

泄洪雨雾入渗对雾化区边坡的影响分析

李新强¹, 尹 伟², 孙 平¹, 王玉杰¹, 贾志欣¹, 汪小刚¹

(1. 中国水利水电科学研究院岩土工程研究所, 北京 100044; 2. 北京建工集团有限责任公司, 北京 100028)

摘 要: 泄洪雨雾入渗导致的边坡稳定问题随着高坝大库的建设越来越突出, 对此类问题的研究和认识大多停留在对岩土体强度降低和荷载增加两者之一上, 对渗流和应力变形的耦合作用认识和应用不足。本文通过理论分析, 对泄洪雨雾入渗的渗流分析中入渗边界条件重新做了界定, 并指出了存在的问题; 同时对应力变形计算中渗流荷载的增加和岩土体在非饱和区的强度变化, 提出了自己的观点, 并指出存在的误区。最后作者通过某一水电工程泄洪雾化区边坡的渗流和应力变形作了计算, 得到了合理的计算结果。

关 键 词: 边坡; 泄洪雨雾; 非饱和; 耦合

中图分类号: TV 131.3⁺4

文献标识码: A

Research on infiltration effect of atomized rain on slope

LI Xin-qiang¹, YIN Wei², SUN Ping¹, WANG Yu-jie¹, JIA Zhi-xin¹, WANG Xiao-gang¹

(1. Department of Geotechnical Engineering, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100044, China;

2. Beijing Construction Engineering Group Co., Ltd. Beijing 100028, China)

Abstract: With the construction of high dams with large reservoir in China, the stability problem of slopes lied under atomized rain are serious. Atomized rain usually lasts rather a long time with heavy precipitation, under which it is very difficult to maintain the slope stability. The strength reduction of geomaterial or the load increase under the slope is the mechanism which causes the slope failure. However, the coupling action is less considered. Based on the theoretical analysis, two suggestions are made, the infiltration boundary condition is redefined in seepage analysis; the conception that the matrix suction is not equal with negative pressure of unsaturated zone is formed during the process of stress and strain analysis; and the matrix suction involves in spacing ratio and saturation, etc. As an example, the coupling analysis of seepage and stress is performed with a hydraulic slope under atomized rain.

Key words: slope; atomized rain; unsaturated; coupling

1 前 言

大量已建工程泄洪时, 时常导致雾化区岩(土)坡滑坡发生, 不仅经济损失较大, 而且严重威胁厂坝区的安全。例如: 1989 年, 龙羊峡水电站底孔泄流时造成右岸山体滑坡 87 万 m³, 造成巨大经济损失^[1]。随着我国水电建设的兴起, 特别是在西部峡谷地区建设高坝大库, 需要采用多样化型式泄洪消能, 空中消能采用频繁, 因此泄洪雾化问题必然突出。国内外学者已认识到上述滑坡和塌方与地表入渗引起的岩(土)体非饱和特性密切相关, 并做了大量的研究工作^[2-6]。而泄洪雨雾的特点有雨强大

和持续时间长, 对边坡的稳定极其不利。然而, 从目前国内外研究成果来看, 对于入渗研究, 尤其是泄洪雨雾入渗的研究, 基本上还停留在对强度降低和荷载增加两者之一的研究上, 人们对这种关系的认识和理解仍很不充分^[7,8]。因而深入研究地表入渗尤其是泄洪雨雾入渗引发边坡失稳的规律并建立定量的分析模型对于滑坡的预测和预防有着很重要的指导意义。

从已有的研究成果看, 研究地表入渗引发滑坡的规律主要有以下两种途径: 一是根据大量的滑坡事件, 用统计分析方法寻求降雨或雾化雨与滑坡的相关性规律^[9]; 二是研究地表入渗引发滑坡的物理

机制并建立定量的分析模型, 然后利用这种分析模型进行边坡稳定性研究。

2 雾化雨入渗和稳定变形模拟的难点和误区

目前关于地表入渗对非饱和土坡稳定性的影响研究的较多, 但泄洪雨雾对雾化区边坡稳定性影响的研究很少, 尤其是通过机理来定量研究雾化雨对边坡的影响几乎还很很不成熟。主要存在两方面的难点: 一是岩坡稳定性分析时, 需要水荷载不容易定量, 即入渗引起的暂态饱和和非饱和渗流场较难准确确定; 另一方面是对毛细压力(基质吸力)影响岩(土)体抗剪强度的研究成果不够成熟, 理论研究和应用研究有些脱节。

