

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2019.02.012

一种流动性滑坡涌浪动力学模型

郭剑¹, 沈伟², 李同录¹, 沈月强¹, 雷雨露¹

(1. 长安大学地质工程与测绘学院, 陕西 西安 710054; 2. University of Bologna, Department of Biological, Geological and Environmental Science, Bologna 40121)

摘要: 滑坡涌浪是入水滑坡引起的一种次生灾害, 其致灾范围远大于滑坡的运动区域, 准确预测其演化过程是防治这类灾害的关键。现有预测模型多将滑体简化为刚体, 而实际滑坡多表现出流态运动的特征。为更合理地描述滑体和涌浪的耦合运动, 将滑体视为流态物质, 在此基础上推导了滑坡与水体耦合运动的控制方程, 利用有限差分法对控制方程求解, 建立了一种可模拟流动性滑坡涌浪演化过程的动力学模型。使用该模型对三峡库区的龚家方滑坡涌浪的演化过程进行模拟, 将模拟所得河道纵截面处的最大浪高值与实测值进行对比, 结果表明最大浪高值出现在滑坡的主滑动方向, 且最大浪高沿纵截面两侧快速衰减, 模拟结果与实测吻合。

关键词: 滑坡涌浪; 流动性滑坡; 数值模拟; 有限差分法

中图分类号: P694 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-6791(2019)02-0273-09

滑坡涌浪是指陆上滑坡冲入湖泊、峡湾或水库等水域所产生的巨大涌浪, 其浪高可达几十米甚至数百米。滑坡除了会破坏陆上的建筑设施外, 涌浪对水域附近的破坏不容小觑, 历史上曾发生多次严重的滑坡涌浪灾害。例如, 1970年秘鲁地震诱发的滑坡在冰川湖中产生涌浪, 摧毁了下游两座城市, 造成了26 600余人死亡; 1985年湖北省秭归滑坡在江中形成了约50 m高的水浪, 严重威胁附近航运安全^[1]。因此, 开展滑坡涌浪的预测研究对减小该类灾害损失具有重要意义。

一些学者通过小型模型试验再现滑坡涌浪的形成过程, 探讨了涌浪与水深、滑体速度、体积等的关系^[2-3]。虽然物理模拟实验能直观地观察滑坡涌浪的全过程, 但其重复性不强。在定量评价时, 受传感器精度影响, 所得物理力学参数(孔隙水压力、含水率等)存在一定的误差, 很难完全反映滑坡涌浪的状态。相比之下数值模拟可以花费更少的人力和物力, 并根据研究目的进行变量控制, 对照开展多组实验。在关键运动参数的监测上, 数值模拟也显得更加灵活方便, 因而逐渐受到学者的欢迎^[4-5]。

现有的滑坡涌浪模型多将滑体简化为刚性块体从光滑平面滑至水中, Heller和Spinneken^[6]通过实验发现滑体的形变会影响其运动和涌浪产生, Miller等^[7]认为使用刚性滑块会高估涌浪的高度和起伏形态。为了弥补这些不足, 有学者尝试将滑体动力学模型与水力学模型结合起来模拟滑坡涌浪问题, 最常见的是将滑坡视为水下另一层运动的物质, 对滑体和水体的运动进行迭代计算。采用该类模型进行计算需要选择合适的滑体和水体运动模型。在滑体的模拟中, Zhao等^[8]采用离散元颗粒流描述运动的滑体, 通过求解球体单元的运动参数来不断更新其受力和位移; Wang等^[9]使用非连续变形方法DDA与无网格方法SPH相耦合进行涌浪模拟。由于高速运动的滑体常表现出类流态的运动特征, 离散元方法很难反映这类滑体的运动形态。因此, Sassa等^[10]将滑体视为具有流变性质的质量体, 提出了模拟滑坡连续运动的动力学模型。模型将滑体视为多个柱状控制体单元的结合体, 通过求解连续性方程和动量方程来求解每个柱体的高度变化, 从而刻画滑体的完整运动过程。涌浪模拟的数值模型主要有Navier-Stokes方程、Boussinesq方程和浅水波方程。尽管Navier-

收稿日期: 2018-07-20; **网络出版日期:** 2019-02-22

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20190222.0909.012.html>

基金项目: 国家重点研发计划资助项目(2017YFC1501302); 国家留学基金管理委员会资助项目(201806560011)

作者简介: 郭剑(1993—), 男, 陕西渭南人, 博士研究生, 主要从事滑坡、泥石流地质灾害运动机理及数值模拟研究。

E-mail: chdguojian@163.com

通信作者: 李同录, E-mail: dcdgx08@chd.edu.cn

Stokes 方程可精细刻画水体运动，但其控制方程复杂且求解计算量大，对计算机性能要求较高，目前多应用于理论探索；Boussinesq 方程在浅水区效果较好，而在深水区存在模拟精度不高的问题；相较而言，浅水波方程对水波模拟较好且求解简单，因而应用较广^[11]。

