

doi: 10.12068/j.issn.1005-3026.2019.08.020

# 多层土质边坡入渗的水流方向演变机理

王述红, 何 坚, 刘 欢  
(东北大学 资源与土木工程学院, 辽宁 沈阳 110819)

**摘 要:** 为研究多层土边坡内入渗雨水方向演变规律, 建立均质和多层土质边坡模型, 依据 VG 模型的多土层边坡含水率与基质吸力的控制方程, 结合饱和区成形, 研究了入渗雨水方向的时空演变特征及影响因素, 以及水流方向与有效应力的联系. 分析表明: 水平方向的基质吸力差决定了水流方向, 基质吸力沿水平方向的变化率决定了水流水平方向增速; 饱和区成形是垂直流产生的必要条件; 降雨停止坡面浅层 0~1.3 m 内迅速产生下坡向水流, 深层下坡向水流产生滞后; 渗透性差异大的土层交界面上极易产生剧烈的水平渗流; 上坡向水流的产生伴随着有效应力降低.

**关 键 词:** 降雨入渗; 非饱和土; 水流运移; 基质吸力; 多土层边坡

**中图分类号:** P 641      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1005-3026(2019)08-1172-07

## Mechanism of Water Flow Migration Evolution in Multi-layer Soil Slope During Rainfall Infiltration

WANG Shu-hong, HE Jian, LIU Huan  
(School of Resources & Civil Engineering, Northeastern University, Shenyang 110819, China. Corresponding author: HE Jian, E-mail: hejian95@foxmail.com)

**Abstract:** In order to study the law of water flow migration in multi-layer soil slope, the homogeneous soil slope model and the multi-layer soil slope model were established. The temporal and spatial characteristics and influencing factors of water flow migration were explored, with the development of saturated-zone taken into account, based on the governing equation of moisture content and matrix suction in multi-layer soil slope derived from the VG model. The relationship between water flow migration and effective stress was also studied. It is found that the difference in the matrix suction in the horizontal direction decides the change of water flow migration mode and the rate of change of matrix suction along the horizontal direction determines the rate increment of water flow horizontal direction. The formation of the saturated-zone is a necessary condition for forming the vertical water flow. After the rainfall stops, the down-slope water flow is rapidly generated only in the shallow layer of 0~1.3 m, with the forming of down-slope water flow in deep area lagging behind. The horizontal water flow at the interface of two layers of soil with large differences in permeability changes sharply, and the forming of up-slope water flow is always accompanied with the decrease of effective stress.

**Key words:** rainfall infiltration; unsaturated soil; water migration; matrix suction; multi-layer soil slope

滑坡突发性强, 能造成巨大的生命财产损失. 大量研究表明, 降雨是诱发边坡滑坡最重要的自然因素<sup>[1]</sup>. 目前多数研究认为, 降雨导致的基质吸力降低和土体饱和度提高削弱了岩土体抗剪强度, 从而降低边坡稳定性<sup>[2]</sup>, 而极少考虑雨水渗流方向与渗流力的影响. Min 等通过人工降雨砂箱实验发现水流方向变化显著影响边坡滑坡启动<sup>[3]</sup>; Reid 等提出沿坡面的平行侧向流极易导致

滑坡发生<sup>[4]</sup>. 因此, 研究水流方向特征有重要意义.

关于雨水渗流方向, Reid 认为, 在均质饱和斜坡中, 水流在重力作用和斜坡表面常压边界条件下总是沿着下坡方向侧向运动<sup>[5]</sup>. Silliman 等提出, 在变饱和状态下, 重力梯度和含水量梯度共同引导水流方向<sup>[6]</sup>. 为了确定不同水流转移方向产生的条件, Jackson 对 Richards 方程进行数值求解提出降雨停止是产生下坡方向侧向流的条件<sup>[7]</sup>; Sinai 等进行了砂箱实验, 进一步提出产生下坡方向侧向流的必要条件是降雨强度降低<sup>[8]</sup>. Lv 等则通过大型砂箱实验得出土体脱水速率直接影响下坡向水流平行于坡面的形成速率的结论<sup>[9]</sup>. Lu 等通过对 Sinai 等的砂箱实验进行数值模拟对比验证, 并总结前人研究, 建立了边坡内水流方向的概念模型<sup>[10]</sup>.

以上研究均针对均质土层, 对渗透特性各异的多层土质边坡的水流方向变化规律却少有研究. 因此, 本文通过成层土质边坡含水率与基质吸力的控制方程, 结合饱和区, 考虑初始基质吸力及不同渗透特性土层, 探究了水流方向的时空演变过程及与应力场的联系.