2.1 渗流模拟的难点和误区

通常情况下, 饱和和非饱和流动问题, 常用下面的基本微分方程表示^[2]:

$$\sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} \left[k_r(h) k_{ij} \frac{\partial}{\partial x_j} (h + x_3) \right] - [C(h) + \beta S_s] \frac{\partial h}{\partial t} - S = 0 \quad (1)$$

式中: k_r 为等效相对渗透系数(假设裂隙岩体等效非饱和和渗透张量的每一分量与等效饱和和渗透张量的同一分量间均服从同一关系, 则等效相对渗透系数为一标量); k_{ij} 为等效饱和和渗透张量; h 为压力水头; x_i 为坐标轴, 其中 x_3 为正向向上的铅直轴; C 为等效比容水度; 在非饱和区 $\beta = 0$, 在饱和区 $\beta = 1$; S_s 为等效单位贮存量; t 为时间; S 为源(汇)项。

首先, 无论采用那种数值方法, 众多的参数确定, 尤其是非饱和区参数的确定, 是首要解决的问题。目前的研究成果来看, 非饱和区参数确定的技术手段尚未成熟和普遍推广。尤其是利用连续介质的模型, 解决岩石边坡问题, 模型各参数确定更是一个难于短时间解决的技术问题。

其次是在此基础上确立的模型入渗边界条件, 难于通过简单的流量或水头边界得到。在非饱和渗流计算中, 一般都把降雨入渗作为表面节点的边界条件来考虑, 常用的方法有以下 3 种^[10]。

(1) 将表面设定为流量已知边界。给定入渗速度(或降雨强度), 也就是所有的降雨都进入土体的方法。

(2) 将表面设定为水头已知边界。也就是在降雨过程中表面的基质吸力为 0, 根据负压状态下的水力坡降和非饱和渗透系数算出能够进入土体的雨量。

(3) 当降雨强度小于饱和渗透系数 k_s 时, 降

雨全部入渗, 边界条件为流量一定。当地表点的瞬态渗透系数等于饱和渗透系数时, 转换为水头已知边界。是以饱和渗透系数作为入渗能力来判断边界的变换。另也有用基质吸力作为边界条件变化的判断标准。当土体干燥时, 基质吸力很高, 边界为流量边界, 含水率增加到土体表面基质吸力为 0 时, 边界条件转化为水头边界。计算中随着入渗表面的吸力变化改变边界条件。

无论采取以上的哪一种方法, 都会与实际的入渗量产生一定的区别。方法(1)在降雨强度小的情况下与实际较为符合, 而降雨强度较大时这一方法出现明显的缺陷。相反方法(2)在降雨强度较大时与实际较为符合, 而降雨强度较小时也有明显的缺陷。方法(3)有了明显的改进, 但是实际上, 表层土体的入渗能力并不等于饱和渗透系数^[11]。

再者, 不考虑入渗条件, 非饱和渗流计算就是一个非线性问题, 求解时经常存在收敛性问题。考虑入渗条件, 尤其是上述可变换的边界条件, 求解渗流偏微分方程是一高度非线性问题。同时考虑计算的收敛性和效率, 尤其是非稳定渗流, 具有相当大的难度和处理技巧。

2.2 稳定性分析的难点和误区

非饱和岩(土)体的抗剪强度可用三个独立应力状态变量中的两个来表达。已经证明应力状态变量 $(\sigma - u_a)$ 和 $(u_a - u_w)$ 是实际应用中最有利的组合, 利用这两个应力变量写成的抗剪强度公式(延伸的摩尔-库仑破坏准则), 如下:

$$\tau_f = c' + (\sigma - u_a) \tan \phi' + (u_a - u_w) \tan \phi^b \quad (2)$$

式中: c' 为摩尔-库仑破坏包线的延伸与剪应力轴的截距, 它也叫做有效凝聚力; $(\sigma - u_a)$ 为破坏时在破坏面上的净法向应力; σ 为破坏时在破坏面上的法向总应力; u_a 为破坏时在破坏面上的孔隙气压力; ϕ' 为与净法向应力状态变量 $(\sigma - u_a)$ 有关的内摩擦角; $(u_a - u_w)$ 为破坏时破坏面上的基质吸力; u_w 为破坏时在破坏面上的孔隙水压力(当其值小于 0 时, 称之为基质吸力或毛细压力); 在非饱和区, ϕ^b 为与基质吸力 $(u_a - u_w)$ 有关的内摩擦角, 在饱和区, 式(2)中的 ϕ^b 应改为 ϕ 。

