

岩质边坡稳定性研究中裂隙水的影响作用与定量评价*

孙 勇

(中国兵器工业勘察研究院 北京 100053)

【摘要】 本文根据地下水对边坡稳定性影响的方式和特点, 论述了裂隙水的运移对岩质边坡稳定性评价中的影响作用, 并给出了这种影响作用的定量评价方法。

【Abstract】 According to the ways and characteristics of fissure groundwater acting on the slope, the effects of the movement of fissure groundwater in the evaluation to the rocky slope stability are discussed, and the quantitative method of evaluation about the effects are also given in this paper.

1 岩质边坡稳定性研究中地下水的影响作用及研究方法

地下水是导致边坡失稳的主要自然因素之一, 在各种影响因素中, 地下水也是最为活跃的因素。地下水的存在对于滑坡的发生来说, 并非是必要的条件, 但对于原来就濒临极限平衡状态下的边坡岩体来说, 地下水的影响作用往往是非常明显或至关重要的。

地下水对边坡稳定性影响的方式有两个方面, 既对应力的大小、还对岩石强度产生影响, 如图 1。

以往在考虑地下水对边坡稳定的影响作用时, 大多采用静态观点, 即根据地下水位

的分布, 计算边坡的稳定性系数。这种观点和作法无疑是与实际情况相去甚远, 大多数情况下, 已超出了合理概化的范围。从地下水形成、贮存、运移的系统观点来看, 地下水对边坡应力场和对岩石强度的作用是连续进行的, 是随时间与空间的变化而变化的, 是动态的。地下水在形成时, 必受气候要素的影响和制约, 地下水在贮存与运移时, 则又主要受到含水介质的影响和制约, 因此必须全面考虑地下水的形成、贮存和运移的机理、环境及影响因素, 才能使地下水对边坡稳定性影响作用的研究更符合实际情况, 才能使这一课题研究有机地形成一个系统。

