

瞬时孔隙水压力作用下的降雨滑坡稳定性 响应分析: 以香港天然降雨滑坡为例*

兰恒星** 周成虎

(中国科学院地理科学与资源研究所资源与环境信息系统国家重点实验室, 北京 100101)

李焯芬

(香港大学土木工程系, 香港)

王思敬 伍法权

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要 短期集中降雨过程造成的瞬时孔隙水压力的变化是诱发大多数浅层滑坡的主要因素. 在 GIS 的支持下, 以香港浅层降雨滑坡为例, 采用基于非饱和渗流理论的瞬时降雨响应模型对滑坡稳定性的瞬时孔隙水压力的响应行为特征进行了深入探讨. 对典型降雨过程中的孔隙水压力和滑坡稳定性在时间(降雨过程)和空间(不同深度和平面位置)上的响应行为和分布规律进行了详细分析和讨论, 并与孔隙水压力的实测结果进行了对比. 重点对不同岩土类型和不同渗透性质的斜坡的稳定性在降雨过程中的响应规律和特征进行了对比分析. 同时讨论了前期降雨和不透水下垫面等因素对斜坡稳定性的影响, 以及孔隙水压力的降雨响应时间等特征. 通过研究, 可以更好地理解降雨对滑坡作用的水文过程和诱发机制, 为进行有效的滑坡风险性分析和预测预报提供科学依据.

关键词 降雨滑坡 瞬时孔隙水压力 滑坡稳定性降雨响应 GIS

降雨尤其暴雨是滑坡活动最重要的触发因素和动力来源. 降雨诱发滑坡机理的研究是滑坡研究的难点和重点问题^[1]. 一般来讲, 降雨诱发滑坡的机制主要

2003-08-11 收稿, 2003-12-01 收修改稿

* 国家自然科学基金项目(批准号: 49971066)和博士后科学基金项目资助

** E-mail: lanhx@reis.ac.cn

是由于降雨的入渗造成岩土体基质吸力的降低或孔隙水压力的变化及地下水位的上升,此外还可以增加岩土体的容重、降低岩土体的抗剪强度^[2~14]。

但是,降雨对不同滑坡类型的作用机制不同,对于深层滑坡,主要地下水位的抬升,以及水的弱化作用对滑坡的影响较大;而对于浅层滑坡,滑坡的发生主要受瞬时的孔隙水压力的变化控制,同时伴随着冲刷和侵蚀作用。如香港的降雨滑坡,以浅层的风化残积层和堆积层滑坡为主,滑动类型一般为小型的平面或非圆弧滑动和崩塌。风化残积层和坡积层内部残余的软弱夹层以及下伏的中等和轻微风化层经常构成滑动面,深度一般不超过 2 m。降雨造成的主要地下水位的上升一般不超过滑面的位置。所以,香港降雨滑坡主要是由于短期集中降雨过程造成的瞬时的孔隙水压力的升高造成的,基本不受主要地下水位上升的影响^[15~20]。因此滑坡稳定性的瞬时孔隙水压力的响应研究具有重要的现实和社会意义。

然而,目前降雨诱发滑坡机理的研究主要局限于定性的或试验基础上的分析描述,缺乏定量的研究。这些经验和方法十分重要,但它们往往不能提供一个很好的理论框架来解释降雨过程产生的瞬时孔隙水压力的响应行为和分布特征以及对斜坡稳定性作用的物理过程,不能有效地分析降雨的水文过程对滑坡发生的地点、时间、速率的影响,也不能很好地预测滑坡灾害随气候等条件改变而发展演化的趋势^[6,7]。国外一些学者根据有效应力原理的无限斜坡模型建立的理论模型,可以描述离散的斜坡地貌单元在地下水压力作用下发生滑坡失稳的可能性^[21~24],并与地理信息系统进行了一定的集成。但这些模型大多采用稳流或准稳流模型来研究降雨引起的地下水位的变化。这些模型采用了多种假定,如假定地下水流的方向与斜坡平行,忽略了由于降雨的入渗引起的斜坡法向上的瞬时孔隙水压力的重分布。这种忽略是为了模型计算上的方便,但是不能很好地反映降雨滑坡发生的物理机制。理论和实地测量均证实了地下孔隙水压力与瞬时降雨有密切的关系,而且地下水压力在斜坡的重分布主要沿斜坡的法线方向^[7,23]。为了评价瞬时降雨对滑坡发生的时间、位置、速率等影响, Iverson在非饱和渗流理论的基础上,采用合理逼近的方法建立了滑坡稳定性瞬时降雨响应模型,增强了以上采用稳流理论的滑坡分析模型的功能。模型是在Richard非饱和渗流方程的基础上,采用斜坡坐标系建立的。模型可以计算任意斜坡任意深度在任意时间的孔隙水压力,通过与无限斜坡模型的进一步耦合,可以计算斜坡任意深度、任意时间的安全系数^[7]。通过对多个地区的应用,证明模型对浅层降雨滑坡的研究具有很好的效果^[7,25~27]。

因此本文采用瞬时降雨响应模型对香港天然滑坡(主要是大屿山地区)稳定性的瞬时孔隙水压力响应规律、滑坡危险性的时空分布特征进行深入的分析,以更好地理解降雨对滑坡的作用过程和诱发机制,为进行有效的滑坡风险性分析和

预测预报提供科学依据.

1 研究区选择及概况

本文的主要研究对象是大屿山的天然降雨滑坡. 大屿山地区地形陡峭, 坡度大于 15°的面积占 70%~80%, 坡度大于 30°的面积占 30%以上. 滑坡泥石流的发生与降雨有密切的相关性. 滑坡泥石流体积一般为数十方至上千方. 大屿山 2/3 面积由火山岩组成, 火山岩强烈风化, 大部分的自然滑坡泥石流发生于火山岩风化坡残积土地区. 其余 1/3 面积主要为花岗岩, 滑坡泥石流数量相对要少得多^[17,18,28~30].

为了有利于研究分析, 需要进行典型研究区的选择. 研究区选择遵循以下基本原则: (1) 可以反映降雨滑坡的典型时空分布规律, 并有利于进行对比研究; (2) 与地区的发展有较密切的关系; (3) 有大规模的斜坡失稳现象; (4) 有大量的研究资料可供参考. 根据以上原则, 我们选择了东涌东研究区(图 1).

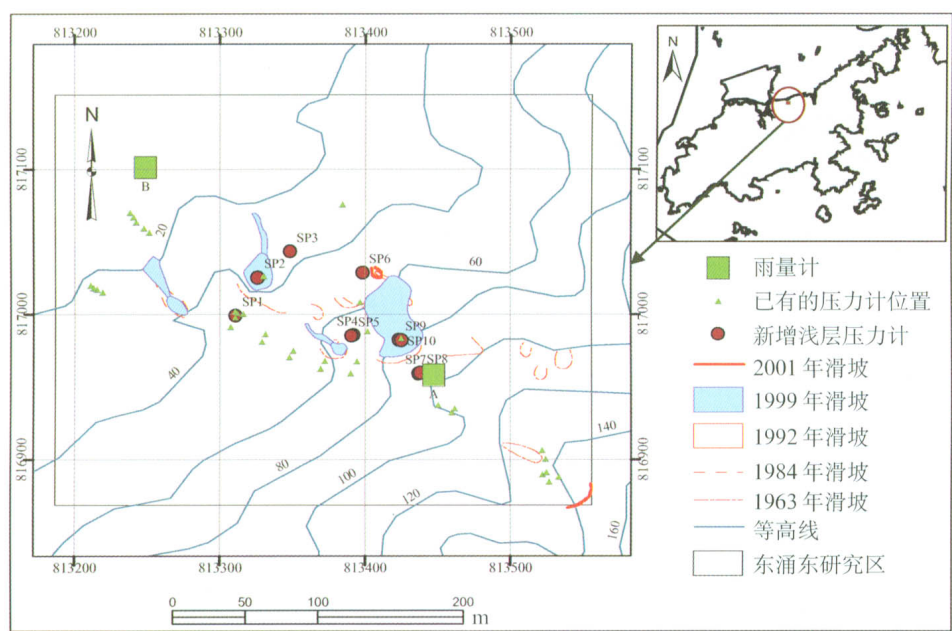


图 1 东涌东研究区

东涌东研究区属于东涌研究区内的一部分, 位于东涌以东的北大屿山高速公路上的天然斜坡坡度为 30~40°的风化火山岩地区. 研究区有较为详尽的研究和监测资料, 包括每 5 min 的降雨数据和每小时的孔隙水压力监测数据. 根据 GEO 报告 TN 4/2002 m^[20], 东涌东地区从 1999 年夏天开始监测, 收集了有关地表