地表入渗前, 坡内非饱和带的基质吸力较大, 岩(土)体的实际凝聚力 $c = c' - u_w \tan \phi^b$ 也较大, 使得岩(土)体的抗剪强度较高, 故而边坡具有较大的稳定安全系数, 边坡是稳定的。随着地表入渗的不断进行, 坡内非饱和带的基质吸力将逐渐减小, 甚至在原先的非饱和带中会形成一些暂态的饱和

区,同时地下水位也将抬高。这不仅增加了促使边坡滑动的力,即暂态附加水荷载和岩(土)体自身重力沿滑动方向的分力,同时也使岩(土)体的实际凝聚力逐渐减小,即岩(土)体的抗剪强度将不断降低,此外水还会软化岩(土)体,降低岩(土)体的有效凝聚力 c 和内摩擦角 ϕ 。上述三方面的不利因素均将导致边坡稳定安全系数的不断减小。当边坡沿某一滑裂面的稳定安全系数随着降雨的进行降至某一值时,边坡就将沿该滑裂面剪切破坏,或整体深层滑动破坏或局部浅层滑动破坏^[3]。

由此,有人通过饱和和非饱和渗流计算的结果,直接利用公式(2)计算岩(土)抗剪强度,然后计算饱和区的渗流荷载,再加上水对岩(土)体的弱化作用,代入稳定变形计算中。结果发现,由于非饱和区的强度增加太过于明显,稳定变形的计算结果规律性不强或存在有明显悖常理的错误。造成这种状况的主要原因有:

(1) 非饱和渗流计算中表达的负孔压,与多孔介质中的基质吸力在概念上是不同的。基质吸力是指土基质对水的吸持潜能。滑坡体非饱和带中基质吸力沿深度方向上的变化不仅与土体含水量的大小有关,而且还与滑体的结构和细颗粒土含量、颗粒组成以及有机质含量有关。而非饱和渗流计算中的负孔压,表示该位置相对零压面的距离产生的孔压,物理概念与基质吸力相似。

(2) 入渗边界造成的孔压,在非饱和区内重分布,渗流计算结果并不能有效量化基质吸力在降雨条件下的变化。入渗的渗流问题,基于前述边界条件的假定,不可能在非饱和区出现较大的孔隙压力,由此形成了在持续降雨条件下非饱和区孔压变化不明显的情况。尽管雾化雨的入渗条件更为充分,但仍不能在非饱和区边界和内部形成较大的孔隙压力。由此分析,单纯考虑渗流问题,降雨的持续时间,对非饱和区的渗流状态的改变影响较小。

下面,作者以孔隙饱和度为强度判定标准的方法,对一边坡进行分析为例,说明渗流和应力变形耦合计算在雾化区边坡中的实现。

3 工程实例——某雾化区堆积体边坡稳定分析

某堆积体位于一座大型水电工程上、下坝址之间大渡河左岸,周缘为很明显的冰斗地貌,冰斗向大渡河倾斜、敞开。堆积体上游侧缘在陡崖的脚部,发育一条浅缓的冲沟,下游侧缘为山脊(位于角坝村范围),堆积体内发育一条较深的冲沟,沟谷深切,深度达 50—100 m 左右,冲沟的上游侧壁出露为基岩,并将堆积体分割成两部分,上游侧为堆积体,是堆积体的主体,下游侧为角坝堆积体,其堆积厚度较小,是堆积体的残体。该水电工程,河谷狭窄,泄流量大,泄洪水头大,空中泄流落差也大。

3.1 雾化雨入渗的渗流分析

3.1.1 初始条件的确定

根据库水位运行情况,可以简单模拟区域静态的流场分布。通过模拟计算,正常蓄水下游水位为 1 700 m 时的地下水位分布如图 1,并以此渗流场作为泄洪雾化雨入渗渗流研究的初始状态。以蓄水后下游水位为 1 700 m 为代表的准稳定渗流场作为初始条件,在应力变形计算中是有代表性的一种工况条件。

3.1.2 边界条件的处理

计算模型的边界条件为:河岸坡的水下部分和远离河道的堆积体后缘山体截面作为已知水头边界,其中河岸边坡根据拟定的水库水位运行条件确定为水头边界;远离河道的堆积体后缘山体截面已知水头设为 1 842 m;堆积体相对平缓的区域和后缘(连同基岩)设为降水入渗面,堆积体下缘较陡的坡面(连同基岩)作为出逸边界。