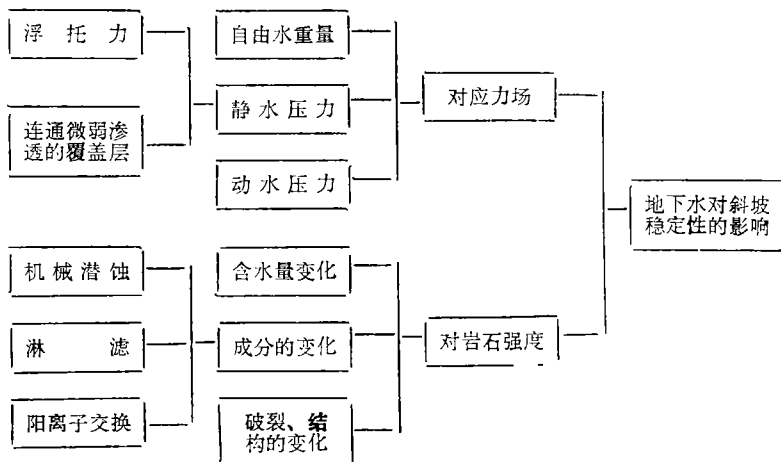


图 1 据E.П.叶米里柯诺娃

* 本文系中科院工程地质力学开放研究实验室《裂隙水对岩质边坡稳定的影响》课题成果的一部分。

在地下水对斜坡应力场作用的研究中,本文只论述动水压力的作用与变化问题。相对于动水压力来说,自由水重量、静水压力问题都是可以迎刃而解的。在地下水对岩石强度的作用研究中,本文重点阐述含水量的变化规律,因为含水量的变化是岩土成分的变化、岩石破裂、岩石结构的变化的前提条件。本文对以上两个问题研究的思想和方法是:(1)系统的观点与方法,因为地下水的形成、贮存和运移是连续进行的,与外界环境有着密切联系,不能任意割裂开来分别研究;(2)变化和运动的观点,地下水是随时间、空间变化的动态影响因素,脱离了实际,边坡失稳预测就失去了意义;(3)理论研究要与当前勘测技术水平相适应的观点,当前在研究裂隙介质中渗流问题时,有两种方法,一种是对实际模型加以适当的概化,即将裂隙岩体视为等效连续介质,考虑介质总体对渗流的影响,忽略单个裂隙(当然是构不成渗流单元的小裂隙)在空间的规模、形状与展布情况,这种方法尽管粗糙一些,但与目前的勘测技术水平相适应,基本能够反映和评价边坡稳定的主要问题。另一种方法是裂隙岩体视为由一定几何规律分布的裂隙系统所割裂的介质,此时需考虑单个裂隙的特征,研究裂隙的参数,从而建立裂隙介质的水动力模型,这种方法无疑考虑实际情况更全面,更细致,但由于裂隙介质结构与构造的复杂性,目前的野外探测技术和水平还难以确定每一条裂隙的大小,形状和展布特征,特别是上覆有边坡体的情况下,情况更为复杂,目前难以总结,更难以应用于实际,只能做以理论研究。

2 裂隙水的运动特点和运动规律

岩体裂隙中的地下水由于其具有独特的贮存和运移规律,而成为一类特殊的地下水类型。

2.1 裂隙介质的渗透性特点

裂隙介质与孔隙介质相比,表现出强烈

的非均质性和各向异性。地下水在各向异性介质中渗流时,一般情况下,渗透速度矢量 \vec{v} 与水力坡度矢量 $\vec{\Delta H}$ 的方向不一致,如图2所示。

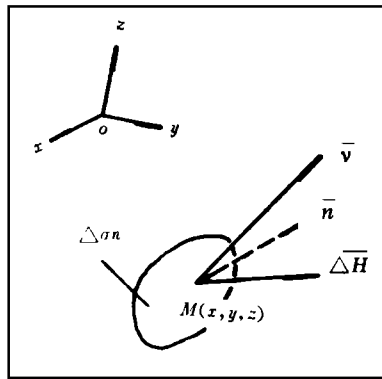


图 2

在各向异性介质内,设三维正交空间坐标系 O_{xyz} ,在其中的点 $M(x, y, z)$ 处,取该点在内的一个基元面 $\Delta\sigma_n$,这个基元面的法向单位矢量为 $\vec{n}(x, y, z)$,则通过此基元面的渗流量为:

$$\Delta Q = \Delta\sigma_n \cdot (\vec{v} \cdot \vec{n}) \quad (1)$$

当基元面积向点 M 收缩至无穷小时,过点 M 的单位面积流量等于该点 \vec{n} 方向上的渗透速度,即有:

$$\lim_{\Delta\sigma_n \rightarrow M} \frac{\Delta Q}{\Delta\sigma_n} = (\vec{v} \cdot \vec{n}) = v_n \quad (2)$$

在基元面以点 M 为中心旋转时,随着面积法向的改变,同一点处在不同方向的单位面积流量或渗透速度的方向不同,数值也不同。在同一瞬间,渗流场内的各点均有各自相对应的 \vec{v} 与 $\vec{\Delta H}$ 。若地下水运动服从达西定律,过法向单位矢量为 \vec{n} 的单位面积流量或沿 \vec{n} 方向的渗透速度为:

$$(\vec{v} \cdot \vec{n}) = - \frac{\vec{k}_n}{\mu} (\vec{\Delta H} \cdot \vec{n}) = v_n \quad (3)$$

式中

\vec{k}_n ——为某点沿 \vec{n} 方向上的渗透系数;
 μ ——水的粘滞系数。

$$\overline{k_n} = -\frac{\mu \cdot (\overline{v} \cdot \overline{n})}{(\overline{\Delta H} \cdot \overline{n})} = -\frac{\mu \cdot v \cdot \cos(v, n)}{\Delta H \cdot \cos(\Delta H, n)} \quad (4)$$

(4)式即为广义的达西公式。它虽然是在各向异性介质的前提下导出的,但对于各向同性介质也是适用的。在各向同性介质中,渗透速度矢量 \overline{v} 与水力坡度矢量 $\overline{\Delta H}$ 的方向是一致的,由(4)式, $\overline{k_n}$ 只是与位置有关的矢量,在均质各向同性介质中, $\overline{k_n}$ 则是与位置、方向均无关的标量,在各向异性介质中, $\overline{k_n}$ 与位置、方向均有关,是个张量。