## 1 非饱和土渗流基本理论

### 1.1 非饱和土渗流的基本方程

Richards 通过质量守恒定律获得适用于非饱和土瞬态流的基本控制方程<sup>[11]</sup>:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x \frac{\partial H}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y \frac{\partial H}{\partial y}\right) + Q = m_w r_w \frac{\partial H}{\partial t}. \quad (1)$$

式中:  $H$  为总水头;  $k_x, k_y$  分别为  $x, y$  方向的渗透系数;  $Q$  为施加在边界的流量;  $m_w$  为土水特征曲线 (SWCC) 线性段斜率;  $r_w$  为水容重;  $t$  为时间. 非饱和土内气压与孔隙水压产生压力差, 即基质吸力, 其与含水率的函数关系用 SWCC 来描述. SWCC 能被 VG 模型准确表征, 方程为<sup>[12]</sup>

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left(\frac{S}{\alpha}\right)^n\right]^m}. \quad (2)$$

式中:  $\theta$  为体积含水率;  $S$  为基质吸力;  $\theta_s$  为饱和含水率;  $\theta_r$  为残余含水率;  $\alpha$  和  $n$  为水分特征参数,  $m = 1 - 1/n$ . 非饱和土的渗透系数与含水率有关, 对应渗透系数方程计算式<sup>[12]</sup>:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}, \quad (3)$$

$$k = k_s \Theta^{1/2} [1 - (1 - \Theta^{1/m})^m]^2. \quad (4)$$

式中:  $k_s$  为土体饱和时的渗透系数;  $\Theta$  为相对含水率.

### 1.2 多土层边坡吸力与含水率控制方程

成层土质边坡含水率会因土体渗透特性和初始含水率在时空上产生较大差异, 而吸力分布较为规律. 土体内部任一点的初始吸力沿压力水头在地下水位线上部垂直方向均匀分布, 设任一点的基质吸力  $S$  与距地下水位线高度  $h$  关系式为  $S(h)$ , 则由式 (2), 含水率与基质吸力满足:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left[\frac{S(h)}{\alpha}\right]^n\right]^m}. \quad (5)$$

这里以常见的成层土质边坡为例, 见图 1.

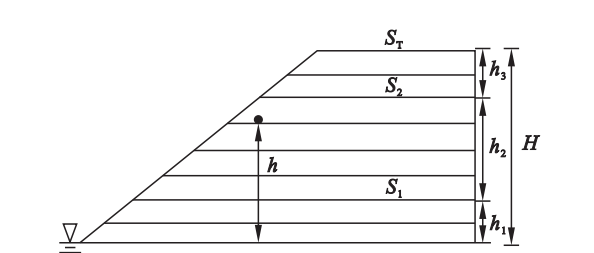


图 1 多层边坡计算模型  
Fig. 1 Calculation model of multi-layer slope

图中  $S_T, S_1$  与  $S_2$  为坡顶与土层界面处的初始基质吸力, 将各土层简化为独立边坡进行计算, 各土层的土水特征参数各异. 第一层土内任一点在坡内的基质吸力分布满足:

$$S(h) = \frac{S_1}{h_1} h. \quad (6)$$

根据式 (5), 可以得到底部第一层土的含水率方程:

$$\theta(h) = \theta_{r_2} + \frac{\theta_{s_1} - \theta_{r_1}}{\left[1 + \left[\frac{h}{h_1 \alpha_1} S_1\right]^{n_1}\right]^{m_1}}, \quad (0 \leq h \leq h_1). \quad (7)$$

类似地, 对于中部第二层土, 有

$$\theta(h) = \theta_{r_2} + \frac{\theta_{s_2} - \theta_{r_2}}{\left[1 + \left[\frac{h - h_1}{h_2} (S_2 - S_1) + S_1\right]^{n_2} / \alpha_2^{n_2}\right]^{m_2}}, \quad (h_1 \leq h \leq h_1 + h_2). \quad (8)$$

对顶部第三层土, 则有

$$\theta(h) = \theta_{r_3} + \frac{\theta_{s_3} - \theta_{r_3}}{\left[1 + \left[\frac{h - h_1 - h_2}{h_3} (S_T - S_2) + S_2\right]^{n_3} / \alpha_3^{n_3}\right]^{m_3}}, \quad (h_1 + h_2 \leq h \leq h_1 + h_2 + h_3). \quad (9)$$

在土层界面上, 施加连续分布的基质吸力:

$$S_1 = \frac{h_1}{H} S_T, S_2 = \frac{h_1 + h_2}{H} S_T. \tag{10}$$

将式(10)分别代入式(7)、式(8)、式(9), 获得多土层任一点的含水率与吸力的控制方程:

$$\theta(h) = \theta_{r_i} + \frac{\theta_{s_i} - \theta_{r_i}}{\left[1 + \left[\frac{h}{H\alpha_i} S_T\right]^{n_i}\right]^{m_i}},$$

$$(h_{i-1} \leq h \leq \sum_{i=1} h_i, h_0 = 0, i = 1, 2, 3) . \tag{11}$$

式中: $\theta_{r_i}, \theta_{s_i}, \alpha_i, n_i$  和  $m_i$  为各层土水特征参数.

