https://doi.org/10.3799/dqkx.2022.469



浅层滑坡诱发沟谷型泥石流的物源条件

陈文鸿^{1,2,3},余 斌¹,叶 鹏¹,柳 侃⁴,叶龙珍⁴,杨治义¹

1. 成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室,四川成都 610059

2. 重庆市地质矿产勘查开发局,重庆401121

3. 重庆市地质矿产勘查开发局南江水文地质工程地质队,重庆401121

4. 自然资源部丘陵山地地质灾害防治重点实验室,福建福州 350002

摘 要:流域内暴发大量浅层滑坡会导致沟谷型泥石流发生,但鲜有研究揭示滑坡物源量和沟谷泥石流形成条件.因此,基于泥石流的形成机理对这类型泥石流形成需要的滑坡物源条件进行评价,分析 2010年福建顺昌元坑镇宝庄村沟谷型泥石流和浅层滑坡之间的关系,进而提出这类泥石流发生的物源条件模型.结果表明:流域内滑坡面积越大,土层厚度越大,则越有利于暴发浅层滑坡诱发的沟谷型泥石流.因此,可运用滑坡面积(A_0)、流域面积(A)和土层厚度(h)划分某区域内沟谷泥石流的易发等级.对于华东区域的沟谷:流域的平均土层厚度为h时,当发生滑坡的总面积(A_0)与流域的面积(A)关系为: $A_0/A \ge 0.045 \times (3/h)$,极容易暴发沟谷型泥石流; $0.02 \times (3/h) \leqslant A_0/A \leqslant 0.045 \times (3/h)$,极容易暴发沟谷型泥石流; $0.02 \times (3/h) \leqslant A_0/A \leqslant 0.045 \times (3/h)$,校容易暴发沟谷型泥石流; $0.02 \times (3/h) \ll A_0/A \leqslant 0.045 \times (3/h)$,极容易暴发沟谷型泥石流.当进入沟道的滑坡总面积(A_1)与流域的面积(A)的关系为: $A_1/A \ge 0.03 \times (3/h)$,极容易暴发沟谷型泥石流; $0.0065 \times (3/h) \gtrless A_1/A \leqslant 0.03 \times (3/h)$,较容易暴发沟谷型泥石流; $0.0065 \times (3/h) \gtrless A_1/A \leqslant 0.03 \times (3/h)$,较容易暴发沟谷型泥石流; $0.0065 \times (3/h) \end{Bmatrix} A_1/A$,不容易暴发沟谷型泥石流; $0.0065 \times (3/h) \end{Bmatrix} A_1/A \leqslant 0.03 \times (3/h)$,较容易暴发沟谷型泥石流; $0.0065 \times (3/h) \end{Bmatrix} A_1/A$,不容易暴发沟谷型泥石流; $0.0065 \times (3/h) \end{Bmatrix} A_1/A$,不容易暴发沟谷型泥石流; $0.0065 \times (3/h) \end{Bmatrix} A_1/A$,不容易暴发沟谷型泥石流; $0.0065 \times (3/h)$,称高易暴发沟谷型泥石流; $0.0065 \times (3/h)$,称高易无力。

关键词:浅层滑坡;泥石流;模型;临界条件;工程地质. 中图分类号: P694;P642 文章编号: 1000-2383(2025)06-2356-16 收稿日期:2024-02-01

Research on Material Source Factors of Gully-Type Debris Flow Caused by Shallow Landslides

Chen Wenhong^{1,2,3}, Yu Bin¹, Ye Peng¹, Liu Kan⁴, Ye Longzhen⁴, Yang Zhiyi¹

1. State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

3. Nanjiang Hydrogeological Engineering Geological Team, Chongqing Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, Chongqing 401121, China

4. Key Laboratory of Geohazard Prevention of Hill Mountain, Ministry of Natural Resources, Fuzhou 350002, China

Abstract: Few studies pay attention to revealing the relationship between the amount of landslide material and the formation of gully debris flow, although a large number of shallow landslides in a watershed can lead to gully-type debris. Thus, the landslide

引用格式:陈文鸿,余斌,叶鹏,柳侃,叶龙珍,杨治义,2025.浅层滑坡诱发沟谷型泥石流的物源条件.地球科学,50(6):2356-2371.

Citation: Chen Wenhong, Yu Bin, Ye Peng, Liu Kan, Ye Longzhen, Yang Zhiyi, 2025. Research on Material Source Factors of Gully-Type Debris Flow Caused by Shallow Landslides. *Earth Science*, 50(6):2356-2371.

^{2.} Chongqing Bureau of Geology and Mineral Exploration, Chongqing 401121, China

基金项目:国家自然科学基金资助项目(No.U21A2032);重庆市地质矿产勘查开发局技术应用与创新项目(No.DKJ-2024-NJD-C-0050). 作者简介:陈文鸿(1994-),男,博士,主要从事地质灾害防治与预警方面研究.E-mail:625006176@qq.com

source conditions required for the formation of this type of debris flow are evaluated based on the mechanism of debris flow formation. To analyze the relationship between the debris flow by shallow landslides in Baozhuang Village, Fujian, in 2010. And the material model of gully-type debris flow by shallow landslides was proposed. The result shows that the larger the landslides area in the catchment, the greater the possibility of gully-type debris flow. The landslide area (A_0) , catchment area (A) and soil thickness (h) can be applied to classify the susceptibility class of gully-type debris flow by shallow landslides. For the gullies in the East China region: when the average soil thickness of the catchment is h (m), the total of area where landslides occur (A_0) is related to the area of the catchment (A) as: it is very high probabilities of debris flow formation when $A_0/A \ge 0.045 \times (3/h)$. The probabilities of debris flow formation is medium when $0.02 \times (3/h) \le A_0/A \le 0.045 \times (3/h)$. The probabilities of debris flow formation is related to the area of the catchment (A) as: it is very high probabilities of landslides entering the channel (A_L) is related to the area of the catchment (A) as: it is very high probabilities of debris flow formation when $A_L/A \ge 0.03 \times (3/h)$. The probabilities of debris flow formation is medium when $0.006 5 \times (3/h) \le A_L/A \le 0.03 \times (3/h)$. The probabilities of debris flow formation is very low when $0.006 5 \times (3/h) \le A_L/A \le 0.03 \times (3/h)$. The probabilities of debris flow formation is needium when $0.006 5 \times (3/h) \ge A_L/A$. The empirical models are simple, and the data needed necessary for the input are easily measurable catchment areas and landslides area. The approach may be applied to the analysis debris flow by shallow landslides in other areas due to simplicity, when adapting the threshold parameters according to new local conditions.

Key words: shallow landslides; debris flow; statistical model; threshold; engineering geology.

0 引言

近年来,滑坡和泥石流灾害的定性和定量预测 方法不断发展(Dahlquist and West, 2019; Bordoni et al., 2020). 我国是世界上受滑坡灾害影响最大的 国家之一(李振洪等,2022),在地貌学中,滑坡是在 重力作用下,斜坡上岩土体失去原有稳定状态,沿 着软弱结构面或者软弱带,整体或者部分滑动的过 程和地质现象.泥石流是山区沟谷或坡面在降雨、 融冰、溃决等自然或人为因素作用下发生的一种挟 带大量泥沙、石块或巨砾等固体物质的特殊洪流, 其形成与发展与水源因素密切相关(王一鸣等, 2018;陈雪龙和姜坤,2021).研究结果表明,目前,中 国近90%滑坡灾害是由降雨诱发的.一次强降雨可 以引发数百甚至上千处滑坡,并且导致泥石流灾害 的发生,每年造成巨大的经济损失(张玘恺等, 2020).2019年6月,广东省龙川县连续强降雨引发 群体性山体滑坡和泥石流灾害,该地区泥石流发育 程度极低,泥石流表现为滑坡的次生灾害(Bai et al., 2021). 平均降雨强度和降雨历时是诱发滑坡 灾害的关键(Xia et al., 2021), 而地形、岩土体性质、 斜坡的坡度等因素则会影响灾害的发育特征和空 间分布(Huang et al., 2020).因此,在有利的地形条 件下,山体滑坡可能为泥石流提供足够的物质来源 (Iverson et al., 1997; Lan et al., 2004; Hürlimann et al., 2014; Fan et al., 2017; Huang et al., 2020; 李 振洪等,2022;李永威等,2023).山体滑坡和泥石流 灾害链的形成导致更大的人员伤亡和财产损失

(Yu et al., 2016; Yang et al., 2020; 崔鹏和郭剑, 2021; Liang et al., 2021; 郭长宝等, 2024).因此, 有必要探讨山体滑坡和泥石流之间的关系.