条件、地表运动、地下水及降雨等重要数据. 同时还包括了 20 世纪 70 年代末和 80 年代初的早期钻孔以及 90 年代早期的较新钻孔. 1999 年早期进行了一系列的勘查工作, 包括地震勘测、探槽及探坑、浅层钻孔以及动态探查工作. 1999 年 8 月以后进行了更为详细的勘查工作. 如在 1999~2000 年旱季的地表地质填图、设置标志点及雨量计、建立地表以下 6 m 左右的简易取样孔、安装测压计和张计及地表运动探测计, 并进行了有关岩土性质的实验. 2000~2001 年旱季, 增加了一部分探坑, 并增装了压力计和张计.

东涌东研究区的主要岩性为火山凝灰岩, 主要有两种不同的斜坡破坏模式: 浅层滑动和崩塌, 这与大屿山其他地区有十分相似的特征. 根据航片解译及现场斜坡破坏后壁的观察, 东涌东地区的主要滑坡分布如图 1 所示, 并可以分析滑坡活动历史^[20]: 在 1963 年以前, 有多种形式的斜坡破坏现象, 从轻微的地表变形到平面缓慢滑动; 1984 年 11 月到 1986 年 11 月: 一个快速崩塌, 并引发了相邻地区的浅层滑动; 1992 年 4 月到 1992 年 11 月 11 日, 3 个小型崩塌. 其中 1992 年 7 月 18~19 日的暴雨造成多级快速浅层破坏; 1993 年 11 月 1 日到 11 日, 靠近研究区的西侧地区多级斜坡破坏发生, 研究区中并无明显的滑坡破坏; 1999 年 8 月 22 到 27 日, 由于台风 Sam 引起的降雨, 造成较大规模的斜坡失稳, 从浅层的平面滑动到较深的快速崩塌现象均存在; 2001 年 7 月 6 日到 8 日, 造成了多个小型的斜坡破坏.

2 主要计算参数

表 1 为主要的计算参数. 由于东涌东地区的基本岩性为火山岩, 所以各个单元采用相同的抗剪强度指标和容重指标. 表层岩土体的深度、初始稳定地下水位、渗透性系数(饱和渗透系数和扩散率)随单元的不同而变化. 这些参数均在 GIS 中从栅格文件中读取.

表 1 计算采用的主要参数

参数	值
水的容重 $\gamma_w(\text{kN/m}^3)$	9.8
土的凝聚力 $C(\text{kPa})$	2
内摩擦角 $\varphi(^{\circ})$	38.5
土的容重 $\gamma_s(\text{kN/m}^3)$	19
最大深度 $Z_{\text{max}}(\text{m})$	变化, 从栅格文件中读取
降雨前稳定的初始入渗率 $I_z(\text{m/s})$	0
初始稳定地下水位 $d(\text{m})$	变化, 从栅格文件中读取
水力扩散系数 $D_0(\text{m}^2/\text{s})$	变化, 根据岩土体的类型的不同而不同
土体垂直饱和和渗透系数 $K_z(\text{m/s})$	变数, 根据岩土体的类型的不同而不同
具不同降雨强度的降雨过程的期数 N	18

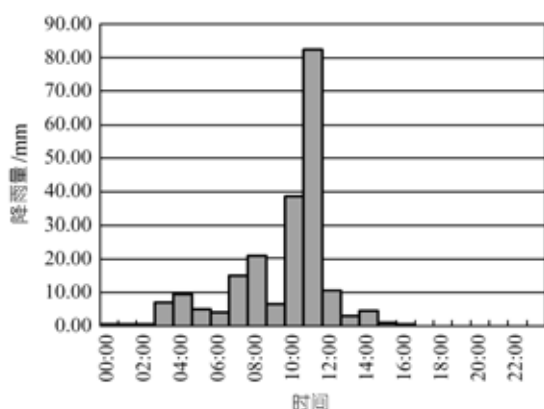


图2 2001年6月11日降雨

(i) 降雨参数(入渗率)

根据雨量计 A, 在东涌东地区 2001 年 6 月份最大降雨发生于 6 月 11 日, 日降雨量达到 209 mm(图 2), 并具有典型的强降雨特征及每小时的孔隙水压力监测数据. 所以采用 6 月 11 日的降雨过程进行孔隙水压力和斜坡稳定性的降雨响应分析, 以了解不同岩土类型的斜坡的时空降雨响应过程.

6 月 11 日的降雨初期有近 70 mm 的稳定降雨(雨强大约 9 mm/h), 随后降雨强度迅速增强, 在 11:00 时达到了 82.5 mm/h. 较强的降雨在 2 h 内造成 120 mm 的降雨量. 随后降雨强度迅速降低, 并很快结束. 将 2001 年 6 月 11 日的降雨过程按每个小时进行划分, 由于 17:00~24:00 没有降雨, 所以共划分为 18 个阶段.

在连续降雨期间, 蒸发量可以忽略, 所以采用实际的每小时降雨强度作为瞬时有效入渗率, 同时考虑斜坡径流入渗率. 根据降雨强度和岩土体渗透性的相关关系, 当降雨强度大于岩土体的饱和渗透能力时将产生表面径流, 表面径流对下一个单元的作用可能是继续向下坡径流, 也可能是产生进一步的入渗. 因此, 需要计算每一时刻的表面径流的分布. 单元的实际入渗率为降雨有效入渗率加上径流入渗率.

(ii) 表层岩土体的深度($Z_{\max}$)

Evans 等人^[19]根据对钻孔数据、探坑数据、地震及地表观察现象的分析, 建立了 III 级风化岩土(中等风化和微风化)的可能高程的分布, 并在此基础上得到了表土层的厚度分布. 表土层包括强风化土(IV 和 V 级), 残积土(residual)、坡积层(colluviums)及泥石流堆积物质. III 级风化层基本呈一倾斜斜面分布, 未明显受地形的影响, 而表土层厚度的分布则明显受地表地形的控制. 表土层的厚度值即为计算所需的深度值($Z_{\max}$).

(iii) 初始地下水位的确定(d)

在东涌东地区安装了位于南侧山脊线及坡角的泥石流冲积扇的 10 个检测点和位于轻便取样孔中大约 7 m 深的 7 个监测点(图 1), 用以记录稳定平衡水位(非瞬时孔隙水压力). 根据这些点所记录的稳定浅层地下水位, 采用克立格内插的方法, 得到整个研究区不同时期的浅层平衡地下水位的分布. 本文采用 2001 年 4 月 10 日的地下水位作为本次计算的初始地下水位.