为了减小将滑体简化为刚性块体带来的误差，兼顾数值计算效率，得到滑坡及其产生涌浪运动特征，本文提出一种流动性滑坡涌浪的动力学模型。该模型将滑体视为连续质量体，通过受力分析得到其运动控制方程。采用有限差分法对滑体和水体的质量和动量守恒方程进行求解，通过迭代计算实现滑坡涌浪过程的模拟。首先将对所提出的流动性滑坡涌浪动力学模型的基本假设及原理进行介绍，推导其控制方程，介绍其计算流程；随后使用该模型对三峡库区龚家方滑坡涌浪案例进行模拟分析，通过与实测数据的对比来探讨本模型的适用性。

1 滑坡涌浪模型

1.1 模型假设

本文提出的流动性滑坡涌浪动力学模型如图 1 所示，分为下层滑体和上层水体。主要假设如下：① 涌浪是由滑体对上部水体的抬升作用而形成。当滑坡体进入水中后迅速挤占水体空间，该区域水面被抬高并与其他区域形成高差，涌浪伴随水体流动而产生；② 不考虑滑体运动中的侵蚀作用，水下地形(滑面)在滑坡运动中不发生改变；③ 由于运动的滑体容易解体且比较松散，水体对滑体的法向应力较小，由该法向应力引起的切向阻力远小于滑体在下界面所受的剪切阻力，因此水体对滑体在界面处的切向阻力可忽略；④ 侧压力随深度线性增加，由于滑体的宽度和长度远大于深度，参考 LS-RAPID 模型^[12]的边界条件，运动中控制体单元之间的平行剪切阻力可忽略不计。

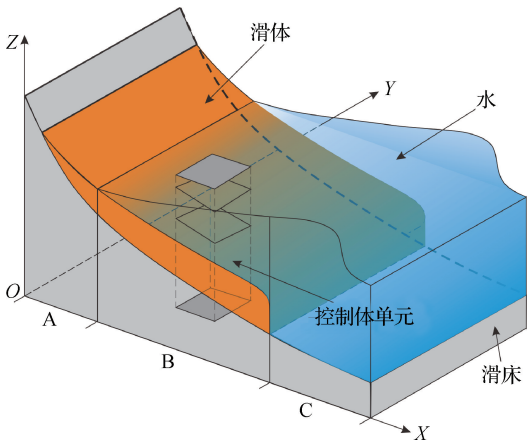


图 1 流动性滑坡涌浪模型示意
Fig. 1 Schematic of the landslide induced wave flow

1.2 边界条件

模型中滑体的下几何边界为原始水下地形，滑体与水体的交界面为滑体的上边界和水体的下边界。对无滑体的计算区域，水体的下界面为原始地面，上边界为自由边界。与常见的深度积分模型类似^[12-14]，其高程等于原地形高程、滑体及水体的厚度之和。模型初始状态为静止，当重力和侧压力梯度大于底部阻力时，控制体单元开始启动。滑体与地形的边界随其运动而不断改变，边界网络的初始速度和侧压力默认为 0。

1.3 控制方程

模型建立在图 1 所示三维笛卡尔坐标系中，在水平面 XOY 上通过正交网格将滑体划分为多个控制体单元，Z 轴垂直于 XOY 面向上，表示控制体单元的高度，正方向与重力方向相反。从模型中任取一控制体单

元进行受力分析(图2)可知其受重力 W 、支持力 N 、阻力 S 和侧压力 P 的共同作用。其中重力 W 竖直向下, 支持力 N 垂直于底面滑面, 阻力 S 与滑体速度方向相反, 侧压力 P 垂直于控制体侧面。由于模型不考虑侵蚀、夹带等因素, 根据连续性原理, 控制体单元的厚度变化完全由两侧的流量差引起(图3), 因此无论对水体还是滑体控制体单元, 其质量守恒方程为

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} = 0 \quad (1)$$

式中: h 为控制体单元的高度; t 为时间; $Q_x = v_x h$ 和 $Q_y = v_y h$ 分别为单位时间内 X 和 Y 方向上控制体单元的净流量; v_x 、 v_y 分别为控制体单元在相应方向的运动速度。

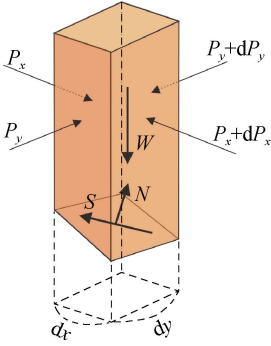


图2 控制体单元受力示意

Fig.2 Diagram of force applied to control unit

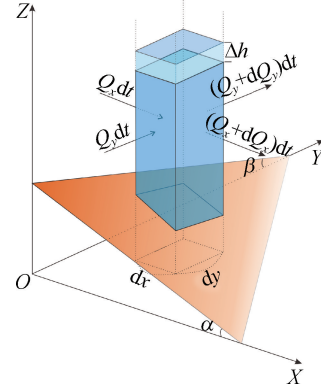


图3 连续性方程示意

Fig.3 Schematic of the continuity equation

日本学者 Sassa 基于连续介质提出了 LS-RAPID 模型^[12]来描述流动性较强的滑坡运动, 郭剑等^[13]通过考虑地形产生的离/向心作用对其进行了修正。由于该模型基于连续介质, 可以较好地描述滑体在水中类似流体的连续运动, 本文以该模型为基础进行滑坡涌浪动量方程的推导。