泥石流的预测预报是目前泥石流研究的难点 和热点.目前沟床起动类型的沟谷泥石流研究取得 了显著的进展,其主要研究思路是将所有的泥石流 形成条件归为地形、地质和降雨3大条件,并且研究 这3个条件之间的关系,进而得到泥石流临界条件 以及判别依据(Yu et al. 2016).前人相关研究很丰 富,许多地形参数(流域坡度、坡向、粗糙度)都会影 响 泥 石 流 的 发 生 (Cannon et al., 2010). Liu et al. (2009)认为地质、地形和降雨是沟谷型泥石流的主 要影响因素.前人研究泥石流的形成有关的地形、 地质和降雨条件至少有47个,但根据这47个因子 (地形、地质和降雨)建立一个关于泥石流普适性的 模型是很困难的,这是一个挑战.由于这些特征在 每个地区都是独特的,在某个地区发现的规律在其 他地区通常不适用.Yu et al.(2016)从泥石流机理角 度分析了地形和降雨因素对浅层滑坡诱发的沟谷 型泥石流发生的影响作用,但是对滑坡物源的分析 还是不多.

目前的主要工作大多数是针对沟床启动型的 泥石流预警研究,关于浅层滑坡对沟谷型泥石流的 触发条件的研究还很少.沟谷型泥石流的大多数模 型主要是分析地形和降雨的因素,没考虑流域内滑 坡提供的物源量与泥石流发生的关系.滑坡提供的 物源太少(暴发泥石流前沟内干净),有利的地形和 降雨也不会导致这种类型泥石流的暴发.有的学者 考虑了不稳定斜坡的面积对泥石流的影响,但没有 考虑流域土层的厚度,进而可能夸大(缩小)滑坡对 泥石流发生的贡献.

本文重点分析了顺昌宝庄村地区浅层滑坡在 沟谷型泥石流发生中的作用.研究区斜坡坡度很 大,容易发生浅层滑坡.目的是通过浅层滑坡诱发 沟谷型泥石流的形成机理,探索这类泥石流的发生 和滑坡物源之间存在的普适性关系,并确定一个简 单的评价模型.

1 研究区概况

宝庄村研究区位于福建西北部,研究区地势北 高南低,地形以山地为主,相对高差为1184 m.研究 区总面积约103 km²,属于亚热带湿润性季风气候, 年均降雨量为1700 mm(叶喜琴,2018).大地构造 处于华南褶皱系东部,闽西北隆起带上,由前泥盆 纪巨厚变质岩系组成基底,是福建省地质灾害的多 发区(邱泉成等,2010).受南平一宁化构造影响,该 带中密集发育一组北东东一东西向断裂,在不同的 构造层中其性质特征不同(韦德光等,1997).有一条 北东东向断层穿过研究区,大致沿大步村至邓坊村 方向北东东向展布(图1).

2010年6月14-6月18日,福建省顺昌县连续 4天强降雨,全县平均降雨量达335.7 mm.在这暴雨 期间,滑坡、泥石流等地质灾害造成全县12个乡镇 17.02万人受灾,因灾死亡2人,失踪12人,倒塌损坏 民房11823间,交通、通讯中断,直接经济损失达 16.83亿元.宝庄村是顺昌县本次事件影响最严重的几个地区之一.据当地村民介绍,滑坡灾害主要发生的时间段为6月18日14:00至19:00,造成了1人死亡,多座房屋直接受损.

2 降雨特征

降雨是导致地质灾害发生的重要因素之一,降 雨与地质灾害的发生的相关性较明显.研究区暴发 地质灾害,降雨起到推波助澜的作用(Yang et al., 2020).图2显示研究区附近5个雨量站(双溪、洋口、 元坑、郑坊、大干)6月14日至6月18日的日降雨量, 其中元坑雨量站是距离研究区最近的雨量站,能较 好反映研究区的降雨情况.因此,采用元坑雨量站 的降雨数据代表研究区降雨情况.2010年6月18 日,元坑雨量站的日降雨量为232.9 mm.特别是 13:00至14:00的降雨量达到45 mm,远远超过了特 大暴雨级别(36 mm).此时的累积降雨量超过了 172 mm.据当地村民描述,滑坡集中发生的时间段 为下午14:00至19:00(图3)."6•18"极端降雨对灾 害的控制作用显而易见.

3 研究区滑坡分布特征与形成机理

3.1 滑坡分布特征

根据谷歌卫星影像解译灾后滑坡 956 处(图 4b).滑坡的刮痕总面积为 344.36×10⁴ m²,占研究区 面积的 3.3%.从图 5b 可以看出滑坡主要集中在研 究区的东部.据滑坡刮痕面积统计分析,滑坡小于



Fig.1 Geographical location and geological environment characteristics of the study area





站点位置分布图1所示.2010年6月14日至6月18日,顺昌县





5 000 m²的占 80.8%(n=722),小于 10 000 m²的占 92.4%(n=883).面积在 10 000 m²以上的滑坡有 73 处,都分布在山谷内.图 5显示了研究区内所有滑坡的分布特征,包括坡向、地形坡度、高程、平面曲率、 剖面曲率滑坡刮痕面积和滑坡刮痕面积百分比 (landslide area scar percentage,LSAP)之间的关系.

研究区滑坡主要是发育在变粒岩区域.图5a显示坡向对滑坡地发生没有直接的影响.但各种研究表明,坡向与环境因素存在相关性(van Den Eeckhaut et al.,2009).坡向对滑坡的影响主要来源不同的坡向的太阳辐射和降雨量不同,从而对地表温度、水分蒸发量、植被覆盖情况和风化程度等方面

产生影响,造成滑坡灾害发育的空间分布差异性, 进而间接影响滑坡的发生(齐识等,2014).坡度增大 是边坡失稳的重要驱动因素,坡度越陡,滑坡的可 能性越大(Pradhan et al., 2019).研究区的坡度分布 范围为0~80°,20°~35°斜坡发生的滑坡刮痕总面积 最大(图 5b).但易发性分析表明,30°~35°范围内的 斜坡似乎更容易发生滑坡.图5c可以看出,海拔为 250~550 m内的滑坡刮痕面积最大. 当海拔在 550 m 以上时,随着海拔增加,滑坡刮痕总面积减 小.850m以上没有滑坡发生,利用归一化频率比法 (LASP)进行滑坡易发性分析表明,250~400 m的 海拔高度最容易发生滑坡.图 5d 显示,斜坡平面为 凹型,更容易失稳,并且平面为凹形的斜坡发生的 滑坡刮痕总面积最大.图5e显示,剖面的凹凸性对 滑坡的影响不是很大.综上所述,LSAP指数显示滑 坡易发性:当斜坡坡度为30°~35°,高程为250~ 400 m,斜坡平面为凹形时,是最容易失稳发生滑坡 灾害,并且发生的滑坡刮痕总面积也是最大的.