2.2 裂隙介质中地下水渗流的定向性

裂隙介质的导水隙缝均属于线性结构,地下水只能沿隙缝所限制的空间内运动,具有定向流动的特点。

设某裂隙的隙面单位矢量为 \overline{m} ,隙面法向单位矢量为 \overline{n} ,在该裂隙中任取点M,在含M点的基元过水断面的法向与 \overline{n} 相同时,沿 \overline{n} 方向过点M的单位面积流量矢量或渗透速度矢量为零,即有 $u_n = 0$ 。

由地下水在隙缝中运动的基本方程

$$\overline{u_p} = -\frac{b^2}{12\mu} (\overline{\Delta H} \cdot P) \quad (5)$$

式中 $\overline{u_p}$ ——为地下水在P方向的平均渗透速度;

b ——为隙缝宽度。

$$\text{则 } \overline{u} = \overline{u_m} + \overline{u_n} = \overline{u_m} = -\frac{b^2}{12\mu} \cdot (\overline{\Delta H} \cdot \overline{m}) \cdot \overline{m}$$

由于 \overline{m} 与 \overline{n} 是正交的,则有:

$$\overline{u} = -\frac{b^2}{12\mu} [\overline{\Delta H} - (\overline{\Delta H} \cdot \overline{n}) \cdot \overline{n}]$$

$$\text{由 } (\overline{\Delta H} \cdot \overline{n}) \cdot \overline{n} = \overline{\Delta H} (\overline{n} \cdot \overline{n}) = (\overline{n} \cdot \overline{n}) \cdot \overline{\Delta H} = (\overline{n} \cdot \overline{n}) \overline{\Delta H}$$

式中 $(\overline{n} \cdot \overline{n})$ ——为坐标基矢变换的过渡方阵;

c ——为变换的任意坐标系。

$$\begin{aligned} \text{则 } \overline{u} &= -\frac{b^2}{12\mu} [\overline{\Delta H} - (\overline{n} \cdot \overline{n}) \overline{\Delta H}] \\ &= -\frac{b^2}{12\mu} [1 - (\overline{n} \cdot \overline{n})] \overline{\Delta H} \quad (6) \end{aligned}$$

式中 1 ——为单位张量。

(6)式即为裂隙地下水定向流动的数学模型。(6)式说明,裂隙中地下水是在有效水力坡度 $[1 - (\overline{n} \cdot \overline{n})] \overline{\Delta H}$ 的驱动下,沿隙面 \overline{m} 方面流动的。

2.3 裂隙介质的渗透张量

如果岩体遭到严重切割,所形成的裂隙的隙宽和密度十分整齐和规划,但方位杂乱无章的岩体来说,没有一个较其它方向突出的主渗透方向,经理论证明,这类岩体可以作为各向同性介质来处理。但实际中这种情况是少见的,大量的情况是:裂隙岩体的渗透性具有强烈的各向异性,形成不连续介质,不连续介质渗透张量的研究起步较晚,目前用于实际的主要是基于单缝裂隙渗流运动方程和广义达西定律的几种表述形式,具有代表性的公式主要有下述两个:

设在统计上为规则 and 均质的单纯裂隙介质模型中,展布有 n 个方向裂隙组构成的导水裂隙网络,设 S_i 为第 i 组裂隙的密度, b_i 为第 i 组裂隙的隙宽。则由(6)式,地下水在裂隙介质中沿第 i 方向裂隙组定向流动的平均速度为

$$\overline{v}_i = b_i \cdot S_i \cdot \overline{u}_i = -\frac{b_i^3 \cdot S_i}{12\mu} [1 - (\overline{n}_i \cdot \overline{n}_i)] \overline{\Delta H} \quad (7)$$