3.1.3 计算参数的选取

由于缺乏实测的非饱和水力参数,计算分析所采用的相对渗透系数与体积含水量的关系以及毛细压力与体积含水量的关系均是参照类似岩土材料确定的。堆积体和基岩的饱和渗透张量采用推荐的数值,参见表 1。孔隙率和单位贮存量参照类似岩土材料确定。

表 1 堆积体物理力学参数表
Table 1 Physico-mechanical parameters of deposit slope

材料类型	弹性模量/MPa	泊松比	c'/kPa	$\phi/(\text{°})$	$\gamma_d/\text{kN}\cdot\text{m}^{-3}$	$\gamma_{sat}/\text{kN}\cdot\text{m}^{-3}$	$K/\text{cm}\cdot\text{s}$	孔隙率	单位贮存量 S_g/cm^{-1}
滑坡体	500	0.32	75	32	21.2	24.3	3×10^{-3}	0.25	2.00×10^{-6}
深灰色粘土	200	0.32	50	28	22.1	24.3	3×10^{-3}	0.2	2.00×10^{-6}
接触面	200	0.32	50	28	22.1	27	3×10^{-3}	0.1	2.00×10^{-6}
基岩	2 000	0.23	/	/	23	24.0	3×10^{-3}	0.1	3.00×10^{-8}

注:对于处于饱和区的土体,为模拟其遇水软化作用,这里保持 ϕ 不变,其凝聚力 c 按 0.7 进行折减。

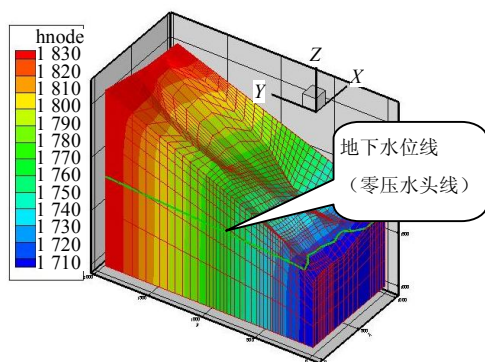


图1 初始状态地下水等测压管水头线图

Fig.1 Piezometric head contours in initial state

3.1.4 计算方案

以前述的边界约束确定入渗边界。由于泄洪过程难以确定,泄洪历时分别设定为6 h、12 h、18 h、24 h和48 h进行敏感性分析。计算结果如图2-11所示。

渗流计算的主要成果有:在堆积体饱和入渗(即入渗边界设为零压力水头)的条件下,堆积体内形成暂态饱和区,并随着入渗时间的延续,其范围向深度方向不断扩展。由于地质条件的不同,堆积体各处暂态饱和区的范围和位置相差较大,堆积体厚的地方,暂态饱和区的深度大、扩展快,靠近基岩的上下游两侧和堆积体后缘深度小、扩展慢。堆积体内的零压力水头面(可称之为坡内地下水位)在入渗前后各部位变化情况不同,靠近边坡后缘的地下水位有所升高,但幅度较小,靠近前缘的地下水位升高幅度较大,入渗48 h后零压力水头线已经越过坡面,与暂态饱和区相接。泥洛堆积体的地下水埋藏较深,降雨入渗对地下水位的抬升影响很小,但堆积体的表层将产生一个暂态饱和区。暂态饱和区导致了边坡表层岩土体的自重增加,强度减小,这两个因素应是影响堆积体稳定性的重要因素。