以 X 方向的控制方程为例, 控制体单元的质量为 m , 将所有受力再投影至 X 轴, 忽略水平速度在 Z 方向上的变化可得式(2)。左侧为 X 方向加速度的定义, 表示加速度是时间和空间的函数; 右侧由牛顿第二定律所得, 表示控制体的总加速度等于每个分力引起的加速度之和。

$$\frac{\partial v_x}{\partial t} + v_x \frac{\partial v_x}{\partial x} + v_y \frac{\partial v_x}{\partial y} = \frac{dP_x}{m} + \frac{N_x}{m} + \frac{S_x}{m} \quad (2)$$

根据假设, 侧压力系数 k 为常数, 故侧压力 P 在 Z 方向上线性增加。对任一控制体单元, 其 X 方向受到的侧压力可表示为

$$\frac{dP_x}{m} = \frac{-k\rho gh(\partial h/\partial x)\Delta x\Delta y}{\rho h\Delta x\Delta y} = -kg \frac{\partial h}{\partial x} \quad (3)$$

除侧压力外, 重力和曲面地形引起的离/向心力也会引起控制体单元的动量变化。由所有力在滑面法方向的合力为 0 可得到滑体静止时, 由静支持力 N_s 引起的加速度:

$$\frac{N_s}{m} = \frac{kg(\partial h/\partial x)\tan\alpha + kg(\partial h/\partial y)\tan\beta + g}{\sqrt{\tan^2\alpha + \tan^2\beta + 1}} \quad (4)$$

式中: α 、 β 为控制体单元底面与 X 轴、 Y 轴的夹角(图3); 令 $A = k(\partial h/\partial x)\tan\alpha + k(\partial h/\partial y)\tan\beta + 1$, 表示侧压力和重力对支持力的影响; $G = \tan^2\alpha + \tan^2\beta$, 表示与滑面地形有关的中间参数。式(4)可简化为

$$N_s = Ag \frac{m}{\sqrt{1+G}} \quad (5)$$

现实中滑体除受静支持力 N_s 外, 还受到地形影响的动支持力 N_d , 二者共同为滑体提供了总支持力 N 。 X 方向的向心力可根据公式 $N_{dx} = mV_x^2 C_x$ 计算, 由此可得控制体单元所受的动支持力为 N_d :

$$N_d = \frac{C_x}{\cos \alpha} \frac{V_x}{\cos \alpha} \square^2 + \frac{C_y}{\cos \beta} \frac{V_y}{\cos \beta} \square^2 \square \frac{m}{\sqrt{1 + \tan^2 \alpha + \tan^2 \beta}} \quad (6)$$

式中: C_x 为曲率, 令 $B = \frac{C_x}{\cos \alpha} \frac{V_x}{\cos \alpha} \square^2 + \frac{C_y}{\cos \beta} \frac{V_y}{\cos \beta} \square^2$, 表示离/向心力对支持力的影响, 则式(6)简化为

$$N_d = B \frac{m}{\sqrt{1 + G}} \quad (7)$$

联立式(5)、式(7)可得由重力、侧压力和离/向心力共同作用下引起的总支持力 N :

$$N = N_s + N_d = (Ag + B) \frac{m}{\sqrt{1 + G}} \quad (8)$$

将总支持力 N 投影至 X 方向可得支持力在 X 方向引起的加速度:

$$\frac{N_x}{m} = (Ag + B) \frac{\tan \alpha}{1 + G} \quad (9)$$

阻力 S 的计算采用原理简单、广泛使用于岩土体的摩尔-库伦模型, 认为阻力是由正应力所引起的摩擦和滑面自身粗糙度所引起的摩擦共同组成, 可由式(10)表示。

$$S = (Ag + B) \frac{m}{\sqrt{1 + G}} \square \tan \varphi_\alpha + c dx dy \sqrt{1 + G} \quad (10)$$

式中: φ_α 为滑面的摩擦角; $dx dy \sqrt{1 + G}$ 为控制体底面面积。

将阻力进行投影可得阻力在 X 方向引起的加速度:

$$\frac{S_x}{m} = \frac{D_x}{\sqrt{1 + G}} (Ag + B) \tan \varphi_\alpha + \frac{c}{\rho h} (1 + G) \square \quad (11)$$

式中: $D_x = -V_x / \sqrt{V_x^2 + V_y^2 + V_z^2}$, 为速度方向相关的量, 负号表示阻力方向与速度方向相反; c 为黏聚力。

联立式(2)、式(3)、式(9)、式(11)可得 X 方向控制体单元的动量控制方程:

$$\frac{\partial Q_x}{\partial t} + \frac{\partial (Q_x^2/h)}{\partial x} + \frac{\partial (Q_x Q_y/h)}{\partial y} = -kgh \frac{\partial h}{\partial x} + (Ag + B) \frac{h \tan \alpha}{1 + G} + \frac{h D_x}{\sqrt{1 + G}} (Ag + B) \tan \varphi_\alpha + \frac{c}{\rho h} (1 + G) \square \quad (12)$$