将(7)式与(3)式相比较,则渗透张量为:

$$\begin{aligned} \overline{k}_i &= \frac{b_i^3 \cdot S_i}{12} [1 - (\overline{n}_i \cdot \overline{n}_i)] \\ &= \frac{b_i^3 \cdot S_i}{12} \begin{pmatrix} (1 - \alpha_{x_i}^2) - \alpha_{x_i} \alpha_{y_i} - \alpha_{x_i} \cdot \alpha_{z_i} \\ -\alpha_{y_i} \cdot \alpha_{x_i} (1 - \alpha_{y_i}^2) - \alpha_{y_i} \cdot \alpha_{z_i} \\ -\alpha_{z_i} \cdot \alpha_{x_i} - \alpha_{z_i} \cdot \alpha_{y_i} (1 - \alpha_{z_i}^2) \end{pmatrix} \quad (8) \end{aligned}$$

式中 α_{x_i} 、 α_{y_i} 、 α_{z_i} ——为第 i 方向裂隙组法向的方向余弦。

对于多组不同方向的交叉裂隙网络中的渗流问题,前苏联学者包曼(Pomm)和美国学者斯诺(Snow)先后提出假设:裂隙中的各方向的渗流互不干扰,可将实际介质按裂隙网络的各方向裂隙组解析成只具唯一方向裂隙组的虚拟介质,则通过实际介质的

$$\bar{k} = \sum_{i=1}^n \frac{b_i^3 \cdot S_i}{12} [1 - (\bar{n}, \bar{n}_i)]$$

$$= \frac{1}{12} \begin{pmatrix} \sum_{i=1}^n b_i^3 S_i (1 - \alpha_{z_i}^2) & - \sum_{i=1}^n b_i^3 S_i \alpha_{x_i} \alpha_{y_i} & - \sum_{i=1}^n b_i^3 S_i \alpha_{x_i} \alpha_{z_i} \\ - \sum_{i=1}^n b_i^3 S_i \alpha_{y_i} \alpha_{x_i} & \sum_{i=1}^n b_i^3 S_i (1 - \alpha_{x_i}^2) & - \sum_{i=1}^n b_i^3 S_i \alpha_{y_i} \alpha_{z_i} \\ - \sum_{i=1}^n b_i^3 S_i \alpha_{z_i} \alpha_{x_i} & - \sum_{i=1}^n b_i^3 S_i \alpha_{z_i} \alpha_{y_i} & \sum_{i=1}^n b_i^3 S_i (1 - \alpha_{z_i}^2) \end{pmatrix} \quad (10)$$

方程(9)式和(10)式没有考虑水在裂隙交叉点处形成的交叉流动,忽视了水头在交叉空间产生的局部阻力损失,仅以各方向裂隙组的渗透张量之和代表裂隙网络的总渗透张量。有学者指出,这种渗透张量实际上偏大。另外,(5)式是在隙缝无限延伸的假设下推导的,而实际上裂隙的切穿长度有限,从这个角度来讲,(9)式(10)式的计算结果也偏大。我国学者田开铭教授针对这种情况,提出了一个综合的、考虑了在裂隙交叉处水流偏流效应的渗透张量模型,但这个问题国内外学者还在继续探讨之中。

3 裂隙介质中渗流的数学模型及其求解

3.1 裂隙地下水的运移模型

这里笔者不研究介质中渗流的微观过程,而是采用欧拉(Euler)方法研究宏观上的平均情况。

在空间中取一确定的控制体,其形状是任意的,但一经取定之后,控制体的形状和位置在整个研究时间过程中保持不变,控制体的表面为闭合曲面,控制体内流体的数量和性质可以随时间变化。

根据质量守恒原理,在 Δt 时间内,通过

水流等于把这些虚构介质的水流迭加起来,即有

$$\bar{v} = \sum_{i=1}^n \bar{v}_i = - \sum_{i=1}^n \frac{b_i^3 \cdot S_i}{12\mu} [1 - (\bar{n}, \bar{u}_i)] \Delta H \quad (9)$$

式中 n ——为不同方向的裂隙组数。
则交叉裂隙网络中的介质渗透张量为

控制体表面进入控制体的净流量加上控制体内源(或汇)项所产生(或吸收)的质量,应等于该期间控制体内的质量变化,即有

$$\text{div} J + \frac{\partial(\rho \cdot n' \cdot S_w)}{\partial t} = W \quad (11)$$