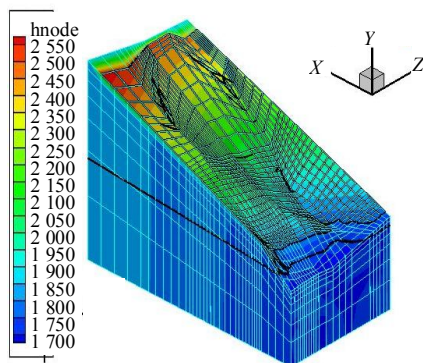


图2 连续入渗6 h等测压管水头域图

Fig.2 Piezometric head contours after continuous 6 h infiltration

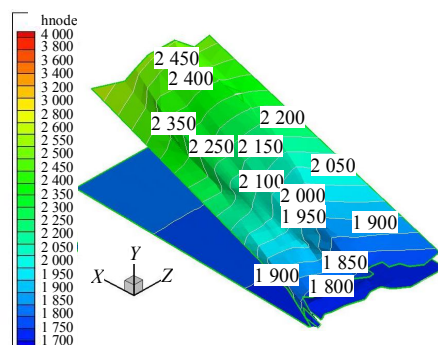


图3 连续入渗6h零压面空间分布

Fig.3 Zero piezometric head configuration after continuous 6h infiltration

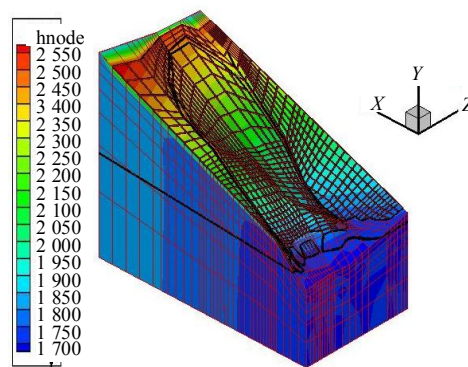


图4 连续入渗12 h等测压管水头域图

Fig.4 Piezometric head contours after continuous 12 h infiltration

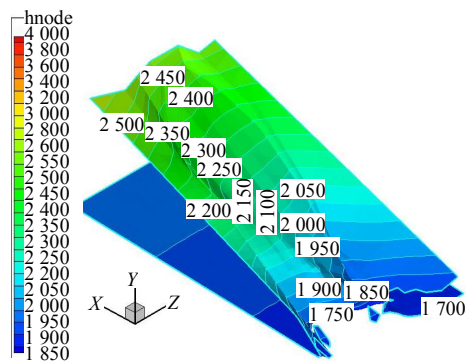


图5 连续入渗12 h零压面空间分布

Fig.5 Zero piezometric head configuration after continuous 12 h infiltration

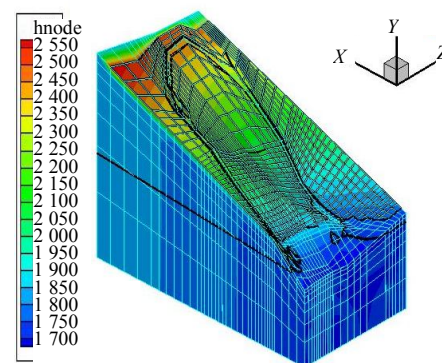


图6 连续入渗18 h等测压管水头域图

Fig.6 Piezometric head contours after continuous 18 h infiltration

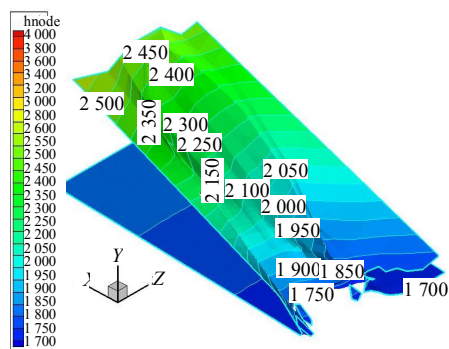


图7 连续入渗 18 h 零压面空间分布
Fig.7 Zero piezometric head configuration after continuous 18h infiltration

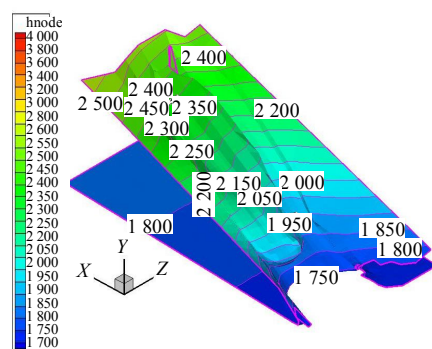


图11 连续入渗 48 h 零压面空间分布
Fig.11 Zero piezometric head configuration after continuous 48 h infiltration

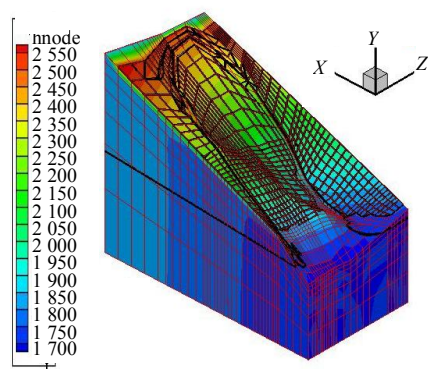


图8 连续入渗 24 h 等测压管水头域图
Fig.8 Piezometric head contours after continuous 24h infiltration

