程模拟与动态特征分析. 中国地质灾害与防治学报.

段颖星和张天芳, 2022. 交互效应对滑坡稳定性的影响[J/OL]. 统计学与应用, 11(6): 1313-1317.

郭小花, 2018. 龙羊峡—刘家峡河段巨型滑坡堵河事件与黄河演化之间的关系. 博士. 长安大学.

郭小花, 卢玉东, 李小林, 等, 2015. 黄河上游德恒隆-锁子滑坡堵塞黄河事件. 吉林大学学报(地球科学版) 45(6): 1789–97.

纪一奇, 2024. 黄河上游拉干峡至刘家峡段构造地貌及巨型滑坡成因机理研究. 博士. 长安大学.

贾珂程, 庄建琦, 占洁伟, 等, 2023. 基于数值模拟的戈龙布滑坡–堵江–溃决洪水地质灾害链动力学过程重建. 地球科学.

金钊, 余欣, 李振洪, 等, 2024. 黄河全流域科学考察的几点认识和思考. 中国水利 (23): 7-11+6.

兰恒星, 彭建兵, 祝艳波, 等, 2022. 黄河流域地质地表过程与重大灾害效应研究与展望. 中国科学:地球科学 52(2): 199–221.

李敬和苏爱军, 2018. 唐家山滑坡坝溃坝洪水数值模型研究. 水电能源科学 36(8): 56–59, 147.

李爽, 彭铭, 石振明, 等, 2025. 基于水土耦合 SPH 方法的滑坡-堵江-成坝灾害链全过程动力演化模拟[J]. 地球科学: 1-11.

李小林, 郭小花和李万花, 2011. 黄河上游龙羊峡-刘家峡河段巨型滑坡形成机理分析. 工程地质学报 19(4): 516–29.

刘威和何思明, 2020. 金沙江沃达潜在滑坡诱发灾害链成灾过程数值模拟. 工程科学与技术 52(2): 38–46.

梅胜尧, 钟启明, 陈生水, 等, 2023. 堰塞体溃决流量与溃口形态演化数值模拟. 地球科学 48(4):

1634–48.

彭建兵, 马润勇, 卢全中, 等, 2004. 青藏高原隆升的地质灾害效应. 地球科学进展 (3): 457–66.

王慧敏, 栾金凯和马宁, 2024. 基于水动力模型的黄河上游典型地区暴雨洪水过程模拟. 北京师范大学学报（自然科学版）, 60(4), 519–528.

杨泽文, 吴兵兵, 刘维明, 等, 2025. 高能溃决洪水侵蚀机理与地貌效应研究进展. 地球科学 50(2): 718–36.

殷志强, 魏刚, 秦小光, 等, 2021. 青藏高原东北缘黄河上游滑坡与堰塞湖研究进展. 地学前缘 28(2): 46–57.

Fan, X.M., Yang, F., Subramanian, S. S., et al., 2020. Prediction of a Multi-Hazard Chain by an Integrated Numerical Simulation Approach: The Baige Landslide, Jinsha River, China. *Landslides* 17(1): 147–64. doi:10.1007/s10346-019-01313-5.

Li, S., Peng, M., Gao, L., et al., 2024. A 3D SPH framework for simulating landslide dam breaches by coupling erosion and side slope failure[J/OL]. *Computers and Geotechnics*, 175: 106699. doi:10.1016/j.compgeo.2024.106699.

Ma, CY, Peng, M, Yang, JT, et al., 2025. A breaching model for landslide dams involving size-selective erosion and breach evolution[J/OL]. *Engineering Geology*, 355: 108235. doi:10.1016/j.enggeo.2025.108235.

Peng M., Zhang L.M., 2012. Breaching parameters of landslide dams[J/OL]. *Landslides*, 9(1): 13-31. doi:10.1007/s10346-011-0271-y.

Xia, X.L., Liang, Q.H., 2018. A New Depth-Averaged Model for Flow-like Landslides over Complex Terrains with Curvatures and Steep Slopes. *Engineering Geology* 234: 174–91. doi:10.1016/j.enggeo.2018.01.011.

Xia, X.L., Jarsve, K. T., Dijkstra, T., et al., 2023. An Integrated Hydrodynamic Model for Runoff-Generated Debris Flows with Novel Formulation of Bed Erosion and Deposition. *Engineering Geology* 326: 107310. doi:10.1016/j.enggeo.2023.107310.

Zhou M., Shi, Z., Peng, C., et al., 2024. Two-phase modelling of erosion and deposition process during overtopping failure of landslide dams using GPU-accelerated ED-SPH[J/OL]. *Computers and Geotechnics*, 166: 105944. doi:10.1016/j.compgeo.2023.105944.

Zhu, Q.Y., Jiang, N., Chen, Q., et al., 2023. DEM-SPH Simulation for the Formation and Breaching of a Landslide-Dammed Lake Triggered by the 2022 Lushan Earthquake. *Landslides* 20(9): 1925–41. doi:10.1007/s10346-023-02096-6.