3.2 滑坡的成因机制

地质条件是滑坡发生的内在要素,地势高且陡 的特征是滑坡灾害形成的外在条件,降雨量大且集 中的气候条件是灾害形成与发生的激发因素.地貌 因素对斜坡的稳定性有直接影响.通过调查发现, 本区滑坡所处地带坡度较大,一般超过25°,相对高 差较大,是造成土体重力不稳定的原因之一.岩土 体类型和性质是影响斜坡稳定性的根本因素.研究 区内滑坡主要发育于变粒岩区域.变粒岩属区域变 质岩,主要矿物成分为石英、长石,含少量黑云母、 角闪石,粒状变晶结构,片理、片麻构造不发育,块 状构造,新鲜完整岩体较坚硬,岩体中暗色矿物及 结晶长石易风化,受原岩变质作用影响,矿物变质 富集不均,导致其风化差异大,风化后岩性较软,呈 "砂包土"状.由此,形成的斜坡表层分布着坡残积 砂质粘性土,粉粘粒不高,粗颗粒较多,透水性中 等,研究区土壤类型为红土.研究区滑坡事件多发 生在岩性相对脆弱的变质岩区.不同母岩的风化程 度大致决定了滑坡的类型、概率和规模.变质岩区 风化后形成的土壤结构相对疏松,有利于雨水入 渗,遇水易软化.上述原因导致了土体抗剪强度的 降低.上层松散土块与下层相对稳定的基岩之间的 界面是一个潜在的结构薄弱面,非常容易沿着岩土 界面滑动,导致滑坡和崩塌.



图 4 研究区遥感影像 Fig.4 Remote sensing image of the study area a. 灾前遥感影像(2009年9月);b. 灾后遥感影像(2014年3月)c. 研究区滑坡空间分布(裁剪范围是图1中研究区范围)



Fig.5 Relationship between landslide scar area, landslide scar area percentage (LASP) and slope aspect, slope angle, elevation, plane curvature, profile curvature

4 浅层滑坡诱发的沟谷泥石流物源 分析

4.1 泥石流物源计算

浅层滑坡诱发的沟谷泥石流与滑坡进入沟道 物源量有直接关系,从研究区的泥石流流域的影像 (图 6)可以看出该流域内发生多个滑坡灾害,沟口 存在泥石流发生的迹象.物源条件方面,基于卫星 图像对滑坡边界目视解译,进而对滑坡物源量定量 统计.流域内滑坡总物源量等于流域内滑坡面积与 流域平均土层厚度的乘积(Chiang,2012).由于谷歌 卫星图像精度的问题,会导致流域内进入沟道的滑 坡总面积的计算结果(A_L)偏小.因此,需要对流域 内滑坡总面积(A₀)进行解译,即进入沟道的滑坡和 不进入沟道的滑坡的面积之和,起到对比作用(图 7).流域内进入沟道的滑坡总体积(V_{sL})等于流域内 进入沟道的滑坡总面积(A_L)与流域土层平均厚度 的乘积(式1).流域内滑坡总体积(V_{s0})等于流域内 滑坡总面积(A₀)与流域土层平均厚度乘积(式2).

谷歌卫星图像无法圈画流域内实际参与泥石



图 6 泥石流影像 Fig.6 Debris flow images a. 泥石流流域(来自 2014年谷歌影像);b. 泥石流沟口(来自 2010年村民拍摄)

流活动的滑坡总面积.对单个滑坡而言,谷歌卫星 图像解译的滑坡面积包括滑坡的滑源区和堆积区, 且堆积区也不会全部进入沟道,也会有一部分堆积 在堆积区,滑源区也可能有一部分滑坡物源残存. 因此,用流域内进入沟道的滑坡总面积(A_L)计算流 域内进入沟道的滑坡总体积(V_{SL})就会比实际的偏 大.同样,计算流域内滑坡总体积(V_{S0})的值比实际 的更大,因为还有一部分滑坡是没有进入沟道的, 即完全没有给泥石流的发生提供物源.经统计,研 究区对应的流域内进入沟道的滑坡总面积(A_L)与 流域内滑坡总面积(A₀)的比值为0.68.

综上所述,不能直接用AL计算流域内滑坡提供 泥石流活动的总物源量,因此AL计算的滑坡物源量 需要进行矫正(矫正系数为C1.C1<1).对于单个刮 痕范围进入沟道的滑坡而言,假设刮痕面积有一半 属于物源区,并且只有一半物源进入沟道,即整个 流域内进入沟道的滑坡提供泥石流的物源总面积 为 $0.25A_{L}(C_{1}A_{L}=1/2\times 1/2\times A_{L}=0.25\times A_{L})$. 同样 的,就更不能直接用A。计算流域内滑坡提供泥石流 活动的总物源量,这会更大可能导致计算流域内滑 坡提供泥石流活动总物源偏大的情况发生,也需要 对 A_0 计算的滑坡物源量进行矫正(矫正系数为 C_2 , $C_2 \leq C_1$). 因为 $A_L/A_0 = 0.68$, $C_1 = 0.25$, 所以 $C_2 =$ 0.17. 即整个流域滑坡参与泥石流活动的总面积为 0.17×A₀.以上计算可能会存在一定的误差,但至少 比假设全部滑坡都参与泥石流活动要好,要更合理 一些.虽然泥石流地发生和直接进入沟道的滑坡物 源总量关系更为密切,但由于卫星影像在辨识滑坡 是否进入沟道的过程中有不可抗力的因素阻碍.因 此,计算整个流域内所有滑坡的总物源量(V_{so}),能 起到对比参考的作用.



Fig.7 Remote sensing interpretation diagram $A_{\rm L}$ 为所有标红滑坡的面积总和,对应的总体积为 $V_{\rm SL}$; A_0 为所有滑坡面积总和,对应的总体积为 $V_{\rm S0}$

降雨导致的滑坡是这类泥石流的主要物质来 源.为了更好地分析这类泥石流的发生条件和探索 滑坡与泥石流之间的关系.假设滑坡和泥石流的发 生基本是同时进行的,这里没有考虑泥石流的规 模,没有考虑泥石流侵蚀沉积的过程,只考虑了泥 石流是否发生(图 6b).滑坡提供泥石流物源的体积 计算公式如下:

$$V_{\rm SL} = C_1 A_{\rm L} H, \qquad (1)$$

$$V_{\rm so} = C_2 A_0 H, \qquad (2)$$

式(1~2)中, V_{sL} 表示流域内直接进入沟道的滑坡参与泥石流运动的总体积, m^3 ; V_{so} 表示流域内全部滑坡总体积, m^3 ; A_L 为流域内直接进入沟道的滑坡刮痕总面积, m^2 ; A_0 为流域内所有滑坡刮痕总面积, m^2 (图7);H为研究区土层平均厚度(经实地调查,宝庄村土层平均厚度取3m); C_1 =0.25, C_2 =0.17.

首先,对比分析流域内进入沟道的滑坡刮痕总面积(A_L)和流域内滑坡刮痕总面积(A_L)的关系(图



图 8 流域内滑坡总面积(A₀)和直接进入沟道的滑坡总 面积(A_L)的关系

Fig.8 Relationship between the total area of landslides in the catchment (A_0) and the total area of landslides directly into the channel (A_L)

8).下文直接用A₀和A_L进行阐述.

图 8 显示, A₀和 A_L具有较好的相关性(R²= 0.903 2).随着 A₀地增大, A_L也跟着增大, 这是符合 常理的.但是有个问题不得不提, A_L的值会有一定 的误差, 而且很难避免.研究区(宝庄村)采用的谷 歌卫星图像是 2014年 3 月份, 距离灾害发生(2010 年 6 月)间隔约有 4年, 很大可能植被地恢复会导致 滑坡堆积区被遮挡, 从而把实际属于滑坡的刮痕范 围进入沟道的滑坡错误地归类为不属于, 从而导致 流域内对应的 A_L偏小.