Y 方向的动量控制方程(式(13))原理与 X 方向相同, 不再赘述。

$$\frac{\partial Q_y}{\partial t} + \frac{\partial (Q_y Q_x/h)}{\partial x} + \frac{\partial (Q_y^2/h)}{\partial y} = -kgh \frac{\partial h}{\partial y} + (Ag + B) \frac{h \tan \beta}{1 + G} + \frac{h D_y}{\sqrt{1 + G}} (Ag + B) \tan \varphi_\alpha + \frac{c}{\rho h} (1 + G) \square \quad (13)$$

水体控制体单元的动量方程左侧与滑体相同(相关参数使用下角标 2)。等式右侧第一项为侧压力项, 由于水力具有各向同性, 因此侧压力系数 k 可取 1; 第二项与滑体相同, 表示重力和离/向心力引起的动量变化; 第三项为滑体与水体的界面阻力项, 由于曼宁模型能够较好地反映水体所受滑体阻力与速度的关系^[14], 故阻力采用曼宁模型计算。 n 为曼宁粗糙系数, 是表征边界表面对水流阻力各种影响因素的一个综合系数, 可通过查表取值。综上所述, 水体的动量守恒方程如下:

$$\frac{\partial Q_{2x}}{\partial t} + \frac{\partial (Q_{2x}^2/h)}{\partial x} + \frac{\partial (Q_{2x} Q_{2y}/h)}{\partial y} = -gh_2 \frac{\partial h_2}{\partial x} + (Ag + B) \frac{h_2 \tan \alpha_2}{1 + G_2} - \frac{gn^2 (v_{2x}^2 + v_{2y}^2) v_{2x}}{h_2^{7/3}} \quad (14)$$

$$\frac{\partial Q_{2y}}{\partial t} + \frac{\partial (Q_{2y} Q_{2x}/h)}{\partial x} + \frac{\partial (Q_{2y}^2/h)}{\partial y} = -gh_2 \frac{\partial h_2}{\partial y} + Ag + B \square \frac{h_2 \tan \beta_2}{1 + G_2} - \frac{gn^2 v_{2x}^2 + v_{2y}^2 \square v_{2y}}{h_2^{7/3}} \quad (15)$$

1.4 求解流程

本文所述滑坡涌浪模型是一个双层运动模型, 求解是一个循环迭代的过程。求解内容包括每一时步控制体单元的高程和速度等参数, 通过这些参数的不断刷新来刻画滑体及涌浪运动的全过程。每一时步的求解流

程如下: ① 求解滑体运动; ② 更新交界面高程; ③ 求解水体运动; ④ 更新水面高程。当所有控制体单元的速度均小于既定值时, 认为控制体单元已经停止运动。

2 案例分析

龚家方滑坡发生于 2008 年 11 月 23 日, 位于重庆市巫山县县城附近的长江北岸, 距巫山县城约 4.5 km。该区域为中低山峡谷地貌, 滑坡所在的龚家山峡谷整体地形呈上陡下缓趋势。根据现场调查^[1,3,15], 斜坡高程约 510 m, 坡面倾向 160°, 倾角在 50°~70°之间。斜坡中冲沟发育, 龚家方滑坡位于两个冲沟之间突出的山梁部位, 三面临空。本次滑坡沿江呈梯形分布, 其裸露的滑面长约 200 m, 斜高约 450 m, 落差近 200 m。该滑坡的滑体以中风化和强风化的三叠系灰岩、泥灰岩为主, 平均厚度为 20~30 m。滑坡区域岩层倾向与坡面相反, 岩体结构面十分发育, 有明显的倾倒弯曲变形现象。现场残留的滑体破碎严重, 粒径多小于 30 cm, $D_{50}=25$ cm。据报道, 滑坡发生后在江面上涌起了巨大的水浪, 涌浪一直传播至县城附近, 对江中和岸边的船只造成了不同程度的损毁。

2.1 模型建立及参数选取

现场考察发现堆积物多为粒径 20 cm 的块体, 磨痕较多, 另有大量细颗粒堆积, 表明其运动速度较大。据滑坡失稳过程的照片^[1,3]可判断滑坡在运动过程中已经发生解体, 运动速度高, 呈现出类流态运动的特点。因此可使用本文所述的流动性滑坡涌浪模型进行模拟。

建立图 4 所示模型, 模拟区域包含滑坡发生地东西 5 000 m、南北 3 000 m、共计 $1.5 \times 10^7 \text{ m}^2$ 的流域范围。模拟所使用 DEM 数字高程数据(2009 版)来源于中国科学院计算机网络信息中心地理空间数据云平台(<http://www.gscloud.cn>)。对地形数据进行栅格处理, 建立 191×113 共计 21 583 个差分网格, 网格大小 $26 \text{ m} \times 26 \text{ m}$ 。该 DEM 数据为滑后地形, 滑前地形参考两侧及现场调查结果进行复原。江底平均高程 90 m, 根据距滑坡 2 km 的巫山长江大桥工程勘察资料, 参考王世昌等^[15]的模拟参数, 江水深度取 90 m, 即河道中高程小于 180 m 的区域为水体覆盖区域。模拟前假定该区域水面静止, 没有水流运动。