(iv) 渗透性参数估计(K_z 和 D_0)

研究区的渗透性参数主要包括饱和渗透系数 K_z 和饱和扩散率 D_0 . 渗透性参数对滑坡稳定性的降雨响应计算非常重要. 为了能够获得研究区准确的渗透性参数, 除了参考香港土力工程处(GEO)报告中的有关参数参考值外, 还对渗透性参数进行了优化. 主要方法是将孔隙水压力的模型计算结果与同期降雨过程中的各个监测点的孔隙水压力实测值进行对比, 在模型中不断调整优化参数(渗透系数和扩散系数), 使计算的某期降雨过程控制的孔隙水压力降雨响应曲线与这期降雨过程的实际测量的孔隙水压力曲线基本吻合或变化趋势相似, 这时的参数作为斜坡岩土体的基本水文参数.

英国皇家学院的岩土工程勘测公司开发了可以测量较大范围孔隙水压力的压力计, 用于测量自然稳定水位以上的浅层孔隙水压力(瞬时孔隙水压力). 测量的孔隙水压力范围可以达到 +65~100 kPa. 2001 年春天和秋天安装了 10 个, 记录间隔为 1 h. 这 10 个浅层测压计的编号为 SP1~SP10, 其位置见图 1. 这些测压计不仅安装在受滑坡扰动的地区, 还安装在没有受滑坡扰动的地区.

根据模型计算结果和实测结果的对比, 可以基本估计研究区的各个测点的岩土渗透性质. 为了对不同岩土类型斜坡进行孔隙水压力的降雨响应规律和稳定性的分析对比, 选取了位于完全风化火山岩的 SP5 和 SP6, 位于坡积层的 SP8 点和残积土中的 SP10 点. 表 2 为这 4 个主要研究点的岩土性质和优化的渗透性参数. 就渗透性来讲, 坡积层的渗透性最强, 为 10^{-4} m/s 量级. 其余 4 个点均为 10^{-6} m/s 量级. 同为完全风化火山岩的 SP6 的渗透性大于 SP5, 可能是由于存在更多的残余节理的缘故. SP5 的渗透性与残积土的 SP10 相差不大. 其中 SP5 代表了广泛分布于东涌东研究区的风化火山岩土特性和浅层水文地质特征. 同样的, 根据所有测点的渗透参数, 采用克立格的统计内插的方法得到整个研究区的岩土渗透性的分布.

大屿山的基岩类型主要为火山岩和花岗岩, 由于风化花岗岩的渗透性较风化火山岩的渗透性较强, 所以根据渗透性不同的测点的对比分析(如 SP5 和 SP6

表 2 典型监测点的岩土性质和水文参数

编号	SP5	SP6	SP8	SP10
岩土类型	完全风化火山岩(CDV)	完全风化火山岩(CDV, 可能发育残余节理, 渗透性较高)	坡积土(col)	残积土(residual)
压力计测点深度(m)	1.53	3.0	1.0	1.15
坡度(°)	25.9610	23.3434	32.9540	29.2059
渗透系数(m/s)	1.2×10^{-6}	7.6×10^{-6}	1.5×10^{-4}	1×10^{-6}
扩散系数(m ² /s)	8×10^{-4}	1.3×10^{-3}	7×10^{-2}	6×10^{-4}
初始水位(m)	~4.8	~5 m	~3.5 m	~4 m
地表变形特征	曾受到变形扰动	未受到变形扰动	未受到变形扰动	曾受到变形扰动

或 SP8), 可以推断风化花岗岩和风化火山岩斜坡在降雨作用下的孔隙水压力和斜坡稳定性响应特征和分布规律.

3 瞬时孔隙水压力降雨过程响应分析

3.1 孔隙水压力降雨响应的总体特征

图 3 为 SP5, SP6, SP8 和 SP10 在 2001 年 6 月 11 日的降雨过程中孔隙水压力的计算结果和实际监测结果的对比. 为了考察前期降雨对斜坡稳定性的影响, 计算采用的初始入渗率为 0.00 m/s , 因此在降雨初期, 计算结果与实测结果相差较大. 在 6 月 11 日以前的几天内, 均存在不同程度的降雨. 前期降雨往往造成岩土体基质吸力的降低, 甚至孔隙水压力的升高. 通过忽略前期降雨影响的计算曲线与实测曲线的对比, 可以分析前期降雨对滑坡稳定性的影响. 随着降雨过程的推进, 孔隙水压力的变化逐渐受本期降雨的控制, 与实际的测量结果趋于一致. 坡积层(SP8)和残积层中(SP10)在降雨后期的实测孔隙水压力基本保持平稳不变的现象, 可能是由于坡积层和残积层下覆相对的不透水层(如黏土层)而造成短暂的滞水位的缘故.

从模拟的结果看, 浅层的孔隙水压力在降雨开始时反应迅速(SP5 和 SP10), 而较深位置的孔隙水压力的响应较缓慢(SP6). 随着峰值降雨强度的来临, 孔隙水压力的响应随之逐渐达到峰值, 但一般要比峰值降雨时间滞后一定的时间. 随后孔隙水压力逐渐降低, 降低的速度与岩土体的渗透性有关, 渗透性较差的斜坡(SP5, SP10), 孔隙水压力的降低较为缓慢, 往往在很长一段时间内仍保持较高的值, 甚至持续到主要降雨过程结束. 而渗透性强的斜坡(SP6 和 SP8), 孔隙水压力下降的速度较快, 特别是坡积土的 SP8, 孔隙水压力的响应几乎与降雨过程同步. 在降雨过程结束后的很短时间内, 孔隙水压力降低为 0 kPa , 同时基质吸力得到了一定的恢复.

3.2 前期降雨的影响

前期降雨的影响主要包括对基质吸力的破坏和孔隙水压力响应特征的影响. 6 月 11 日前连续 10 天共有将近 300 mm (30 mm/d)的降雨, 前期降雨造成的基质吸力的破坏范围大约为 $10\sim 25 \text{ kPa}$. 前期降雨对不同岩土体类型和不同深度的斜坡的基质吸力的破坏特征存在明显的差异.

浅层风化火山岩斜坡(SP5, 深度 1.53 m)的前期降雨造成的基质吸力的降低较为显著, 大约为 25 kPa . 残积土(SP10)与 SP5 的基质吸力破坏特征较为相似. 从计算的曲线可以看出, 在本期降雨的作用下, 基质吸力的破坏呈直线上升, 表明浅层的基质吸力在降雨的作用下破坏显著. 这主要是由于残积土和风化火山岩的渗透性和储水能力较差, 在一定的降雨情况下, 很容易达到它们的储水能力

而饱和, 从而造成基质吸力的完全破坏.

风化火山岩斜坡深层位置(SP6, 深度 3.0 m)的基质吸力的破坏大约为 10 kPa, 破坏程度较小. 在本期较强的降雨的情况下, 基质吸力的破坏速度趋于加快. 坡积土的渗透能力和储水能力均较大, 因此前期降雨造成的基质吸力的破坏程度不大, 大约 15 kPa, 但当雨强达到一定程度(如本期降雨的峰值降雨 82.5 mm/h), 基质吸力迅速受到破坏.

同时, 前期降雨的作用可以加快孔隙水压力的降雨响应时间和在一定程度上增大孔隙水压力响应的量级.