4.2 泥石流的形成条件分析

4.2.1 地形条件分析 与浅层滑坡诱发的沟谷型 泥石流有关的地形条件主要有流域面积、山坡坡度、沟床纵比降等(Yu et al., 2016).研究区调查的泥石流流域可以认为是降雨条件基本一致.由于研究区内的地质条件完全相同,即再划分的降雨条件和地质条件对泥石流地暴发不会产生影响.本文选取Yu et al.(2016)提出的浅层滑坡诱发沟谷型泥石流综合地形模型,探讨泥石流形成的地形条件:

$$T = S(\frac{A}{a})^{0.2} J^{0.3}, \qquad (3)$$

式(3)中:T为地形因子;S为25°~45°坡度占流域面积比;A为流域面积,km²;a=1km²,为单位面积;J 为沟床纵比降;研究区(宝庄村)泥石流地形情况统 计如下(表1).

根据公式3可以得出,山坡坡度因素远比流域 面积和沟床纵比降因素更重要.大多数的浅层滑坡 发生在25°~45°的坡度下.如果坡度太大,坡面因土 层太薄而几乎不会有浅层滑坡的发生,如果坡度太

	ditions					
编号	А	S	J	Т	是否发生泥石流	
->104 2					(野外调查)	
1	1.41	0.89	0.14	0.53	是	
2	0.15	0.76	0.35	0.38	是	
3	0.26	0.73	0.27	0.38	是	
4	0.10	0.67	0.35	0.31	是	
5	0.38	0.35	0.32	0.21	是	
6	0.59	0.37	0.29	0.23	是	
7	0.24	0.25	0.40	0.14	是	
8	2.66	0.24	0.26	0.20	是	
9	0.18	0.73	0.38	0.38	是	
10	2.16	0.60	0.25	0.46	是	
11	0.47	0.71	0.26	0.41	是	
12	2.84	0.49	0.22	0.38	是	
13	0.81	0.92	0.23	0.56	是	
14	1.19	0.88	0.16	0.53	是	
15	0.42	0.94	0.11	0.41	是	
16	0.15	0.91	0.15	0.35	是	
17	0.96	0.72	0.22	0.46	是	
18	1.69	0.74	0.18	0.49	是	
19	0.96	0.30	0.28	0.20	是	
20	0.18	0.43	0.31	0.22	是	
21	0.36	0.79	0.23	0.41	是	
22	0.93	0.96	0.17	0.55	是	
23	0.23	0.60	0.28	0.31	是	
24	0.51	0.81	0.26	0.47	是	
25	4.38	0.71	0.16	0.54	是	
26	2.23	0.87	0.16	0.59	否	
27	0.85	0.93	0.18	0.54	否	
28	0.68	0.40	0.32	0.26	否	
29	0.75	0.68	0.35	0.47	否	
30	0.74	0.93	0.16	0.50	否	
31	0.33	0.88	0.16	0.41	否	
32	1.62	0.92	0.19	0.61	否	
33	0.09	0.25	0.36	0.11	否	
34	0.10	0.18	0.41	0.09	否	
35	0.07	0.29	0.40	0.13	否	
36	1.55	0.84	0.14	0.51	否	
37	0.66	0.63	0.20	0.36	否	
38	0.49	0.81	0.16	0.41	否	
39	1.25	0.81	0.16	0.49	否	
40	0.56	0.88	0.14	0.44	否	
41	0.63	0.88	0.14	0.44	否	
42	1.40	0.87	0.15	0.53	否	
13	0.83	0.81	0.26	0.52	丕	

表1 泥石流地形、降雨条件情况统计

Table 1 Statistics of debris flow topography and rainfall con-

注:表1编号和表2编号对应.



Fig.9 Relationship between the T-factor and the area percentage (S) of slopes between 25° to 45°



Fig.10 Relationship between the A_0/A and the area percentage (expressed as ratio S) of slopes between 25° to 45°

小,重力驱动力不足而很少发生浅层滑坡(Yu et al.,2016).在机理方面来看,S因子是反应泥石流 物源的间接因子,但并不能真实反应实际发生的滑 坡物源.因为,坡度大的区域不一定就发生滑坡,这 是一个概率问题.但随着S增大,发生泥石流的流域 内滑坡面积越大(图10).

图 9 和图 10 显示浅层滑坡诱发的沟谷型泥石 流的地形因子作用不是很明显,物源才是最重要的. 当 S 越大,滑坡越多,发生泥石流的可能性就越大. 因此,在探讨滑坡和泥石流两者关系的时候,没有 考虑可能对泥石流发生也具有影响的其他因素,如 流域纵比降和平均坡度等.

浅层滑坡发生后,较大的沟床纵比降为泥沙的 搬运并最终形成沟谷泥石流提供势能条件.此外, 较大的沟床纵比降为泥石流的形成提供足够的水 动力条件.

4.2.2 物源条件分析 目前为止,关于泥石流的定

义为:山区沟谷或坡面在降雨、融水、溃决等自然或 人为因素作用下发生的一种携带大量泥沙、石块或 巨砾等固体物质的特殊洪流(Yang et al., 2020).泥 石流可分为黏性泥石流与稀性泥石流.泥石流发生 时很难获得当时的容重值,泥石流是具有一定容重 的水土混合物,容重代表着泥石流含有固体物质的 多少,是泥石流的重要特征值之一.这里使用水土 混合物公式换算泥石流发生时需要的最低沙土体 积(V_s),下面公式的计算:

$$V_{\rm w} = 0.264 T Q_{\rm m}, \qquad (4)$$

$$Q_{\rm m} = 0.278 \bigotimes \frac{sp}{t^n} F, \qquad (5)$$

$$P_{\rm D} = \frac{(P_{\rm w}V_{\rm w} + P_{\rm s}V_{\rm s})}{(V_{\rm w} + V_{\rm s})},\tag{6}$$

式(4~6)中, Q_m .频率为P的暴雨洪水设计流量(m³/s); \oslash . 径流系数; Sp. 雨力; F. 集水区面积, km²; t. 汇流时间, s; n. 暴雨递减系数; P_D. 最低泥石流容重, 取1500 kg/m³; P_w. 水的容重, 取1000 kg/m³; P_s. 泥石流中泥沙的容重, 取2700 kg/m³ (花岗岩颗粒密度为2500~2800 kg/m³, 片麻岩2600~3010 kg/m³, 泥石流固体物资容重一般是2650~2700 kg/m³); V_w. 水的体积, m³; V_s. 最低泥沙体积, m³; T. 山洪历时, s.

据公式(1~6)分别计算宝庄村43个流域在"6• 18"事件中发生泥石流需要最低的泥沙总量(V_s), 计算结果见表2.

为了更好说明研究区泥石流发生的情况,进一步探讨滑坡提供的物源和发生泥石流需要最低物源量之间的关系.进而分别对比分析A₀/A和V_{s0}/V_s的关系,A_L/A和V_{s1}/V_s的关系(图11).

流域内的滑坡总面积越大,间接提供的泥石流物源量就可能越多.即流域内 A_0 越大,对应的 V_{s0} 就越大.图11中,泥石流发生的点都分布在 V_{s0}/V_s 》18的区间,说明滑坡提供物源量可能远远大于泥石流发生需要最低的物源量,对应滑坡总面积和流域面积关系为 A_0/A 》0.45.因为滑坡物源量和滑坡刮痕面积 (A_0) 和流域面积(A)的关系可以判断泥石流发生概率为低;当 $0.02 \ll A_0/A \ll 0.02$ 时,泥石流发生泥石流的概率为中;当 $0.045 \ll A_0/A$ 时,发生泥石流的概率为高(图13).