式中 $J = \rho \cdot u$;

J ——为质量通量;

u ——为渗透速度;

n' ——为孔隙度;

S_w ——为饱和度;

W ——为单位时间内由源(或汇)产生(或吸收)的质量;

ρ ——为水的密度。

在将裂隙岩体视为等效连续介质的条件下,其方程是一个通用的、描述地下水运移的连续方程。在饱和带内, $S_w = 1$; 在包气带内, $n \cdot S_w = \theta$, θ 为含水率。因此无论是饱和带还是包气带内的地下水运移,这个连续方程都是适用的,这个连续性方程连同广义达西定律(也称地下水运动方程)即构成描述各种介质条件下地下水运移的偏微分方程,将地下水饱和渗流、非饱和渗流、饱和—非饱和渗流、双重介质渗流的连续性方程

与研究区域的边界条件、初始条件结合起来，就构成了具体研究区域的渗流定解问题。

地下水渗流的偏微分方程可用通式来表示：

$$\text{div}(K \cdot \text{grad}H) = S \frac{\partial H}{\partial t} \quad (12)$$

式中 div ——为散度；

grad ——为梯度；

K ——为渗透系数张量，在包气带内， K 为毛细压头 H 或含水率 θ 的函数，而不再是常数；

H ——为水头函数，在包气带内， H 为毛细压头，取负值；

S ——为表征介质贮（释）水能力的系数（或函数），在三维流条件下，它为比体积贮（释）水系数，或称贮（释）水率，在二维流承压水条件下，为弹性贮（释）水系数，在二维流潜水条件下，为给水度，在包气带内，为水分扩散系数或称比水容量，此时它为毛细压头或含水率 θ 的函数，而不再是常数。

3.2 渗流定解问题的有限元解法

对于渗流定解问题求解有多种解法，一般以有限元方法最为常用。

有限元解法又以伽辽金（Garlerkin）法最为广泛使用，其求解过程为：首先设定近似解方程，然后应用伽辽金（Garlerkin）方程形成真实解与近似解的误差（剩余）的权积分并使它等于零，通过分步积分，并应用格林（Green）公式（二维流条件下）或高斯（Gauss）公式，代入边界条件，整理后，最终可得到通式

$$\sum_{j=1}^N [A_{ij}H_j(t) + B_{ij} \frac{dH_j(t)}{dt}] = F_i$$

$$(j = 1, 2, \dots, N, i = 1, 2, \dots, N) \quad (13)$$

式中 A_{ij} ——为与水力传导有关的系数矩阵，通称渗透系数矩阵；

B_{ij} ——为与介质贮（释）水能力有关的系数矩阵，通称贮（释）水系数矩阵；

F_i ——为已知条件系数矩阵，通称水量列阵。

无论是饱和带的二维问题、三维问题，饱和一非饱和带的二维问题、三维问题、双重介质问题等等，其有限元模型最终都是这种通式，只不过系数表达式不同而已。

4 岩质边坡稳定评价中裂隙水的影响作用与计算的工作程序

在岩质边坡稳定评价中，裂隙水的计算结果用于两个方面，包气带部分的成果（含水量或毛细压力）用于岩石强度场的分析与计算，得到弱化后的裂隙岩体的力学性质参数，提供给边坡稳定评价计算，饱和带部分的成果（动水压力、自由水重量、静水压力）作为应力场中的应力，直接参与边坡稳定评价计算，以时间作为循环计算的延续，直至评价出最终成果，具体工作程序见图3