本次模拟共进行 50 000 个计算步, 模拟了滑坡发生后 100 s 滑体与涌浪的运动过程。假设江水为纯水, 其重度取 10 kN/m^3 , 曼宁粗糙系数 n 通过查表取 0.025。由于滑体以中风化、强风化灰岩为主, 其重度取 27 kN/m^3 。由于岩体严重破碎, 堆积物十分松散, 根据灰岩的三轴实验结果其黏聚力取 26 MPa, 有效摩擦角 φ' 取 40°。侧压力系数 k 根据公式 $k=1-\sin \theta$ 计算取 0.36。详细的模拟参数取值见表 1。

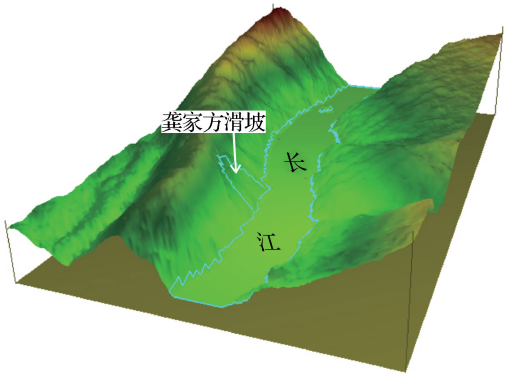


图 4 龚家方滑坡计算模型
Fig.4 Model of Gongjiafang landslide

表 1 模拟参数取值
Table 1 Parameters for simulation

滑 体				水 体	
容重 $\gamma/(\text{kN} \cdot \text{m}^{-3})$	有效摩擦角 $\varphi'/(^{\circ})$	黏聚力 C/MPa	侧压力系数 k	容重 $\gamma/(\text{kN} \cdot \text{m}^{-3})$	粗糙系数 n
27	40	26	0.36	10	0.025

2.2 模拟结果分析

模拟结果显示, 滑坡从启动到基本停止运动耗时约 43 s, 此后水中滑体处于稳定状态。提取主滑方向的剖面高程, 绘制滑体和涌浪的厚度剖面图(图 5)。可见, 滑坡运动前($t=0$ s)江水处于稳定状态, 水面高程

为 180 m。随着滑坡的启动, 岸边滑体的厚度开始减小, 不断有滑体进入江中。随着模拟的继续, 岸边的滑体体积不断减少, 江中滑体的体积不断增加, 在 $t = 11$ s 时岸上滑体平均厚度仅十多米, 水中的滑体已经侵占了约 $1/4$ 的江水空间, 造成了江面水位的明显上升。此时进入水中的滑体产生了涌浪并向对岸运动, 11 s 时最大浪高位置运动至江水中间, $t = 17.2$ s 时涌浪运动至对岸, 最大浪高 30 m。此后受地形限制, 涌浪开始向反方向运动。在 $t = 49.4$ s 时, 最高涌浪位置返回发生滑坡的一侧。此后, 随着涌浪不断的往复运动, 能量逐渐被消耗, 最终在模拟第 92 秒, 滑体与水位又处于新的平衡状态, 水面恢复水平。此时所监测剖面处滑坡堆积体已经占据了超过 $1/3$ 的江水剖面面积。