流域内的进入沟道滑坡总面积越大,直接提供的泥石流物源量就越多.即流域内A_L越大,对应的 V_{sL}就越大.图12中,泥石流发生的点都分布在V_{sL}/

表 2 "6·18" 宝庄村调查沟道发生泥石流时的最低泥沙含量

Table 2 Minimum sand content required for debris flow to occur in Baozhuang village of "6 • 18"

		1		0 0	
编号	$A_0(m^2)$	$V_{_{\rm S0}}({ m m}^3)$	$A_{\rm L}({\rm m}^2)$	$V_{\rm SL}({ m m}^3)$	$V_{\rm S}({\rm m}^3)$
1	114 796.0	43 048.5	59 590.0	44 692.5	1 420.2
2	17 469.0	6 550.9	17 196.0	12 897.0	169.9
3	20 798.0	7 799.3	19 838.0	14 878.5	290.4
4	8 172.0	3 064.5	8 172.0	6 129.0	116.8
5	31 322.0	11 745.8	21 066.0	15 799.5	417.7
6	37 189.0	13 945.9	17 854.0	13 390.5	621.1
7	26 735.0	10 025.6	22 256.0	16 692.0	284.4
8	66 106.0	24 789.8	18 611.0	13 958.3	2 485.8
9	8 604.0	32 26.5	6 532.0	4 899.0	193.1
10	134 921.0	50 595.4	114 719.0	86 039.3	2 143.1
11	68 760.0	25 785.0	47 318.0	35 488.5	488.0
12	64 343.0	24 128.6	22 161.0	16 620.8	2 633.2
13	150 469.0	56 425.9	140 209.0	105 156.8	829.8
14	95 939.0	35 977.1	37 056.0	27 792.0	1 077.4
15	34 562.0	12 960.8	29 762.0	22 321.5	413.5
16	16 936.0	6 351.0	16 936.0	12 702.0	156.8
17	22 532.0	8 449.5	12 348.0	9 261.0	996.3
18	238 105.0	89 289.4	188 396.0	141 297.0	1 633.6
19	45 923.0	17 221.1	45 923.0	34 442.3	968.2
20	9 594.0	3 597.8	8 462.0	6 346.5	208.5
21	31 176.0	11 691.0	21 894.0	16 420.5	379.8
22	54 337.0	20 376.4	51 509.0	38 631.8	877.3
23	21 707.0	8 140.1	17 185.0	12 888.8	263.9
24	53 931.0	202 24.1	51 497.0	38 622.8	568.5
25	283 646.0	106 367.3	166 119.0	124 589.3	3 724.4
26	1 255.0	470.6	1 008.0	756.0	2 121.0
27	4 392.0	1 647.0	2 300.0	1 725.0	829.8
28	13 290.0	4 983.8	11 381.0	8 535.8	745.7
29	23 616.0	8 856.0	21 369.0	16 026.8	757.3
30	8 740.0	3 277.5	6 489.0	4 866.8	725.9
31	0	0	0	0	341.4
32	7 011.0	2 629.1	0	0	1 561.0
33	1 181.0	442.9	0	0	105.2
34	601.0	225.4	0	0	110.3
35	0	0	0	0	74.3
36	44 431.0	16 661.6	11 269.0	8 451.8	1 485.3
37	1 672.0	627.0	0.0	0.0	677.1
38	3 653.0	1 369.9	3 653.0	2 739.8	487.6
39	13 175.0	4 940.6	11 921.0	8 940.8	1 131.9
40	0	0	0	0	536.8
41	13 327.0	4 997.6	6 854.0	5 140.5	640.3
42	0	0	0	0	1 288.1
43	2 668.0	1 000.5	0	0	879.6

注:表1编号和表2编号对应.







Relationship between $A_{\rm L}/A$ and $V_{\rm SL}/V_{\rm S}$ Fig.12

Vs≥18的区间,说明滑坡提供的物源量可能远远大 于泥石流发生需要最低的物源量,对应滑坡总面积 和流域面积关系为A₁/A≥0.03.滑坡提供参与泥石 流的物源量和直接进入沟道的滑坡的刮痕面积有 更直接的关系,因此也可以认为滑坡进入沟道的总 刮痕面积(A_L)和流域面积(A)的关系可以判断泥石 流发生的概率.当A_L/A≤0.0065时,泥石流发生概 率低;当0.006 5《A₁/A《0.030 0时,泥石流发生概 率中;0.003≪A_L/A 时,发生泥石流的概率为高 (图14).

浅层滑坡在世界范围内分布极其广泛,各国的 学者根据不同的研究环境和研究目的都曾给出不 同浅层滑坡定义和界定标准.如Hürlimann et al. (2014)统计了瑞士境内的浅层滑坡清单,滑坡的平 均厚度为1m;法国地质调查局对阿尔卑斯山南部 的浅层平移滑坡的定义深度不超过3m(Vandromme et al., 2020);加拿大部分山区、中国香港自然形 成的浅层滑坡厚度在0.5~2.0 m (Jakob, 2000);日 本使用10m的厚度作为浅层滑坡和深层滑坡的界 定标准,即厚度小于10m的滑坡为浅层滑坡(Dou



Fig.13 Plot of landslides (A_0) vs. the catchment area (A)



et al., 2015);同样的标准在美国地调局研究人员的 著作中也能看到(Roering et al., 2003).

值得一提的是,研究区滑坡的平均土层厚度为 3m,这里的临界值和平均土层厚度有直接的关系. 因此,该模型用于其他地区的时候,需要根据每个 地区的土层平均厚度进行修正本文中的临界值(研 究区的土层平均厚度(3m)除以验证区的土层平均 厚度,再与研究区的临界值相乘,得到验证区的临 界值),A_L面积地解译过程会存在一定的客观误判, 因此需要用A。进行辅助.临界值和区域的土层平均 厚度有直接的关系,本文是基于研究区的土层平均 厚度数据(3m)的基础上得到的临界值.因此,给出 1m、10m的土层厚度的临界值,以便研究能快速适 用于不同区域的验证.

验证应用 5

5.1 聂都乡验证

通过预测和观测的对比验证,是建立模型的基 础(Zhou et al., 2016),有助于提高预测精度.2009年 7月3日,江西省聂都乡遭遇强降雨,24h累积降雨 量达550.9 mm,最大1h降雨达81.6 mm.聂都乡附 近有16个流域暴发了泥石流,野外实地调查也进行 了核实,并调查附近4个没有发生泥石流的流域.该 地区泥石流类型属于浅层滑坡诱发的沟谷型泥石 流.因此,可以用来检验本文研究的判断模型临界 值.聂都乡流域的土层平均厚度为2 m.

通过谷歌卫星图像(距发生事件能获取最近的 卫星影像)目视解译发生泥石流的流域内的滑坡刮 痕面积(A₀、A_L),用来验证模型的效果.江西聂都乡 暴发泥石流的流域内滑坡都基本属于进入沟道的 类型,即A₀=A_L.

图 15显示有 13个泥石流发生的点(占发生的 81.3%)位于 A₀/A=0.02线上方,有 3个位于



Fig.15 A_0 -A thresholds associated with debris flow catchment in Niedu township

A₀/A=0.02线下方.不发生的点位基本都位于A₀/ A=0.02线下方(占不发生的100%),验证的整体效 果很好.

图 16 显示全部泥石流发生点位都位于 $A_L/A=$ 0.006 5线上方.其中,有 10个发生点位于 $A_L/A=$ 0.03线上方(占发生的 62.5%).不发生的点位基本 都位于 $A_L/A=$ 0.030 0线下方(占不发生的 100%), 验证的整体效果很好.

5.2 三明市后山验证

用福建三明市后山流域发生的滑坡灾害事件 (2019年6月)进行阐述,这区域有滑坡灾害后的无 人机航拍图像.谷歌卫星图像(2020年2月)和无人 机航拍图像(间隔灾后约1个月)分别对A₀、A_L进行 解译(图18).