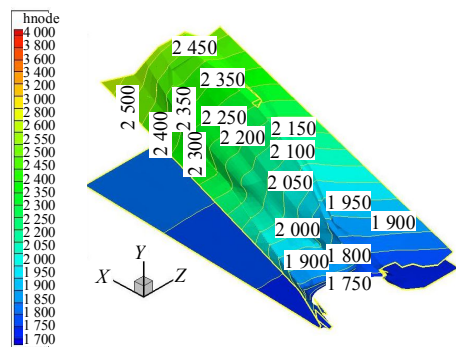


图9 连续入渗 24 h 零压面空间分布
Fig.9 Zero piezometric head configuration after continuous 24 h infiltration

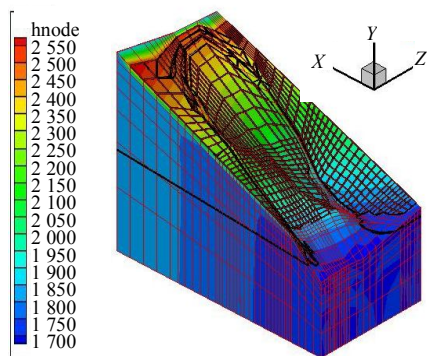


图10 连续入渗 48 h 等测压管水头域图
Fig.10 Piezometric head contours after continuous 48 h infiltration

3.2 雾化雨入渗的应力变形分析

三维渗流有限元的计算结果表明,因初始状态下地下水位埋藏较深,雾化雨对地下水位的抬升影响很小,但是将会在堆积体的表面形成一个暂态饱和区。为了研究堆积体暂态饱和区的深度对其变形的影响,将分别计算以下两种工况:1 初始状态+边坡坡面自以下 2 m 范围内为暂态饱和区;2 初始状态+边坡坡面自以下 4 m 范围内为暂态饱和区。

本次计算中,由于缺乏堆积体非饱和区基质吸力的实测资料,加上暂态饱和区中水荷载在数值计算时的处理难度较大。计算中采用“水土合算”原理,对相关参数作了处理,其中尚未确定的参数,参考类似材料的参数。计算采用的各土层的物理力学参数如表 1 所示。计算时将堆积体概化为理想弹塑性模型,强度准则采用摩尔-库仑强度准则。基岩视为均质各向同性弹性材料,不考虑其塑性变形。计算结果如图 12-19 所示。

3.2.1 暂态饱和区深度 $h = 2.0$ m

(a) 边坡应力场

(b) 位移特征

2 坡面以下 4m 暂态饱和工况

(a) 应力特征

(b) 位移特征

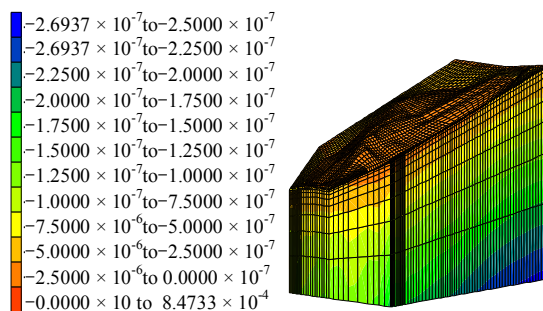


图12 暂态饱和区深 2 m 时的最小主应力云图
Fig.12 Minimum principal stress contours when transient saturated zone(TSZ) is 2 m depth

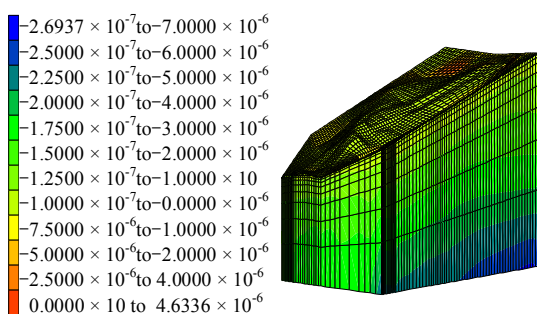


图 13 暂态饱和区深 2 m 时的最大主应力云图
Fig.13 Maximum principal stress contours when TSZ is 2m depth