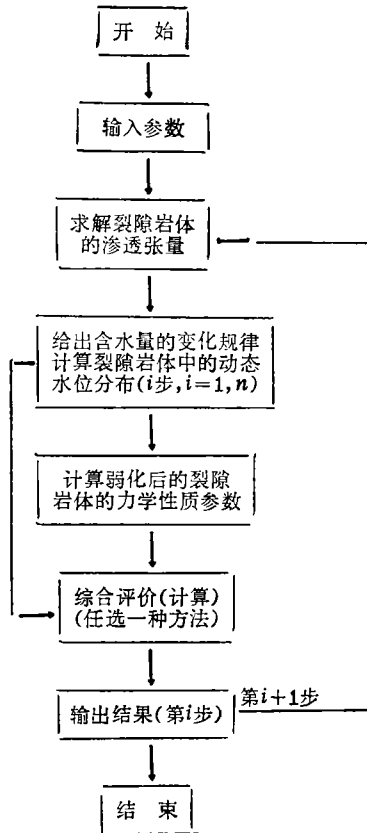


图 3

（下转第27页）

范》中给出的经验值大；当 $N_{10} \geq 10$ 时，土样 $e < 0.66$ 、呈可塑~硬塑状态时，此时的 E_s 值（包括 E_{s10} 、 E_{s200} ）较《规范》中给出的经验值小。

从上述分析不难看出，工程勘察中依轻便动力触探试验结果 N_{10} 结合《规范》确定新近沉积土的压缩模量 E_s 以及地基土承载力

标准值 f_{ka} 时，不仅要看 N_{10} 值的大小，还要考虑土层的物理状态（如软塑或硬塑状态），以便给出较为合理的 E_s 、 f_{ka} 值。表 2 所列数据是本工程轻便触探试验的 N_{10} 值与土工试验结果的 E_s 值，根据统计分析结果给出的二者对应关系值。表 2 也列出了《规范》给出相应的 E_s 、 f_{ka} 经验值。

表 2 N_{10} 、 E_s 及 f_{ka} 综合关系表

N_{10}	6	8	10	12	14	16	18	20	23	25
E_s (MPa) (规范)	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
E_{s10} (MPa) 土工	2.43	3.09	3.72	4.33	4.92	5.49	6.06	6.61	7.42	7.96
E_{s200} (MPa) 土工	2.89	3.50	4.07	4.60	5.10	5.58	6.03	6.47	7.11	7.52
f_{ka} (kPa) (规范)	50	80	100	110	120	130	150	160	180	190

分析表 2 可以看出，当 $N_{10} < 10$ 时， $E_{s \text{ 土工}} > E_{s \text{ (规范)}}$ ，且 $E_{s \text{ 土工}} \approx 1.2 E_{s \text{ (规范)}}$ ；当 $N_{10} \geq 10$ 时， $E_{s \text{ 土工}} < E_{s \text{ (规范)}}$ ，且 $E_{s \text{ 土工}} \approx 0.8 E_{s \text{ (规范)}}$ 。依该分析结果可以认为，当根据 N_{10} 结合《规范》确定 f_{ka} 时，亦宜视 N_{10} 值的大小，对查《规范》得到的 f_{ka} 作相应的修正，并且也可采用系数 0.8 或 1.2，即： $N_{10} < 10$ 时，可采用 $1.2 f_{ka}$ ； $N_{10} \geq 10$ 时，可采用 $0.8 f_{ka}$ 。

4 结束语

通过对北京大兴某工程实例中的轻便动力触探试验成果 N_{10} 和土工试验成果统计分析，笔者给出了 $N_{10} \sim E_s$ 间的经验关系式（1）、（2），并指出根据 N_{10} 结合《规

范》确定新近沉积地基土的压缩模量 E_s ，及承载力标准值 f_{ka} 时，对查表所得结果应给予适当修正，以便给出较为合理的 E_s 和 f_{ka} 值，进而达到充分挖掘新近沉积土地基承载力的目的。

限于作者水平，文中不妥之处，敬请指正。

参 考 文 献

- 1 高大钊. 土力学可靠性原理. 中国建筑工业出版社, 1984
- 2 北京地区建筑地基基础勘察设计规范. (DBJ-01-501-92)

（上接第 32 页）

5 结语

边坡稳定评价问题由于具有重大的经济效益和社会效益，日益受到学术界与工程界的重视。即将在我国召开的第三十届国际地质大会上，滑坡及其它顺坡运动的评价、预

测及防治将作为一个主要的议题之一，但由于边坡问题涉及面广，工作难度大，条件及条件变化复杂等因素，这个问题进展缓慢，本文旨在于探讨，提出一些不成熟的思路和观点，希望能起到抛砖引玉的作用。