Fig.16 $A_{\rm L}$ -A thresholds associated with debris flow catchment in Niedu township



图 17 谷歌卫星图像和无人机图像对比分析 Fig.17 Comparative analysis of Google satellite image and UAV image a.谷歌图像;b.无人机航拍图像





目前遥感手段的基础主要源于地物对光照的 反射,由于太阳高度与地物高程差,势必容易产生 对太阳光的阻碍从而产生一定区域的阴影覆盖范 围(Adeline *et al.*,2013).卫星图像的拍摄角通常为 高空俯视,阴影是遥感影像中光线因地物遮挡从而 形成的地物影子(蒲罗曼等,2016).可能树阴影的遮 挡,也会导致把实际属于直接进入沟道的滑坡错误 地判别为不直接进入沟道的滑坡,从而导致A_L偏 小.图17中可以直观的看出,无人机航拍的图像(图 17b)比谷歌卫星图像(图17a)解译滑坡更准确.图 17a和17b都是同一个范围,图17a中的红色方框中 的滑坡明显没有图17b中红色方框的清晰.以上情 况都不属于人为误差.

图 18显示无人机航拍图像解译的面积(A₀、A_L) 整体上比谷歌卫星图像解译的面积的大一些.但不 管是谷歌卫星图像或无人机航拍图像,A_L和A₀的关 系都具有很好的相关性(R²都大于0.8).

为了更好地验证A_L、A₀和A的关系,在三明后 山流域(20条)发生群发性滑坡(178个)后进行了实 地调查.这次事件,没有泥石流发生,属于洪水灾 害.三明市后山流域土层平均厚度是1.7 m.通过谷 歌卫星图像(2020年2月)和无人机航拍图像(灾后 1个月内)解译流域内的滑坡刮痕总面积(A₀、A_L), 用来验证模型的效果(图19和图20中,目视解译无 滑坡发生的流域对应的纵坐标(A₀、A_L)为零,即不 会显示在散点图上).

图 19 显示,谷歌卫星图像解译的大部分未发生 泥石流的点(占未发生的100%)都位于 A₀/A= 0.079线下方.无人机航拍图像解译的大部分未发 生泥石流点都位于A₀/A=0.079线下方.总体上看, 无人机航拍图像解译的面积会普遍大于谷歌卫星







Fig.20 A_{L} -A inresholds associated with debris flow catch ment in Sanming

图像解译的面积.具体原因在4.5章节进行了阐述, 这里不再讨论.

图 20 显示,谷歌卫星图像解译的大部分未发生 泥石流点大多数位于 $A_L/A=0.053$ 线下方(占 100%).无人机航拍图像解译的大部分未发生泥石 流点都位于 $A_L/A=0.053$ 线下方(占 95%).

经过上文对比分析无人机航拍图像和谷歌卫 星图像解译的数据,发现两者的精度都能满足目前 研究的要求,并验证效果很好.验证区无人机航拍 图像解译的滑坡面积普遍比谷歌卫星图像解译的 面积大些,这样的结果在承受范围.无人机航拍图 像解译的滑坡面积可能更符合实际情况,但是成本 较高,不容易获取.当没有无人机航拍图像的情况 下,可以用谷歌卫星图像代替,并且也建议这样做.

5.3 应用思路

通过对浅层滑坡诱发沟谷型泥石流案例的研究,分析滑坡物源和泥石流的关系.当流域内土层

厚度为1m时, $A_0/A \ge 0.135 \stackrel{}{o} d_L/A \ge 0.09$,可能会 暴发沟谷型泥石流;当流域内土层厚度为10m时, $A_0/A \ge 0.0135 \stackrel{}{o} d_L/A \ge 0.009$,可能会暴发沟谷型 泥石流.为了方便理解和应用,从机理和预警两个 方面进行阐述.

机理方面:浅层滑坡诱发的沟谷泥石流需要大量的滑坡发生,否则不会暴发泥石流,前提是暴发 前流域沟道无物源.

(1)当某流域发生了泥石流(暴发前沟道干净),获取该流域面积(A)和区域的平均土层厚度
(h),就可能快速得到流域内发生的滑坡总体积最小值,也可以估算滑坡可能进入沟道的总体积.

(2)当某流域发生了泥石流,通过遥感图像获 取滑坡面积(A₀,A_L)与流域面积(A)和区域的平均 土层厚度,能快速识别是否是属于浅层滑坡诱发的 沟谷型泥石流类型,进而根据该类型泥石流的机理 进行分析和治理.

预警方面:通过现有的滑坡预警模型,准确预测某流域内不稳定斜坡(很大可能发生滑坡)的总面积,结合本文得出结论,能快速有效的预测该流域发生浅层滑坡诱发的沟谷型泥石流的可能性.但不能预测沟床起动型的沟谷型泥石流.

6 讨论

Pradhan et al.(2019)的滑坡降雨预警模型对研究区"6•18"滑坡灾害的预测很成功.根据Pradhan的模型分析结果显示,6月18日下午14:00时,浅层滑坡的发生率为50%(警报等级).研究区滑坡易发性表明,当斜坡坡度为30°~35°,高程为250~400 m,斜坡平面为凹形,是最容易失稳发生滑坡灾害,并且发生的滑坡刮痕总面积也是最大的.滑坡分布特征数据集从DEM获取.图像的分辨率对滑坡面积计算有一定的影响.本文研究的滑坡面积多数大于200 m²,用12.5×12.5分辨率的DEM能较好的反应 滑坡特征参数.

泥石流的预测预报是目前泥石流研究的难点 和热点(Wang et al., 2018), 沟谷泥石流有沟床起动 类型的沟谷泥石流和浅层滑坡诱发的沟谷泥石流 等(Yu et al., 2016).本文仅研究浅层滑坡引起的沟 谷型泥石流,此类泥石流的固体颗粒主要来源于浅 层滑坡, 如果没有大量的浅层滑坡, 就不会发生这 类泥石流(Yu et al., 2016).研究区(顺昌县宝庄村) 和验证区(三明市后山, 江西聂都乡)的泥石流类型 均为浅层滑坡诱发的沟谷型泥石流,且验证结果很好.因此,本研究结果适用于浅层滑坡诱发的沟谷型泥石流.

泥石流的发生需要3个基本条件:松散的物质、 水和陡峭的斜坡(周必凡等,1991).本文模型没有考 虑更多的影响因素(水和陡坡).研究区(宝庄村)灾 前沟道内物源不是很多,当大量滑坡发生并进入沟 道内时引发泥石流,泥石流地发生是由满足泥石流 的降雨导致.换句话说,同样降雨情况,如果物源不 足,就不会发生这类泥石流.只考虑这类泥石流的 发生与物源的关系.因此,模型的临界值不受降雨 和地形因素的约束.

本研究建立的两个经验模型展现了相同的趋势.A₀-A模型比较简单,因为它只需要输入流域内 滑坡刮痕总面积的数据.A_L-A模型需要流域内进入 沟道的滑坡的总面积,它是经验模型的重要组成部 分.因为:(1)泥石流的发生和进入沟道的滑坡有很 直接的关系;(2)进入沟道的滑坡面积是基于高清 的卫星影像解译;(3)预测结果可以与模型A₀-A的 结果进行比较;与之前的研究相比,我们的模型探 讨了泥石流的发生与滑坡物源量的关系,用简单直 观的参数来分析这类型泥石流的形成机理.本文的 研究结论不能直接用来预测这种类型泥石流的发 生,需要预测滑坡的发生及其面积(A_L,A₀),才能参 考本研究来预测泥石流的发生.

然而,不应该忽视一些局限性.利用谷歌卫星 影像可以解译滑坡的面积(Zhou et al., 2016),但卫 星影像的精度影响滑坡面积地估算(Tang et al., 2012). 卫星图像精度并不是模型本身的限制(Zhou et al., 2016). 研究区(宝庄村)是基于 2014年 3月的 谷歌卫星图像进行滑坡面积解译,滑坡一泥石流事 件发生于2010年6月.由于时间间隔约4年,可能会 因植被的恢复和树木阴影的遮挡导致滑坡面积的 估算受到一定程度的影响.利用谷歌卫星图像目视 解译滑坡的面积,间接地统计在泥石流灾害中,滑 坡提供的物源量.有些客观上的误差是很难避免 的,如(1)2014年谷歌卫星图像对2010年发生的滑 坡事件的边界辨识度存在一定的误差;(2)滑坡是 否全进入沟道提供泥石流活动的物源也是一个无 法解决的问题;(3)近期无人机航拍图像显然比谷 歌卫星高空拍摄的图像清晰,但是无人机航拍图像 较难获取,不实用;(4)流域内发生的滑坡是和泥石 流同步发生,也是一个理想的假设条件.但基于以



Fig.21 The relationship between the stream channel gradient and the A_0/A

上存在的问题,都不影响本文得到的研究成果.