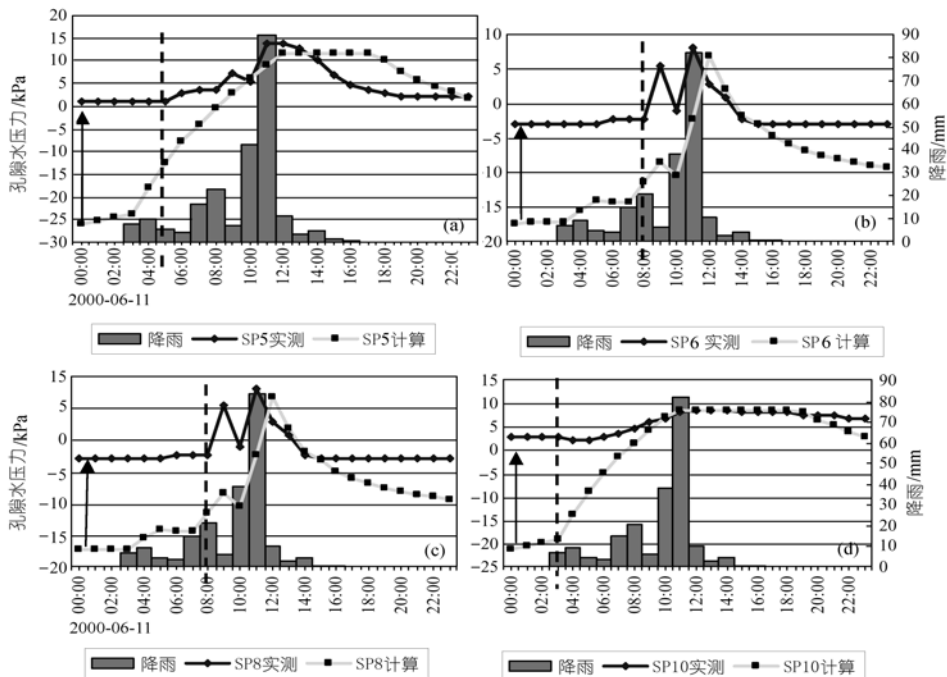


图 3 2001 年 6 月 11 日各主要研究点的瞬时孔隙水压力计算结果和实测结果的对比
图中箭头代表前期降雨造成的基质吸力的降低, 线段长度代表降低的大小; 垂直虚线代表瞬时孔隙水压力本期降雨开始响应时间; 降雨过程后期实测曲线接近水平的现象表明了可能存在不透水层造成的暂时滞水位. (a) 渗透性较弱的风化火山岩 SP5; (b) 渗透性较强的风化火山岩 SP6; (c) 渗透性强的坡积层 SP8; (d) 渗透性较弱的残积层 SP10

3.3 孔隙水压力降雨响应时间特征

根据实测曲线, 可以判断本期降雨过程造成的瞬时孔隙水压力开始响应的的时间. 一般来讲浅层的孔隙水压力的开始响应时间比深层要短很多. 例如, 浅层的风化火山岩斜坡 SP5 和残积土的 SP10 的开始响应时间分别为本期降雨开始后

的 5 和 3 h. 而深层的风化火山岩 SP6 的开始响应时间为降雨开始后的 8 h. 浅层的坡积层的开始响应时间较长(8 h), 主要是由于坡积层的渗透性和储水能力较强, 而本期降雨开始时的雨强不是很大, 不足以使孔隙水压力产生明显的变化, 所以孔隙水压力的响应需要较长的时间. 同时也可能与测压计的灵敏度有关. 降雨强度越大, 孔隙水压力的响应时间越短. 峰值降雨(82 mm/h)的孔隙水压力响应时间在浅层(如 1 m)一般为 1 h 左右, 随深度增加, 响应时间相应增加, 但一般不会超过 3 h. 总起来讲, 本地区浅层斜坡的降雨响应时间一般为 1~5 h, 随深度的增加而增大, 随降雨强度的增大而减少. 孔隙水压力的响应时间是降雨强度和斜坡深度的函数, 可以为滑坡预警提供依据.

3.4 孔隙水压力降雨响应在斜坡深度上的分布

图 4 为各个测点在一定的深度范围内(本文为 5 m)的瞬时孔隙水压力随降雨过程在深度剖面上的分布. 为有利于对比分析, 对不同渗透性的岩土斜坡分别进行讨论.

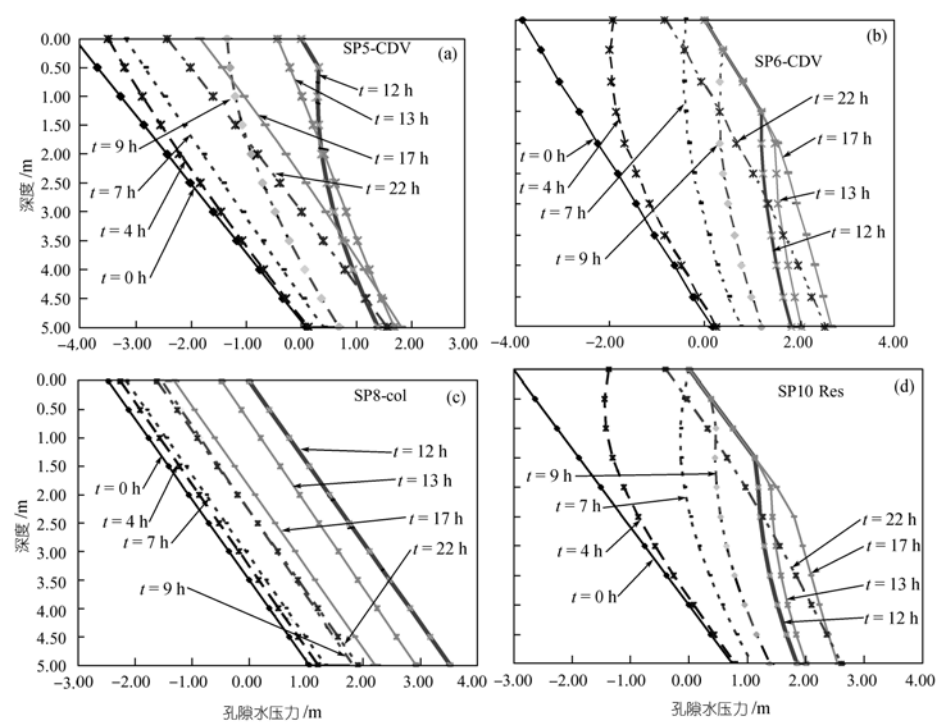


图 4 各研究点的瞬时孔隙水压力随降雨过程在深度剖面上的分布
(a) 渗透性较弱的风化火山岩 SP5; (b) 渗透性较强的风化火山岩 SP6; (c) 渗透性强的坡积层 SP8; (d) 渗透性较弱的残积层 SP10

(i) 低渗透性斜坡的孔隙水压力响应分布规律

渗透性较低的风化火山岩 SP5 和残积土 SP10 的孔隙水压力在深度上的分布规律相似, 以 SP5 为例进行分析(图 4(a)).

在降雨开始的初期阶段从 0~3 h, 由于降雨强度较小, 孔隙水压力在整个深度范围基本没有变化.

降雨从 $t = 4$ h 开始增强, 孔隙水压力在深度上的分布差异明显增大. 浅层的孔隙水压力的增长幅度较大, 而在较深的位置, 孔隙水压力的增长不明显, 表现为孔隙水压力深度曲线在浅层向孔隙水压力值较大的右侧弯曲. 随着降雨时间的增长, 整个深度范围内的孔隙水压力变化趋势趋于一致, 浅层的孔隙水压力增长略大于深层, 孔隙水压力的大小在整个深度上差别减少. 表现为孔隙水压力曲线由倾斜趋于垂直. 如在 $t = 10$ h 时, 3 m 深处的孔隙水压力水头为 0.77 m, 1 m 处的孔隙水压力水头为 0.63 m.

在 $t = 9$ h 时, 在深度大约为 0.5 m 以上的区域产生超静水压力, 也就是说, 从斜坡体表面到 0.5 m 深度的斜坡处于全饱和状态.