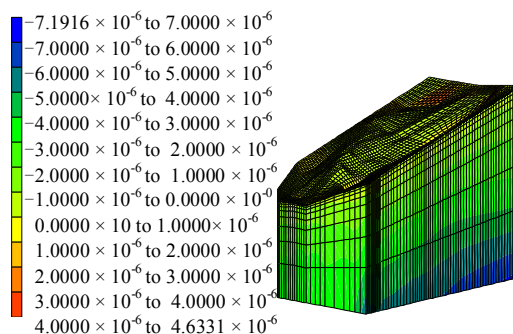


图 17 暂态饱和区深 4 m 时的最大主应力云图
Fig.17 Maximum principal stress contours When TSZ is 4m depth

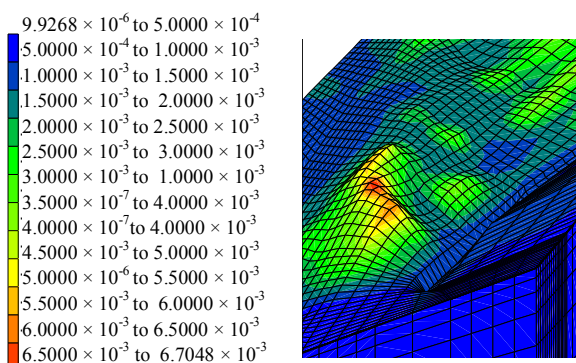


图 14 暂态饱和区深 2m 时中下部位移云图
Fig.14 Displacement contours of the mid-lower part when TSZ is 2m depth

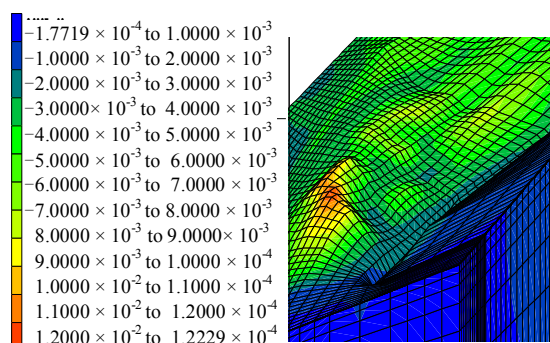


图 18 暂态饱和区深 4 m 时中下部位移云图
Fig.18 Displacement contours of the mid-lower part when TSZ is 4m depth

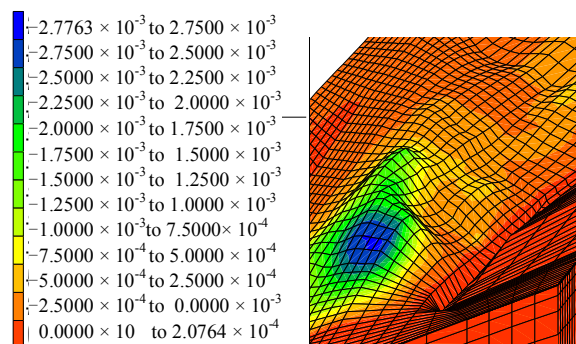


图 15 暂态饱和区深 2 m 时下部顺河向位移云图
Fig.15 River direction displacement contours of the mid-lower part when TSZ is 2m depth

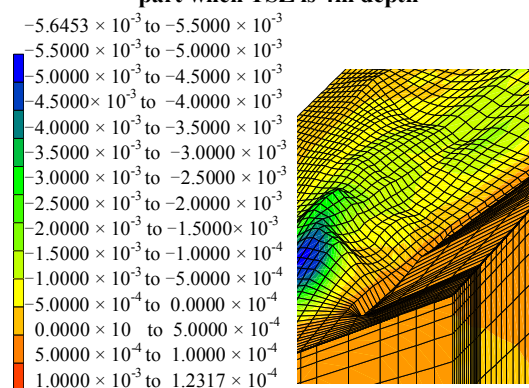


图 19 暂态饱和区深 4 m 时下部顺河向位移云图
Fig.19 River direction displacement contours of the mid-lower part when TSZ is 4m depth

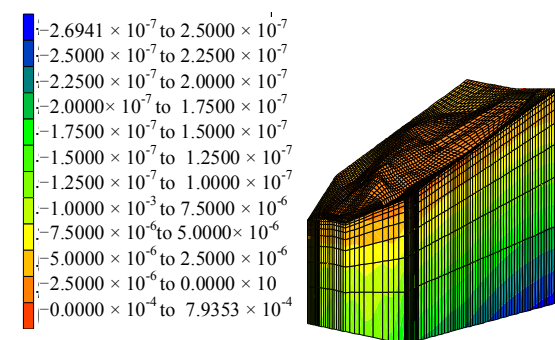


图 16 暂态饱和区深 4m 时的最小主应力云图
Fig.16 Minimum principal stress contours when TSZ is 4m depth