1.3 瞬态流的运移方向

土体内水势能梯度引起水流运移;不考虑盐溶质时,重力和基质吸力是引起水运移主要因素<sup>[13]</sup>. 采用文献[10]中垂直方向和坡面划分上坡与下坡方向,如图 2,水流方向可分解为垂直和水平,水平流向右,则水流沿上坡方向;反之,水流沿下坡方向;水平流向为零,水流沿竖直方向.

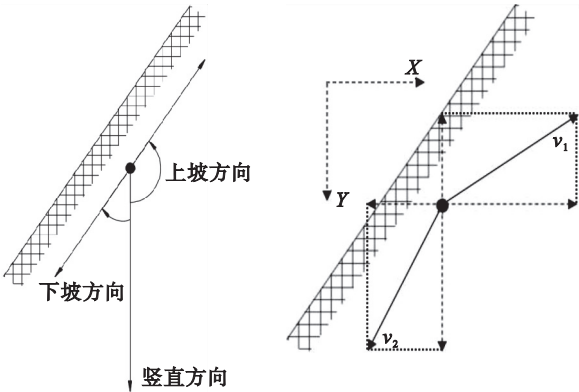


图2 水流流向划分  
Fig. 2 Definition of water flow direction

2 均质边坡研究

2.1 模型建立

建立二维模型,初始地下水位设在坡脚处,坡面中心沿深度 0.5,1.3,3.0,3.5 m 设置有 4 个监控点,见图 3. 由式(2)与式(4)及表 1 中土水特征参数,获得土体饱和度与渗透系数关系并导入 ABAQUS. 首先设置降雨 24 h,坡顶雨水入渗为 20 mm/h,坡面入渗为 16.64 mm/h,其余均为不排水边界,后续 96 h 无降雨,总时长为 120 h. 采用 CPE4P 单元进行瞬态渗流计算.

表 1 土水特征参数<sup>[14]</sup>  
Table 1 Parameters of SWCC<sup>[14]</sup>

$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha/\text{m}^{-1}$	$n$	$k_s/(\text{m}\cdot\text{s}^{-1})$
0.012	0.438	0.35	1.38	$1.51 \times 10^{-5}$

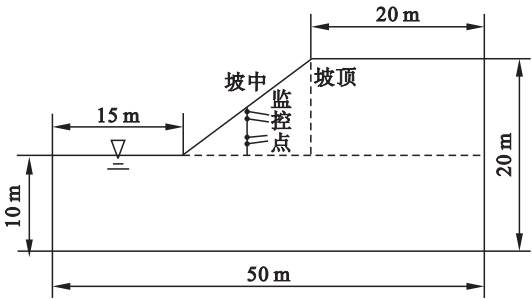


图3 均质边坡模型  
Fig. 3 Homogeneous slope model

2.2 水流方向演化过程

雨水方向演化分为 4 个阶段:初始阶段、发展阶段、稳定阶段、排水阶段.

初始阶段:雨水垂直坡面入渗,为上坡方向流动,坡脚首先形成图 4a 中的饱和区,对应区域产生稳定的垂直流.

发展阶段:见图 4b,坡面下半部形成稳定饱和区后,雨水在饱和区内形成稳定垂直流,并随着饱和区不断沿坡面向坡顶发展,逐渐在整个坡面产生垂直流,而坡面上部未饱和区域的水流仍沿上坡方向;湿润区(饱和度大于 0.8)最前端的水流垂直于坡面入渗,即上坡方向水流入渗,并逐渐向坡内深层发展.

稳定阶段:当坡面在浅层形成连续贯通的饱和区之后,水流在坡面浅层区域均形成了垂直流,见图 4c.

排水阶段:降雨结束后,坡面浅层饱和区内水流最先受到影响开始向下坡方向流动,最终平行于坡面向下排水,而深层土体饱和区内水流则继续保持垂直渗流,补给地下水,见图 4d. 随着排水持续,下坡方向流动模式逐渐向深层土体发展.