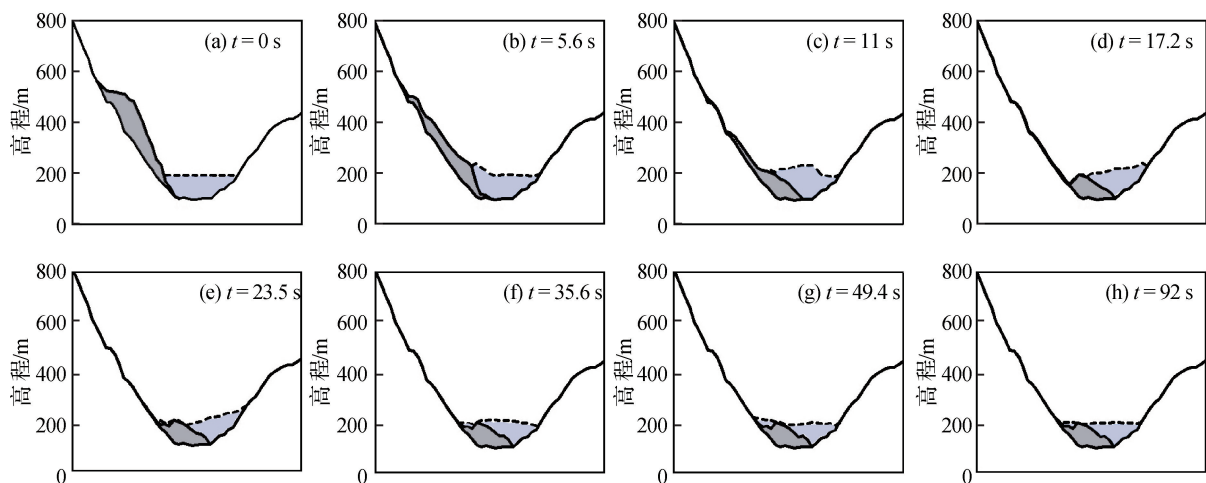


图 5 不同时刻滑体及涌浪剖面

Fig.5 Sections of slip body and surge wave at different time

根据模拟所得的浪高分布, 绘制不同时刻涌浪的厚度平面分布云图(图 6), 其中红色标注区域为滑坡发生区, 黄色区域表示滑体的堆积区域, 蓝色区域表示水面的涌浪分布范围, 在 A-A' 剖面每隔 100 m 设置监测点, 用来监测产生涌浪的最大浪高。

图 6 显示, 当 $t = 11$ s 时, 部分滑体进入水中且呈扇形分布, 近岸处的滑体厚度最大且向四周厚度逐渐减少, 岸边残留滑体厚度约 10 m。该时刻由滑体涌起的水浪最大浪高约 26 m, 位于滑体运动的区域。在第 26 秒时, 涌浪已经运动至滑坡对岸, 在地形约束下又激发了新的水浪, 前后的水浪相互叠加使得岸边浪高急剧升高, 最大可达 30 m。该时刻在滑坡分布区的浪高出现了负值区域, 这是由于水下滑体厚度不均导致上方局部水面暂时性下凹。部分区域的水体由于无法与外界交换, 水位始终保持恒定。滑坡产生的涌浪除了向对岸运动外, 还沿着垂直于滑坡运动方向的两侧运动, 影响范围随着模拟的进行不断增大。水面上涌浪的最前端由于没有约束呈圆弧状向外扩散, 圆弧的中心恰好位于滑坡发生的位置, 即激发涌浪的位置。在随后的模拟中, 由于往返的涌浪不断叠加, 江面涌浪的厚度分布规律性不强, 但整体厚度比较均匀, 平均浪高约为 1 m, 浪高最高处出现在涌浪运动的中前方, 可达 2 m。

由于滑坡涌浪发生突然且持续时间短, 相关运动参数很难获得。Huang 等^[3]结合珍贵的影像资料, 调查了河岸的水浪痕迹, 通过数值模拟推测得到主河道内的最大涌浪高度。因此, 本文在模拟时, 选择同样的剖面(A-A'), 每隔 100 m 设置一个浪高监测点, 将监测结果与其进行对比, 结果如图 7 所示。