应力变形计算的主要成果有：边坡表层 2 m 深的暂态饱和区对其应力场的整体分布影响很小，坡面无明显的应力集中带；堆积体表面的最大位移集中在其中下部的地形凸起部分，其位移最大值为 6.5 mm 左右。堆积体的总位移趋势以向下为主，局部地段以斜向下为主。暂态饱和区为 4 m 时，边坡的最大主应力与最小主应力值略有增加；堆积体表面的最大位移主要集中在其中下部地形凸起部位，其最大位移为 12 mm，堆积体的位移趋势以向下为主，局部地段与坡面近于平行。暂态饱和区的存在使边坡有向横河方向的位移趋势，暂态饱和区的深度越大，其位移越大，但对其应力影响较小。

4 结 论

在进行泄洪雨雾入渗的岩坡稳定性分析时, 首先作渗流分析。入渗的边界条件可表述为: 当降雨强度小于饱和渗透系数 k_s 时, 降雨全部入渗。当地表点的瞬态渗透系数等于饱和渗透系数时, 转换为水头已知边界。考虑入渗条件, 尤其是上述可变换的边界条件, 求解渗流偏微分方程是一高度非线性问题。同时考虑计算的收敛性和效率, 尤其是非稳定渗流, 具有相当大的难度和处理技巧。

在对雾化区边坡作变形稳定分析时, 易产生的误解为: 直接利用渗流计算的结果代入延伸的摩尔—库仑破坏准则计算岩(土)抗剪强度。造成这种状况的主要原因有: (1) 非饱和渗流计算中表达的负孔压, 与多孔介质中的基质吸力在概念上是不同的; (2) 入渗边界造成的孔压是非饱和区内重分布, 渗流计算结果并不能有效量化基质吸力在降雨条件下的变化。

某水电工程雾化区边坡的渗流和应力变形计算分析表明, 渗流计算需要根据相应的入渗条件, 简化边界条件和假定, 提高计算精度和效率; 同时应力变形计算需要综合考虑入渗引起的荷载增加和强度降低的作用机理, 才能得到合理的计算结果。

参 考 文 献

- [1] 薛玺成, 刘家才, 孙湄. 雾化雨诱发岩质边坡失稳的机理[J]. 工程地质学报, 1999, 7(3): 207—212.
- [2] 弗雷德隆德 R G, 拉哈尔佐著 H. 非饱和土土力学[M]. 陈仲颐等译. 北京: 中国建筑工业出版社, 1997.
- [3] 胡云进(2002). 裂隙非饱和渗流试验研究及有地表入渗的裂隙岩体渗流数值分析[D]. 河海大学博

士学位论文.

- [4] SAMMORI T, TSUBOYAMA Y. Parametric study on slope stability with numerical simulation in consideration of seepage process[C]// Proc. 6th, Int. Symp. on Landslide. Bell (ed.). Rotterdam: Balkema, 1991. 539—544.
- [5] SHIMADA K, et al. Stability of unsaturated slopes considering changes of matric suction[J]. Unsaturated Soils, 1995. 1, 293—299.
- [6] 张强勇, 张绪涛. 雾化雨入渗影响下的岩体边坡稳定性分析方法及其应用[J]. 岩土工程学报, 2007, 29(10): 1 572—1 576.
- [7] DING Jin-hua. Research on the effect of atomized rain on underground water distribution in Dayantang landslide[C]// Proc. 10th. Int. Symp. on Landslides and Engineered slopes. Zuyu Chen (ed.). Beijing: Taylor and Francis, 2008. 1533—1538.
- [8] 张卓, 练继建, 杨晓慧. 雾化雨作用下的裂隙岩体边坡渗流分析. 四川大学学报(工程科学版), 2006, 38(2): 15—18.
- [9] POLEMIO M, SDAO F. The role of rainfall in the landslide hazard: the case of the Avigliano urban area (Southern Apennines, Italy). Engineering Geology, vol. 53, Issue 3—4 (1999), pp. 297—309.
- [10] 朱伟, 程南军, 陈学东, 等. 浅谈非饱和渗流的几个基本问题[J]. 岩土工程学报, 2006, 28(2): 235—240.
- [11] 黄润秋, 许强. 降雨及水库诱发滑坡的评价与预测[M]. 科学出版社, 2007.