到 $t = 12$ h, 即峰值降雨(82 mm/h)1 h 后, 饱和带的深度扩大到大约 1.5 m. 从 $t = 13$ h 开始, 虽然降雨强度明显减少, 但是孔隙水压力仍然保持增长的趋势. 此时的孔隙水压力的增长趋势在不同的深度上表现不同. 在较浅的位置因为达到饱和状态, 孔隙水压力的增长趋于停滞. 而深层的孔隙水压力持续增长, 并且深度越深的地方, 增长的幅度越大, 显示了强降雨作用往斜坡深部的延伸. 这种趋势一直延续到 $t = 17$ h 降雨结束. 这时整个深度的孔隙水压力均达到了整个降雨过程的最高值. 随后孔隙水压力开始下降, 但下降的速度缓慢, 浅层的孔隙水压力的下降速度略大于深层的孔隙水压力的下降速度.

(ii) 高渗透性斜坡的孔隙水压力响应分布规律

渗透性较高的火山风化岩 SP6 的孔隙水压力在深度上的变化规律与低渗透性的 SP5 明显不同. 在降雨初期, 由于降雨强度较小, 雨水迅速入渗, 远未达到土体的储水能力. 浅层和深层的孔隙水压力没有明显的变化, 这种状态一直保持到 $t = 7$ h. $t = 8$ h 时的降雨强度增大(21 mm/h), 在 $t = 9$ h 时浅层的孔隙水压力的增长幅度明显大于深层的孔隙水压力的增长幅度. 当 $t = 9$ h 时降雨强度明显降低(6.5 mm/h), 浅层的孔隙水压力随之降低, 而深度较大的位置的孔隙水压力没有明显的影响, 仍然保持持续增长的趋势. 表明渗透性较强的岩土体的浅层孔隙水压力对降雨的响应速度较快. 孔隙水压力的降雨响应时间在 1 h 左右. $t = 11$ h 的峰值降雨强度使浅层的孔隙水压力急剧升高, 并在深度约 0.5 m 处形成完全饱和带. 0.5~2 m 的孔隙水压力曲线近乎垂直, 表明孔隙水压力的大小在此深度范围内几乎相等. 当 $t = 13$ h 时, 由于 $t = 12$ h 时的降雨强度的降低造成深度 2 m 以上浅层区域的孔隙水压力显著下降, 2 m 以下区域的孔隙水压力仍然持续增长, 深度

越大的地方的增长幅度越大。到 $t = 13 \text{ h}$ 以后, 孔隙水压力降低响应的区域逐渐扩大, 到 $t = 17 \text{ h}$ 降雨结束时, 深度 3.5 m 以上的区域的孔隙水压力均呈降低的状态。孔隙水压力与深度的关系接近线性的关系。降雨结束后, 整个深度范围内的孔隙水压力降低, 降低的程度基本类似, 浅层略大于深层。

坡积层由于渗透性和储水能力非常高, 各个时间段的孔隙水压力和深度曲线呈现一组近乎平行的直线。不同深度的孔隙水压力的降雨响应几乎同时发生, 并与降雨过程的变化保持一致: 降雨强度增加, 孔隙水压力增加, 降雨强度降低, 孔隙水压力降低。降雨的响应时间应该在 1 h 以内。但由于坡积层的深度一般较浅, 同时往往存在浅层的不透水下垫面, 所以实际的降雨响应特征与模拟的结果

有所差异, 模拟的结果可以为研究强渗透性斜坡的降雨响应规律提供参考。

根据各个监测点在同一深度(2 m)的孔隙水压力时间曲线的对比(图5), 在相同的降雨过程下, 渗透性较差的斜坡往往很快形成高的瞬时孔隙水压力, 降雨过程结束后, 孔隙水压力的下降速度较缓慢。降雨影响的深度较浅。而渗透性较强的斜坡在降雨强度低的降雨过程前期,

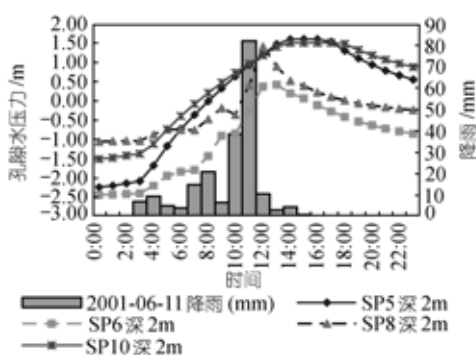


图5 各点在同一深度(2 m)处的孔隙水压力响应对比

孔隙水压力的响应缓慢。但当雨强达到一定的程度, 孔隙水压力迅速升高。降雨过程结束后, 孔隙水压力迅速降低, 降雨影响的深度较深。

4 滑坡稳定性降雨过程响应分析

滑坡的稳定性与斜坡的坡度、潜在滑动面的坡度、抗剪强度参数(内摩擦角和黏聚力)、岩土体的物理力学性质(容重等)以及地下水运动造成的孔隙水压力和渗透压力有着密切的关系。在瞬时降雨过程中, 由于降雨持续时间较短, 斜坡体的地形特征和各种物理力学参数的变化控制在一定的范围内。同时在瞬时的降雨过程中, 雨水的入渗以垂直入渗为主, 一般未达到地下水的稳流状态, 地下水运动以非饱和渗流为主。因此, 在瞬时的降雨过程中, 斜坡的稳定性的变化主要是由降雨入渗产生的非饱和瞬时孔隙水压力变化的函数, 同时与斜坡的地形地质特征和岩土体的物理力学特征密切相关。

下面主要分析在孔隙水压力的作用下, 斜坡稳定性在一定深度范围内(如 5 m)的时空分布规律及随降雨过程的变化特征。孔隙水压力的降雨响应, 不仅可以控制斜坡的稳定性, 还可以对滑坡发生的模式和规模产生显著的影响。图6为

各个研究点在 2001 年 6 月 11 日的降雨过程中滑坡稳定性在各深度剖面上的分布以及随降雨过程的变化特征. 图 7 为各测点在特定深度(1, 2 和 3 m)的安全系数-降雨时程曲线. 通过图 6 和图 7 的分析比较, 我们对低渗透性斜坡和高渗透性斜坡的稳定性降雨过程响应特征和规律进行了深入的讨论.

4.1 低渗透性斜坡稳定性降雨过程响应

从各个测点的曲线的形状来看, 渗透性较低的风化火山岩(SP5)(图 6(a), 图 7(a))和残积层(SP10)(图 6(d), 图 7(d))的变化趋势十分相似, 这主要是由它们相似的孔隙水压力降雨响应规律决定的. 以 SP5 为例对其斜坡稳定性的响应规律进行分析.