选择了浅层滑坡导致的沟谷型泥石流发生的 两个关键影响因素,并利用顺昌县宝庄村地区有限 的滑坡与泥石流数据探讨了泥石流发生与滑坡物 源量之间的关系.探讨两者关系的时候,没有考虑 可能对泥石流发生也具有影响的其他因素,如流域 纵比降和平均坡度等.图21显示纵比降对于这类型 泥石流的影响不是很大,或者可以说物源条件的影 响太大.地形因子和滑坡的关系不是很明显.因此, 与其他因素相比,流域面积和滑坡面积的关系更密 切(图13,14),建立模型更有规律.

选择了40个流域(发生泥石流流域的泥石流物 源基本来源于滑坡提供的物源)来验证本文的研究 结果.验证结果表明,该模型可以用于确定泥石流 发生与滑坡物源的关系.本文的模型可能无法对灾 前沟道堆积有大量物源的流域发生沟谷型泥石流 进行准确的分析泥石流发生和滑坡物源的关系.但 它可以用来分析泥石流发生和滑坡物源的关系.但 它可以用来分析泥石流发生和滑坡物源的关系.但 它可以用来分析泥石流物源主要是来源沟道岸坡 滑坡的沟谷型泥石流发生和滑坡物源的关系.我们 的模型临界值可以适用于华东地区,需要进行合理 的修正,临界值和当地的土层平均厚度有很大的关 系.为了更好的分析泥石流的发生和滑坡物源量的 关系是否适合其他地区的使用,将通过更多的浅层 滑坡诱发的沟谷型泥石流案例和非泥石流案例(有 较多的滑坡发生),并且有更高清的卫星图像来完 善本文的研究.

7 结论

本文选取了顺昌县宝庄村25个泥石流发生流 域和18个未发生泥石流流域,共956个滑坡进行统 计分析.高分辨率谷歌卫星影像用于确定滑坡的位 置和划痕表面积.从泥石流发生和滑坡物源量的关 系分析来看,流域面积和流域内滑坡总面积(A。, A₁)是分析两者关系的最重要的因素.基于以上数 据集的基础上,构建了泥石流发生和滑坡物源量之 间的经验关系.这里提供了低、中、高易发等级表示 流域在不同滑坡量的情况下发生泥石流的可能性. 为了验证研究结果的可靠性,采用其他地区的40个 数据集进行了验证.验证结果表明,该方法同样适 用于其他地区浅层滑坡引发的沟谷型泥石流案例 与滑坡物源量的分析,不受上述局限性的影响.我 们的模型非常简单,输入所需的数据很直观且容易 测量,避免了不确定输入参数的提取.研究成果用 于由浅层滑坡诱发的沟谷型泥石流的案例中,只要 知道当地的土层平均厚度即可,土层平均厚度和模 型的临界值有直接的关系.是一种能快速分析和探 索浅层滑坡诱发沟谷泥石流暴发原理的方法.

该方法简单,成本开销极低,经过对浅层滑坡 诱发的沟谷型泥石流发生时需要的滑坡物源阈值 的细化和其他地区数据的验证,得出该方法可适用 在相同机理的泥石流案例中.

References

- Adeline, K.R.M., Chen, M., Briottet, X., et al., 2013. Shadow Detection in Very High Spatial Resolution Aerial Images: A Comparative Study. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 80:21-38. https://doi.org/ 10.1016/j.isprsjprs.2013.02.003
- Bordoni, M., Galanti, Y., Bartelletti, C., et al., 2020. The Influence of the Inventory on the Determination of the Rainfall - Induced Shallow Landslides Susceptibility Using Generalized Additive Models. *Catena*, 193:104630. https: //doi.org/10.1016/j.catena.2020.104630.
- Bai, H.L., Feng, W.K., Yi, X.Y., et al., 2021. Group-Occurring Landslides and Debris Flows Caused by the Continuous Heavy Rainfall in June 2019 in Mibei Village, Longchuan County, Guangdong Province, China. Natural Hazards, 108(3): 3181-3201. https://doi. org/ 10.1007/s11069-021-04819-1
- Chiang, S.H., Chang, K.T., Mondini, A.C., et al., 2012.Simulation of Event-Based Landslides and Debris Flows at Watershed Level. *Geomorphology*, 138(1): 306-318. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.09.016
- Chen, X.L., Jiang, K., 2021. Modeling Method of Concurrent Emergency Chain Based on Bayesian Network. *Chinese* Journal of Management Science, 29(10):165-177(in Chi-

nese with English abstract).

- Cui, P., Guo, J., 2021. Evolution Models, Risk Prevention and Control Countermeasures of the Valley Disaster Chain. Advanced Engineering Sciences, 53(3):5-18(in Chinese with English abstract).
- Cannon, S.H., Gartner, J.E., Rupert, M.G., et al., 2010. Predicting the Probability and Volume of Postwildfire Debris Flows in the Intermountain Western United States. GSA Bulletin, 122(1-2): 127-144. https://doi.org/ 10.1130/b26459.1
- Dahlquist, M. P., West, A. J., 2019. Initiation and Runout of Post-Seismic Debris Flows: Insights from the 2015 Gorkha Earthquake. *Geophysical Research Letters*, 46(16): 9658-9668.https://doi.org/10.1029/2019GL083548
- Dou, J., Paudel, U., Oguchi, T., et al., 2015. Shallow and Deep - Seated Landslide Differentiation Using Support Vector Machines: A Case Study of the Chuetsu Area, Japan. *Terrestrial*, *Atmospheric and Oceanic Sciences*, 26: 227.https://doi.org/10.3319/tao.2014.12.02.07(eosi)
- Fan, L. F., Lehmann, P., McArdell, B., et al., 2017. Linking Rainfall-Induced Landslides with Debris Flows Runout Patterns towards Catchment Scale Hazard Assessment. *Geomorphology*, 280: 1–15. https://doi.org/10.1016/j. geomorph.2016.10.007
- Guo, C.B., Wu, R.A., Zhong, N., et al., 2024. Large Landslides along Active Tectonic Zones of Eastern Tibetan Plateau: Background and Mechanism of Landslide Formation. *Earth Science*, 49(12): 4635-4658. (in Chinese with English abstract).
- Huang, X.H., Guo, F., Deng, M.L., et al., 2020. Understanding the Deformation Mechanism and Threshold Reservoir Level of the Floating Weight-Reducing Landslide in the Three Gorges Reservoir Area, China. Landslides, 17 (12): 2879-2894. https://doi.org/10.1007/s10346-020-01435-1
- Hürlimann, M., Abancó, C., Moya, J., et al., 2014. Results and Experiences Gathered at the Rebaixader Debris -Flow Monitoring Site, Central Pyrenees, Spain. Landslides, 11(6):939-953.https://doi.org/10.1007/s10346-013-0452-y
- Iverson, R.M., Reid, M.E., Lahusen, R.G., 1997. Debris-Flow Mobilization from Landslides. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 25:85. https://doi.org/10.1146/ annurev.earth.25.1.85
- Jakob, M., 2000. The Impacts of Logging on Landslide Activity at Clayoquot Sound, British Columbia. *Catena*, 38(4): 279-300. https://doi. org/10.1016/s0341-8162(99) 00078-8