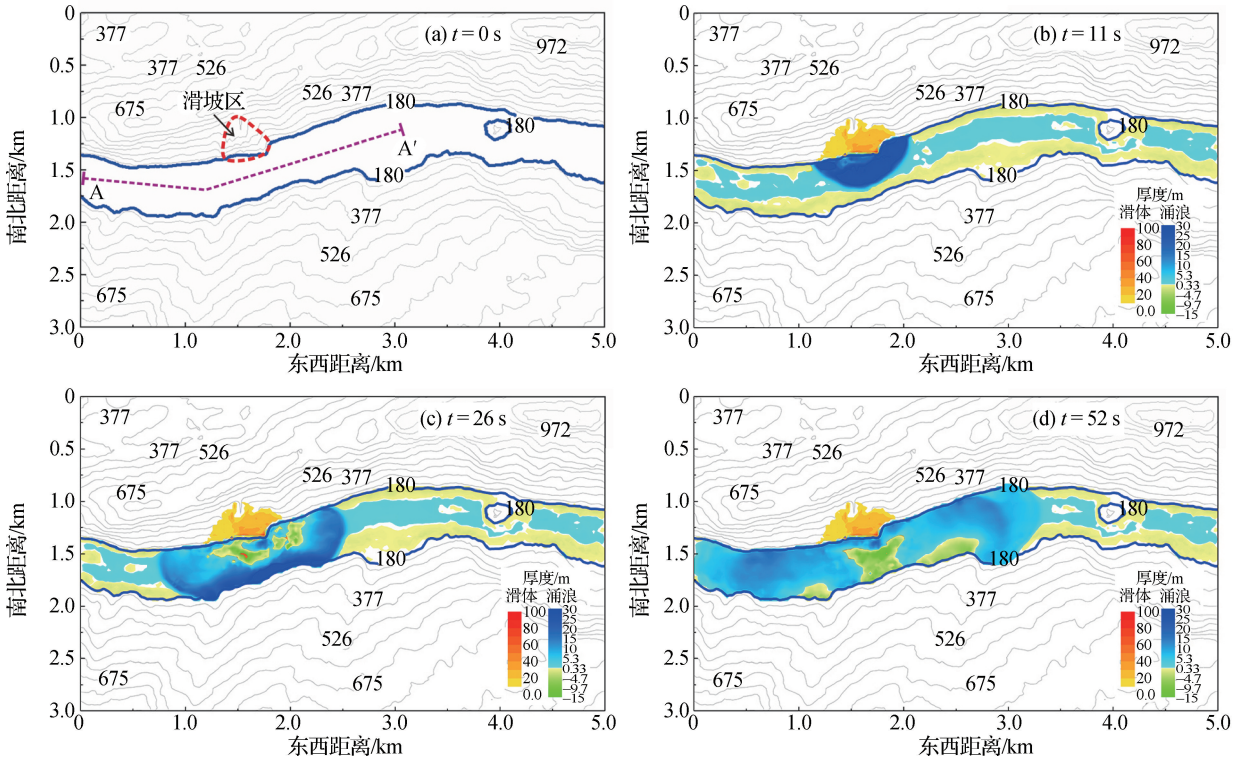


图 6 不同时刻滑坡及涌浪的厚度分布云图

Fig. 6 Distribution diagram of slip body and surge wave at different time

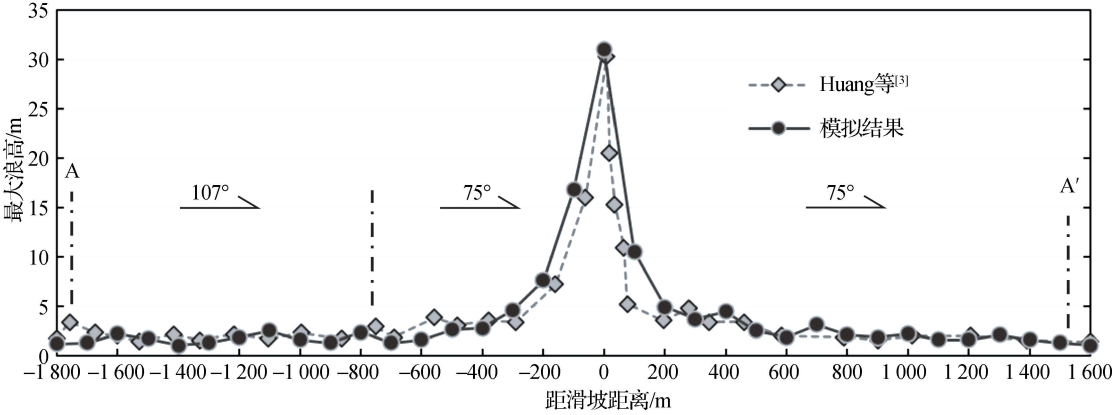


图 7 A-A'剖面最大浪高分布

Fig. 7 Maximum wave along section A-A'

模拟所得 A-A' 剖面的最大浪高为 30 m，实测最大浪高为 31.8 m，二者数值误差 5.7%。模拟与实测所得最大浪高位置相同均为滑坡发生处，这主要与滑体对水体的抬升有关。从滑坡处向两侧方向，最大浪高开始迅速衰减，在 400 m 处最大浪高不足 5 m，衰减幅度达 83%，每百米平均衰减幅度约 20%。最大浪高随着与滑坡发生区距离的增大而不断减小，在距滑坡发生区 1 600 m 处最大浪高仅 1 m，较 400 m 处降低 80%，平均每百米衰减幅度 6.67%，可见滑坡产生涌浪的影响逐渐变小。使用 SPSS 软件对上述两组数据进行独立样本检验，显著性为 0.442，没有通过显著性假设，表明两组数据不具有显著性差异，其拟合程度较高。由此可知，该模拟结果能反映龚家方滑坡及其涌浪的运动特征。

3 结 论

滑坡涌浪的研究一直是滑坡灾害研究的难点之一。本文提出了一种将滑体视为水体下的连续介质,可耦合计算滑坡及其产生涌浪运动过程的数值模型。该模型改善了以往研究中将滑体视为规则刚体的简化带来的误差,可使滑体的运动模拟更加真实。使用该模型对长江流域龚家方滑坡进行运动反演模拟,结果显示滑坡的堆积形态及涌浪的运动过程与实际过程相符,典型剖面最大浪高的监测结果与实测拟合度较高,表明了本模型的适用性。

本文所提出的流动性滑坡涌浪模型可为涌浪灾害的相关研究提供参考。考虑到控制方程的复杂程度及计算机的运算能力,模型提出了一些假设,更为深入地研究如滑体与水体界面处的动水压力作用、滑体的侵蚀效应等问题,将在随后的研究中结合实验研究进行不断完善。

参考文献:

- [1] HUANG B, WANG S C, ZHAO Y B. Impulse waves in reservoirs generated by landslides into shallow water [J]. Coastal Engineering, 2017, 123: 52-61.
- [2] CUI P, ZHU X H. Surge generation in reservoirs by landslides triggered by the Wenchuan earthquake [J]. Journal of Earthquake & Tsunami, 2011, 5(5): 461-474.
- [3] HUANG B, YIN Y, WANG S, et al. A physical similarity model of an impulsive wave generated by Gongjiafang landslide in Three Gorges Reservoir, China [J]. Landslides, 2014, 11(3): 513-525.
- [4] 季新然, 柳淑学. 基于势流理论和 OpenFOAM 的耦合模型对多向不规则波浪的模拟[J]. 水科学进展, 2016, 27(1): 88-99. (JI X R, LIU S X. Numerical research on multidirectional waves progresses on the coupling model based on the potential theory and Open FOAM [J]. Advances in Water Science, 2016, 27(1): 88-99. (in Chinese))
- [5] 房克照, 尹晶, 孙家文, 等. 基于二维浅水方程的滑坡体兴波数值模型[J]. 水科学进展, 2017, 28(1): 96-105. (FANG K Z, YIN J, SUN J W, et al. A numerical model for landslide-generated waves based on two-dimensional shallow water equations [J]. Advances in Water Science, 2017, 28(1): 96-105. (in Chinese))
- [6] HELLER V, SPINNEKEN J. Improved landslide-tsunami predictions: effects of block model parameters and slide model [J]. Geophys Res Oceans, 2013, 118(3): 1489-1507.
- [7] MILLER G S, TAKE W A, MULLIGAN R P, et al. Tsunamis generated by long and thin granular landslides in a large flume [J]. Geophys Res Oceans, 2017, 122(1): 653-668.
- [8] ZHAO T, DAI F, XU N W. Coupled DEM-CFD investigation of the formation of landslide dams in narrow rivers [J]. Landslides, 2016, 14(1): 189-201.
- [9] WANG W, CHEN G Q, ZHANG H, et al. Analysis of landslide-generated impulsive waves using a coupled DDA-SPH method [J]. Engineering Analysis with Boundary Elements, 2016, 64: 267-277.
- [10] SASSA K, DANG K, YANAGISAWA H, et al. A new landslide-induced tsunami simulation model and its application to the 1792 Unzen-Mayuyama landslide-and-tsunami disaster [J]. Landslides, 2016, 13(6): 1-15.
- [11] 赵兰浩, 侯世超, 毛佳. 库区滑坡涌浪数值模拟方法研究进展[J]. 水利水电科技进展, 2016, 36(2): 79-86. (ZHAO L H, HOU S C, MAO J. Review of numerical simulation of landslides and surges in reservoir districts [J]. Advances in Science and Technology of Water Resources, 2016, 36(2): 79-86. (in Chinese))
- [12] SASSA K, NAGAI S, SOLIDUM R, et al. An integrated model simulating the initiation and motion of earthquake and rain induced rapid landslides and its application to the 2006 Leyte landslide [J]. Landslides, 2010, 7(3): 219-236.
- [13] 郭剑, 李同录, 李萍, 等. 一种考虑曲面地形效应的流动性滑坡运动模型[J]. 工程地质学报, 2018(2): 319-324. (GUO J, LI T L, LI P. et al. A numerical model for simulation of flowslide on curved topography [J]. Journal of Engineering Geology, 2018(2): 319-324. (in Chinese))
- [14] SHEN W, LI T, LI P, et al. A modified finite difference model for the modeling of flowslides [J]. Landslides, 2018, 15(8): 1577-1593.

- [15] 王世昌, 黄波林, 刘广宁, 等. 龚家方 4 号斜坡涌浪数值模拟分析[J]. 岩土力学, 2015, 36(1): 212-218. (WANG S C, HUANG B L, LIU G N, et al. Numerical simulation of tsunami due to slope failure at Gongjiafang on Three Gorges Reservoir [J]. Rock and Soil Mechanics, 2015, 36(1): 212-218. (in Chinese))

Establishment of dynamic model of a flow-like landslide-induced surge*

GUO Jian¹, SHEN Wei², LI Tonglu¹, SHEN Yueqiang¹, LEI Yulu¹

(1. Chang'an University, Department of Geological Engineering, Xi'an 710054, China; 2. University of Bologna, Department of Biological, Geological and Environmental Science, Bologna 40121, Italy)

Abstract: Landslide-induced surge is a kind of secondary disasters triggered by waterside landslides. Generally, the endangering range in a landslide-induced surge far exceeds the motion area of the landslide, and accurately predicting spatial evolution of landslide-induced surge is of significant importance for disaster prevention. However, the existing models usually simplify landslides as rigid bodies, which is obviously against the fact that many landslides propagate in a flow-like way. Therefore, a numerical model was put forward in this paper to provide more reliable prediction results for landslide-induced surges. By treating slip masses as flow-like materials, the governing equations of landslide-water coupling motion were derived. Next, the governing equations were solved by the finite difference method, and the dynamic model that can simulate the evolutionary process of flow-like landslide-induced surge was established. Finally, the evolutionary process of Gongjiafang landslide located at the Three Gorges of the Yangtze River was simulated by the model and the simulated maximum wave heights in the longitudinal section (i. e., the flow direction) of the river were compared with the measured data. Results show that the maximum wave height in this section appears in the main sliding direction of the landslide, and the maximum wave heights on both two sides decrease quickly. The simulated results agree well with the measured values. The established model can provide more adequate prediction of the influence range of landslide-induced surge.

Key words: landslide-induced surge; flow-like landslides; numerical simulation; finite difference method

* The study is financially supported by the National Key R&D Program of China (No. 2017YFC1501302) and the China Scholarship Council & University of Bologna Joint Scholarship (No. 201806560011).