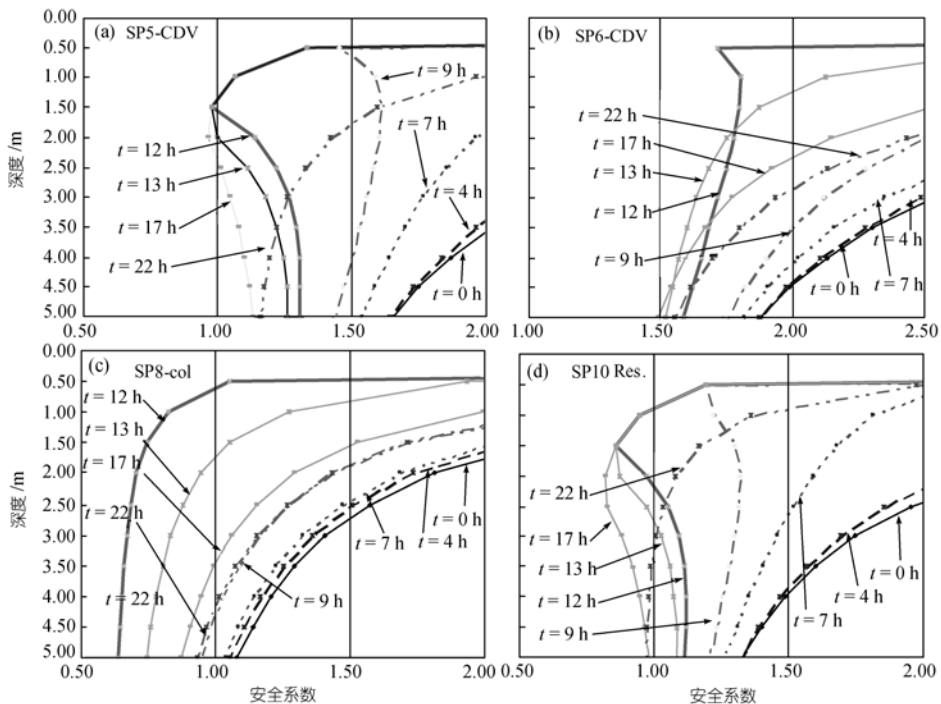


图 6 各研究点的稳定性随降雨过程在深度剖面上的分布

(a) 渗透性较弱的风化火山岩 SP5; (b) 渗透性较强的风化火山岩 SP6; (c) 渗透性强的坡积层 SP8; (d) 渗透性较弱的残积层 SP10

在降雨的初期阶段(0~8 h), SP5 的整个深度范围内岩土体均保持稳定状态, 稳定性的变化在整个深度范围内基本相同. 到 $t = 9$ h 时, 降雨强度明显增强(降雨强度达到 21 mm/h, 8 h 为 15 mm/h), 浅层和深层的岩土稳定性变化产生了明显的差异. 浅层(1.00 m 以上的区域)岩土体的稳定性明显降低, 而 1.00 m 以下区域内的安全系数变化不大, 说明当降雨强度达到大约 20 mm/h 时, 浅层风化火山岩斜

坡的稳定性开始受到显著的影响. 随着降雨过程的推移, 稳定性受影响的深度逐渐加大, 稳定性响应深度增加的速度与降雨强度有关.

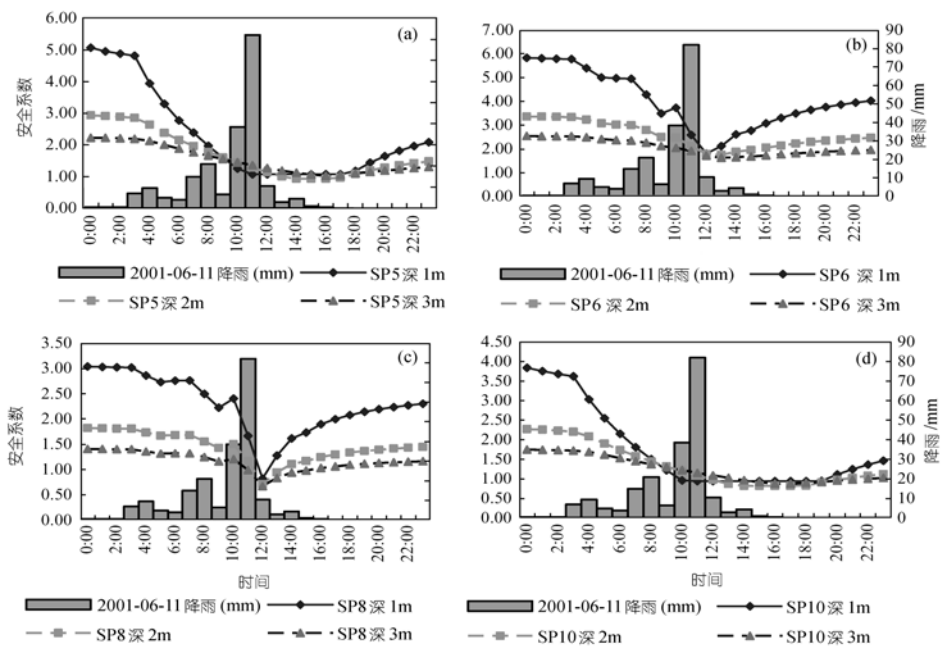


图7 各研究点在不同深度(1, 2 和 3 m)的滑坡稳定性响应随降雨过程的变化曲线
(a) 渗透性较弱的风化火山岩 SP5; (b) 渗透性较强的风化火山岩 SP6; (c) 渗透性强的坡积层 SP8; (d) 渗透性较弱的残积层 SP10

这种状态一直持续到峰值降雨($t = 11\text{ h}$), 浅层的斜坡岩土体还都保持基本稳定的状态(安全系数均大于 1). 但当峰值降雨过后, 在 $t = 12\text{ h}$, 深度 1.50 m 处的安全系数处于小于 1 的状态, 成为可能的潜在滑动面. 这只是斜坡稳定性在降雨过程中的一个瞬时的状态(可以称为滑坡的临界状态), 并不能说明在此深度的岩土体一定会发生失稳. 位于此深度的岩土体发生失稳的可能性与其稳定性的发展趋势以及周围岩土体的稳定状态有关. 如果位于此深度的岩土体随降雨过程安全系数持续降低, 并且周围一定范围内相邻岩土体的稳定状态的变化趋势与其同步, 即稳定性的持续恶化, 则斜坡极有可能在此深度上发生失稳. 因此, 斜坡失稳的可能性(概率)在降雨过程中是时间的函数, 不能单凭一点在某一时刻的状态来判断整个斜坡的稳定性.

峰值降雨强度后, 一直到降雨过程的结束($t = 16\text{ h}$), 斜坡安全系数小于 1 的深度逐渐加深, 加深的速度取决于孔隙水压力响应的强度. $t = 13\text{ h}$ 时潜在失稳的

深度达到将近 2 m, 在降雨结束后的 $t = 17$ h, 达到 2.5 m. 这也是本次降雨过程造成的安全系数小于 1 的最大深度. 此时安全系数最小的位置在大约 2m 处(0.9 左右). 说明了在本次降雨过程中, 如果有滑坡发生, 滑坡的深度一般不会超过 2.5 m, 而大于 1 m, 最有可能的滑坡深度为 2 m, 这与本地区大多数滑坡滑面深度特征十分相似.

但是, 在深度范围 1~2.5 m 的这种安全系数小于 1 的滑坡临界状态持续的时间很短, 降雨结束后的两个小时内($t = 18$ h), 浅层(2.5 m 以上)深度范围的安全系数快速恢复到大于 1 的状态. 稳定状态的恢复一直持续到降雨过程的结束. 最有可能发生失稳的 2 m 深度处的安全系数小于 1 的状态保持了大约不到 5 h. 根据勘查资料, 在 SP5 这个位置并没有发生真正的滑坡现象. 这说明潜在滑面处的安全系数小于 1 的临界状态必须维持足够长的时间, 才能导致斜坡的最终失稳. 在本例的情况下, 最有可能发生滑动的位置的临界状态至少要维持 5 h 以上, 才有可能造成斜坡的最终破坏. 这个时间的长短与降雨过程的特征, 以及孔隙水压力的降雨过程响应规律密切相关. 如果降雨强度足够大, 并有一定的持续时间, 孔隙水压力响应显著, 斜坡最终失稳需要的临界状态维持时间便会减少, 滑坡很有可能在降雨过程的同期发生, 这也同时说明了滑坡最终发生的降雨滞后的现象.