- Lan, H. X., Zhou, C. H., Wang, L. J., et al., 2004. Landslide Hazard Spatial Analysis and Prediction Using GIS in the Xiaojiang Watershed, Yunnan, China. Engineering Geology, 76(1-2): 109-128. https://doi.org/10.1016/j. enggeo.2004.06.009
- Li, Y.W., Xu, L.R., Zhang, L.L., et al., 2023. Study on Development Patterns and Susceptibility Evaluation of Coseismic Landslides within Mountainous Regions Influenced by Strong Earthquakes. *Earth Science*, 48(5):1960-1976 (in Chinese with English abstract).
- Li, Z. H., Zhang, C. L., Chen, B., et al., 2022. A Technical Framework of Landslide Prevention Based on Multi-Source Remote Sensing and Its Engineering Application. *Earth Science*, 47(6): 1901-1916(in Chinese with English abstract).
- Liu, C. N., Dong, J. J., Peng, Y. F., et al., 2009. Effects of Strong Ground Motion on the Susceptibility of Gully Type Debris Flows. *Engineering Geology*, 104(3-4): 241-253. https://doi. org/10.1016/j. enggeo.2008.10.012
- Liang, Z., Wang, C.M., Ma, D.H., et al., 2021. Exploring the Potential Relationship between the Occurrence of Debris Flow and Landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 21(4): 1247-1262. https://doi. org/ 10.5194/nhess-21-1247-2021
- Pradhan, A. M. S., Lee, S. R., Kim, Y. T., 2019. A Shallow Slide Prediction Model Combining Rainfall Threshold Warnings and Shallow Slide Susceptibility in Busan, Korea. Landslides, 16(3): 647-659. https://doi. org/ 10.1007/s10346-018-1112-z
- Pu, L.M., Zhang, S.W., Wang, R.H. et al., 2016. Analysis of Erosion Gully Information Extraction Based on Multi-Resource Remote Sensing Images. *Geography and Geo-Information Science*, 32(1): 90-94(in Chinese with English abstract).
- Qi, S., Zhang, Y.L., Zhang, P., et al., 2014. An Assessment Index System for Landslide Risk in Bailong River Basin. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 31 (1):23-28 (in Chinese with English abstract).
- Qiu, Q. C., Zheng, Q. M., Zhang, N. S., 2010. Meteorological Condition Analysis for the Extraordinarily Geological Hazard in Shunchang, Fujian Province. *Geology of Fuji*an, 29(Suppl. 1): 92-97(in Chinese with English abstract).
- Roering, J.J., Schmidt, K.M., Stock, J.D., et al., 2003. Shallow Landsliding, Root Reinforcement, and the Spatial Distribution of Trees in the Oregon Coast Range. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(2): 237-253. https://doi.org/

10.1139/t02-113

- Tang, C., Zhu, J., Chang, M., et al., 2012. An Empirical– Statistical Model for Predicting Debris - Flow Runout Zones in the Wenchuan Earthquake Area. Quaternary International, 250: 63-73. https://doi. org/10.1016/j. quaint.2010.11.020
- van Den Eeckhaut, M., Moeyersons, J., Nyssen, J., et al., 2009.Spatial Patterns of Old, Deep-Seated Landslides:A Case-Study in the Northern Ethiopian Highlands. Geomorphology, 105(3-4): 239-252. https://doi. org/ 10.1016/j.geomorph.2008.09.027
- Vandromme, R., Thiery, Y., Bernardie, S., et al., 2020. AL-ICE (Assessment of Landslides Induced by Climatic Events): A Single Tool to Integrate Shallow and Deep Landslides for Susceptibility and Hazard Assessment. *Geomorphology*, 367:107307.https://doi.org/10.1016/j. geomorph.2020.107307
- Wang, Y. M., Yin, K. L., 2018. Initiating Mechanism of Typhoon-Triggered Debris Flow.*Earth Science*, 43(Suppl.2):263-270(in Chinese with English abstract).
- Wei, D.G., Jie, Y.J., Huang, T.G., 1997. Regional Geological Structure of Fujian. *Regional Geology of China*, 16(2): 162-170(in Chinese with English abstract).
- Xia, M.X., Li, Y.Y., Wu, J.M., et al., 2021.Research on Rainfall Early Warning Threshold of Landslide Disaster in Zhangjiajie City Based on 1-D Statistical Model.*Journal* of Natural Disasters, 30(4): 203-212. https://doi.org/ 10.13577/j.jnd.2021.0422
- Yang, H.J., Yang, T.Q., Zhang, S.J., et al., 2020. Rainfall-Induced Landslides and Debris Flows in Mengdong Town, Yunnan Province, China. Landslides, 17(4):931-941. https://doi.org/10.1007/s10346-019-01336-y
- Ye, X.Q., 2018. Planting Performance and High-Yielding Cultivation Techniques of Y Liangyou 8199 in Shunchang County. Fujian Science and Technology of Rice and Wheat, 36(1):37-39 in Chinese with English abstract.
- Yu, B., Wang, T., Zhu, Y., et al., 2016. Topographical and Rainfall Factors Determining the Formation of Gully – Type Debris Flows Caused by Shallow Landslides in the Dayi Area, Guizhou Province, China. *Environmental Earth Sciences*, 75(7): 551. https://doi. org/10.1007/ s12665-016-5243-z
- Zhang, Q.K., Ling, S.X., Li, X.N., et al., 2020. Comparison of

Landslide Susceptibility Mapping Rapid Assessment Models in Jiuzhaigou County, Sichuan Province, China. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 39 (8):1595–1610 (in Chinese with English abstract).

- Zhou, B.F., Lee, D.J., Luo, D.F., et al., 1991. A Guide for Debris-Flows Hazard Mitigation.Science Press, Beijing (in Chinese).
- Zhou, W., Tang, C., Van Asch, T.W.J., et al., 2016. A Rapid Method to Identify the Potential of Debris Flow Development Induced by Rainfall in the Catchments of the Wenchuan Earthquake Area. *Landslides*, 13(5): 1243-1259.https://doi.org/10.1007/s10346-015-0631-0

中文参考文献

- 陈雪龙,姜坤,2021.基于贝叶斯网络的并发型突发事件链建 模方法.中国管理科学,29(10):165-177.
- 崔鹏,郭剑,2021.沟谷灾害链演化模式与风险防控对策.工 程科学与技术,53(3):5-18.
- 郭长宝,吴瑞安,钟宁,等,2024.青藏高原东部活动构造带大型滑坡成灾背景与灾变机制.地球科学,49(12):4635-4658.
- 李永威,徐林荣,张亮亮,等,2023.强震山区地震诱发滑坡发 育规律与易发性评估.地球科学,48(5):1960-1976.
- 李振洪,张成龙,陈博,等,2022.一种基于多源遥感的滑坡防 灾技术框架及其工程应用.地球科学,47(6):1901-1916.
- 蒲罗曼,张树文,王让虎,等,2016.多源遥感影像的侵蚀沟信 息提取分析.地理与地理信息科学,32(1):90-94.
- 齐识,张雅莉,张鹏,等,2014.白龙江流域滑坡危险性评价指 标体系的构建.长江科学院院报,31(1):23-28.
- 邱泉成,郑清明,张能胜,2010.福建顺昌特大地质灾害气象 条件分析.福建地质,29(增刊1):92-97.
- 王一鸣,殷坤龙,2018.台风暴雨型泥石流启动机制.地球科 学,43(增刊2):263-270.
- 韦德光,揭育金,黄廷淦,1997.福建省区域地质构造特征.中 国区域地质,16(2):162-170.
- 叶喜琴,2018.Y两优8199在顺昌县种植表现与高产栽培技术.福建稻麦科技,36(1):37-39.
- 张玘恺,凌斯祥,李晓宁,等,2020.九寨沟县滑坡灾害易发性 快速评估模型对比研究.岩石力学与工程学报,39(8): 1595-1610.
- 周必凡,李德基,罗德富,等,1991.泥石流防治指南.北京:科 学出版社.