残积层(SP10)的滑坡稳定性的深度剖面分布规律与 SP5 相似, 但潜在滑动面的深度要比 SP5 略深. 这可能与残积土较小的孔隙水压力扩散系数有关, 因此孔隙水压力不容易扩散掉, 即使在降雨结束后, 降雨造成的孔隙水压力的作用仍然维持较长的时间, 并持续向深部作用. 在这种情况下, 斜坡发生失稳的可能性极大. 根据野外的勘测资料, 在研究区的残积层在降雨的作用下经常发生滑坡失稳现象. 图 8 表示了残积层斜坡在 1999 年 8 月 Sam 台风造成降雨过程中的稳定性和瞬时孔隙水压力响应过程, 从图中可以看出, 这期降雨过程造成的斜坡高孔隙水压力响应维持了相当长的时间, 导致了斜坡长时间处于破坏的临界状态. 斜坡最终发生破坏. 同时残积层的厚度一般较小, 往往存在不导水的隔水层, 这种情况往往更容易导致滑坡的发生. 总起来看, 残积土在同样降雨情况下, 发生浅层滑动的可能性要比完全风化火山岩大.

本次降雨过程中 SP10 并没有明显的斜坡失稳现象, 原因可能是: (1) 降雨造成的滑坡失稳临界状态的维持时间较短. 在 $t = 17$ h 时最有可能发生失稳的深度上(2.5 m)的临界状态的维持时间不超过 5 h, 到 $t = 22$ h 时, 安全系数便恢复到大于 1 的状态. (2) 斜坡演化的周期性造成斜坡在本期降雨过程缺乏易于滑坡的物质来源.

4.2 高渗透性斜坡稳定性降雨过程响应

渗透性较强的斜坡(SP6 和 SP8)的安全系数的降雨过程中响应规律及分布特

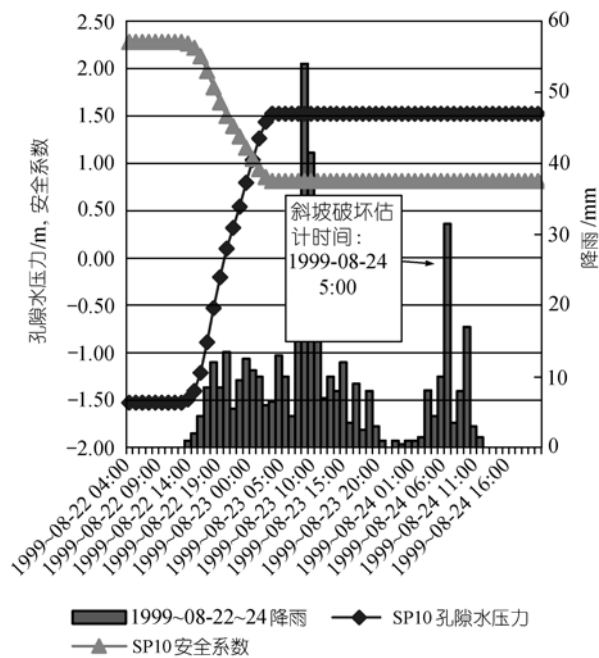


图8 残积层斜坡(SP10)在1999年8月降雨过程中的稳定性和瞬时孔隙水压力响应, 斜坡最终发生破坏

征与渗透性较低的斜坡(SP5 和 SP10)的分布规律有明显差异 (图 6(b)和 6(c), 图 7(b)和 7(c)). 斜坡的高深透性造成孔隙水压力快速向深部扩散, 浅层岩土体安全系数的变化特征与深层的相差不大, 这种趋势一般维持较长的时间, 一直到降雨达到一定的强度, 甚至持续到峰值降雨阶段. 而渗透性较弱的岩土体斜坡在降雨的初期降雨强度不大时浅层的安全系数便迅速降低. 滑坡的潜在滑面位置一般比较深, 如 SP8 在 $t = 10$ h 时的 4.5 m. 降雨增加到一定的强度, 如峰值降雨, 浅层区域的安全系数会出现突然下降的现象, 如 SP6 在 $t = 12$ h 时位于 1 m 深处的安全系数明显下降. 如果降雨强度继续增大, 往往会发生浅层的快速滑动或崩塌现象. 同时深层的孔隙水压力会继续的增大, 安全系数持续降低. 在降雨持续时间足够长的情况下很有可能发生较深层的滑坡. 如 SP6 在 $t = 13$ h 时, 虽然降雨强度有所降低, 深度 2 m 以上的区域趋于稳定, 但 2 m 以下的区域的安全系数仍然处于降低的状态. 本期降雨过程的后期, 降雨强度急剧降低, SP6 在没有达到失稳的临界状态便恢复到稳定的状态, 并没有造成明显失稳现象, 但安全系数的变化规律可以说明在较高的降雨强度和较长的持续时间的条件下, 渗透性较好的岩土体斜坡有发生深层破坏的趋势, 这个现象与完全风化石花岗岩类似(图 9).

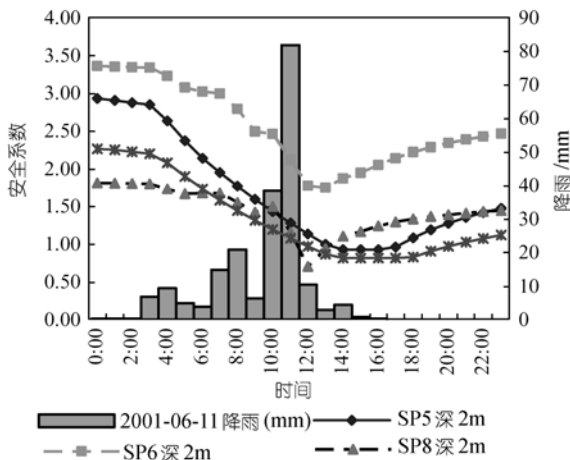


图 9 各点在同一深度(2 m)处的稳定性随降雨过程的变化

坡积层(SP8)的渗透性很强, 孔隙水压力和安全系数的变化在整个深度范围内与降雨过程几乎同步发生, 浅层的位置的变化速度稍快. 降雨强度增大时, 孔隙水压力快速增大, 安全系数快速降低, 并作用到较深的位置. 当降雨强度降低时, 孔隙水压力快速降低, 安全系数得到快速恢复. 因此, 坡积层很容易达到失稳的临界状态, 这时如果有更不利的条件, 如不透水层的存在和有利的

地形条件, 坡积层便会在一定深度上发生快速的滑动变形.

4.3 讨论

低渗透性斜坡的稳定性在浅层对降雨的反映十分敏感, 深层则较为迟缓. 如 1 m 深度的安全系数在降雨初期便迅速下降, 在达到峰值降雨前后就迅速降低到小于 1 的状态, 并在很长的时间内保持较低的值. 而深度较深的位置(如 3 m)的安全系数的降低则较为缓慢, 往往需要较长的时间才能降到较低的值. 这说明了渗透性较弱的风化火山岩在一定的降雨过程中, 非常容易发生浅层滑动或崩塌现象.

渗透性较高的斜坡在降雨初期阶段降雨强度较弱时, 浅层和深层的稳定性对降雨作用均不敏感, 随降雨过程的进行, 安全系数呈缓慢的降低. 但当降雨强度达到一定的程度(如峰值降雨), 斜坡稳定性对降雨过程响应迅速, 浅层和深层位置的安全系数迅速下降, 并持续向深部扩展. 如果这种趋势能维持一定的时间, 将有可能发生深度较大的滑坡现象. 同时安全系数随降雨过程的结束迅速得到恢复.

根据各测点在同一深度(2 m)的安全系数响应规律(图 9), 可以进一步证实上述的各种规律.

5 主要结论与认识

(i) 短期集中降雨造成的瞬时孔隙水压力作用是浅层滑坡发生的主要诱发因素.

(ii) 前期降雨与滑坡稳定性. 前期降雨可以降低斜坡岩土体基质吸力, 甚至维持一定程度的正的孔隙水压力, 从而加快孔隙水压力的降雨响应时间(特别是峰值降雨响应时间), 容易造成斜坡的快速破坏. 前期降雨的对滑坡稳定性的影响与岩土体的渗透性和深度有密切的关系. 香港的完全风化岩土体的渗透性较高, 滑坡的稳定性受前期降雨的影响很小. 滑坡稳定性的时空状态和演化趋势主要受短期集中的降雨过程控制.

(iii) 孔隙水压力响应时间与滑坡稳定性. 孔隙水压力的降雨过程响应时间是降雨强度、斜坡深度和岩土体渗透性能的函数, 很大程度上决定了斜坡稳定状态变化的时间尺度特征, 可以为预测滑坡发生时间提供依据.

(iv) 瞬时孔隙水压力与斜坡稳定性降雨过程响应规律. 滑坡稳定性在降雨过程中的响应和分布规律(时间、位置、速率、破坏模式等)主要取决于瞬时孔隙水压力的降雨响应行为和特征(变化速率、规模和影响深度等).

具有不同水文学特征(如渗透性)的斜坡的瞬时孔隙水压力和稳定状态的降雨过程响应规律存在明显差异. 渗透性较差的浅层斜坡对降雨过程响应显著, 强度不大的降雨过程便可以造成浅层基质吸力的完全破坏和瞬时孔隙水压力的快速增高. 同时孔隙水压力的降雨响应维持时间较长, 在降雨过程后期, 甚至结束后仍能保持较高的值, 所以很容易造成浅层的斜坡破坏. 相反, 强渗透性斜坡的稳定状态往往会在降雨过程后期很快得到恢复, 并不造成明显的破坏现象. 这可以在一定程度上解释香港大屿山火山岩地区的滑坡现象比花岗岩地区严重的原因. 但在高强度的降雨过程作用下, 强渗透性斜坡有发生深层滑坡的趋势.

(v) 斜坡的最终失稳与潜在滑动面处于滑动临界状态的维持时间长短密切相关. 时间越长, 即在降雨过程中, 安全系数基本在小于 1 的区域波动, 相邻岩土体单元之间的潜在滑面的贯通形成最终滑面的可能性越大, 容易造成斜坡的整体滑动. 造成斜坡失稳所需的滑坡临界状态的持续时间与降雨过程的瞬时孔隙水压力响应的分布特征有关.

致谢 感谢香港土力工程处 Evans 等人的研究报告和数据.

参 考 文 献

- 1 殷坤龙, 汪 洋, 唐仲华. 降雨对滑坡的作用机理及动态模拟研究. 地质科技情报, 2002, 21(1): 75~78
- 2 Campbell R M. Soil slips, debris flows and rainstorms in the Santa Monica Mountains, and Vicinity, southern California, US. Geological Survey Professional Paper 851, 1975. 51
- 3 Pierson T C. Piezometric response to rainstorms in forested hillslope drainage depressions. Journal of Hydrology (New Zealand), 1980, 19: 1~10
- 4 Premchitt J, Brand E W, Chen P Y M. Rain-induced landslides in Hongkong, 1972~1992. Asia Engineer, 1994. 43~51
- 5 Wilson R C, Dietrich W E. The contribution of bedrock groundwater flow to storm runoff and high pore pressure development in hollows. Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim, IAHS Publ, 1987, 165:

- 49~59
- 6 Iverson R M, Major J J. Groundwater seepage vectors and the potential for hillslope failure and debris flow mobilization. *Water Resources Research*, 1986, 22(11): 1543~1548
 - 7 Iverson R M. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 2000, 36(7): 1897~1910
[\[DOI\]](#)
 - 8 兰恒星, 伍法权, 周成虎, 等. GIS支持下的降雨型滑坡危险性空间分析预测. *科学通报*, 2003, 48(5): 507~512 [\[摘要\]](#) [\[PDF\]](#)
 - 9 陈守义. 试论土的应力应变模式与滑坡发育过程的关系. *岩土力学*, 1996, 17(3): 21~26
 - 10 陈守义. 考虑入渗和蒸发影响的土坡稳定性分析方法. *岩土力学*, 1997, 18(2): 8~12
 - 11 杜榕恒. 长江三峡库区滑坡与泥石流研究. 成都: 四川科学技术出版社, 1991. 33~36
 - 12 谢守益, 徐卫亚. 降雨诱发滑坡机制研究. *武汉水利电力大学学报*, 1999, 32(1): 21~23
 - 13 李先华, 林 珏, 陈晓清, 等. GIS 支持下降雨滑坡的启动机制研究与数字仿真. *工程地质学报*, 2001, 33(8): 133~140
 - 14 黄玲娟, 林孝松. 滑坡与降雨研究. *湘潭师范学院学报 (自然科学版)*, 2002, 24(4): 55~62
 - 15 Lumb P. Slope failures in Hongkong. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 1975, 8: 31~65
 - 16 Brand E W. Relationship between rainfall and landslides in Hongkong. *Proc 4th Int Symp Landslides*, Toronto, 1984, 1: 377~384
 - 17 Dai F C, Lee C F. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology*, 2002, 42: 213~228 [\[DOI\]](#)
 - 18 Evans N C, Huang S W, King J P. The natural terrain landslide study phase I and II. Engineering Office, Hong Kong, 1999. 128 (GEO Report No.73)
 - 19 Evans N C, Lam, J S. Soil Moisture conditions in vegetated cut slopes and possible implications for stability. Geotechnical Engineering Office, Hong Kong, 2002. 46 (Discussion note DN 4/2002)
 - 20 Evans N C, Lam J S. Tung Chung east natural terrain study area ground movement and groundwater monitoring equipment and preliminary results. Geotechnical Engineering Office, Hong Kong, 2002. 105. (Technical note DN 4/2002)
 - 21 Sidle R C. A theoretical model of the effects of timber harvesting on slope stability. *Water Resour Res*, 1992, 28: 1897~1910 [\[DOI\]](#)
 - 22 Montgomery D R, Dietrich W E, Torres R, et al. Hydrologic response of a steep unchanneled valley to natural and applied rainfall. *Water Resour Res*, 1997, 33: 91~109 [\[DOI\]](#)
 - 23 Wu W, Sidle R C. A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resour Res*, 1995, 31: 2097~2110 [\[DOI\]](#)
 - 24 Pack R T, Tarboton D G, Goodwin C N. The SINMAP approach to terrain stability mapping. in: International Congress of the International Association of Engineering Geology and the Environment, 8th, September 21~25, 1998, Vancouver, British Columbia, Canada, Proceedings. Rotterdam, Netherlands: A A Balkema, 1998. 2: 1157~1165
 - 25 Baum R L, Reid M E. Geology, hydrology and mechanics of a slow-moving, clay-rich landslide, Honolulu, Hawaii, in: Haneberg W C, Anderson S A, eds. *Clay and Shale Slope Instability*, Geol Soc of Am, Boulder, Colo, 1995. 79~105
 - 26 Baum R L, Savage W Z, Godt J W. TRIGRS — a fortran program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis. US Geological Survey, 2002. 61p (Open-file Report 02-424)
 - 27 Morrissey M M, Wiczorek G F, Morgan B A A. Comparative Analysis of Hazard Models for Predicting Debris Flows in Madison County, Virginia. US Geological Survey Open-File Report 01-0067. 2001
 - 28 Franks C A M. Study of rainfall induced landslides on natural slopes in vicinity of Tung Chung New Town, Lantau Island. Engineering Office, Hong Kong, 1997. 102. (Geo Report No.57)
 - 29 Wong H N, Ho K K S. General Report on Landslips on 5 November 1993 at Man-made features in Lantau. Engineering Office, Hong Kong, 1995. 78. (Geo Report No.44)
 - 30 Lan H X, Hu R L, Yue Z Q, et al. Engineering Geological Characteristics of Granite Weathering Profiles in South China. *Journal of Asian Science*, 2003, 21: 353~364