分析整个过程,湿润区最前端水流均是垂直于坡面,即以上坡方向的渗流逐渐入渗到深层;饱和区内的水主要受重力影响,因此水为垂直流. 当降雨停止时,浅层土体最先处于脱湿状态,产生下坡方向的渗流.

2.3 水流方向与降雨过程关系

如图 5 所示,降雨前期,0.5 m 处的最大水平流速为 2.76  $\mu\text{m}/\text{s}$ ,其次是 1.3 m 处的 2.37  $\mu\text{m}/\text{s}$ . 随着浅层达到饱和,水平流速逐渐下降并趋于 0,水流方向不断趋近竖直向下. 降雨结束,浅层内迅速产生沿下坡方向水流,随着排水的持续,水平流无限趋近于 0,下坡方向水流在水重新分布后达到稳定.

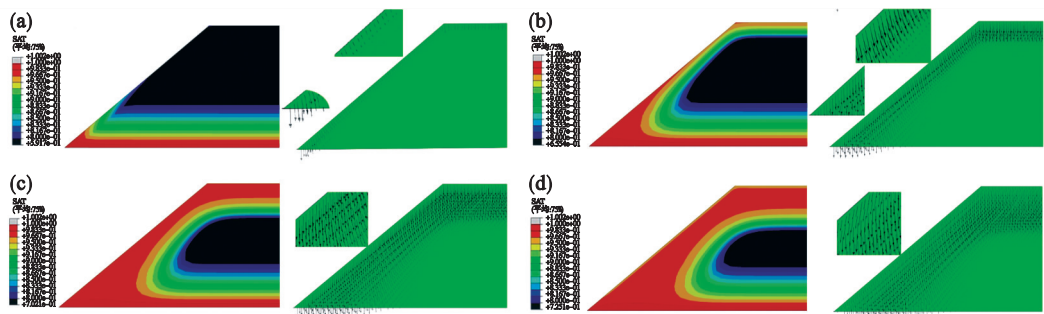


图 4 降雨与停止降雨后坡面饱和度及水流速度矢量图

Fig. 4 Saturation and water velocity vector of the slope surface during rainfall infiltration and water draining

(a)—降雨 0.5 h; (b)—降雨 8.9 h; (c)—降雨 19.5 h; (d)—停雨 0.1 h.

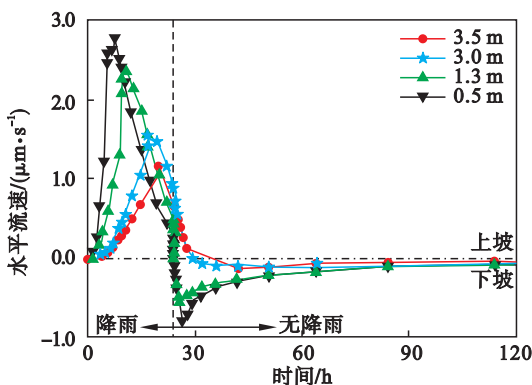


图 5 水平流速随时间变化曲线

Fig. 5 Change of water flow velocity with time

在排水阶段,3 m 与 3.5 m 处并没有迅速产生负的水平流,即下坡方向的流动,在分别延迟 5.7 h 和 10.6 h 后才产生.这是由于深层土体不仅自身储水需要下排,同时上层储水的下渗会进一步补给,最终会减缓深层土体的储水下排,导致较为明显的下坡向水流成形延迟.

## 2.4 水流方向与基质吸力关系

在初始阶段,雨水入渗坡面浅层,湿润区内基质吸力减小,见图 6.降雨 1.49 h,0.5 m 与 3.0 m 基质吸力差达 16.65 kPa,坡体内部未湿润区与坡面湿润区存在水平方向上的基质势能差,未湿润区相对干燥的土体通过基质吸力差来吸引湿润区的水分,水流沿上坡方向运移.

在排水阶段,边坡浅层首先排水,见图 4d,并且土体基质吸力增大,见图 6,深层土体基质吸力与浅层土体基质吸力差值逐渐增大,基质吸力会将水分由深层的湿润区吸引至浅层的排水区,产生水平向排水区速度,水流沿下坡向运移.

进一步地,引入基质吸力水平方向的变化率.由图 5 与图 7,距坡面中心垂直距离为 0.5 m 和 1.3 m 浅层土体分别在降雨 3.3 h 与 7.0 h 时,基质吸力沿水平方向变化率达到最大,对应位置处

的上坡向水平流速的增速达到最大;而 3.0 m 与 3.5 m 的基质吸力水平方向变化率分别在降雨 12.3 h 与 14.7 h 后达到最大,对应位置处上坡向水平流速的增速最大.

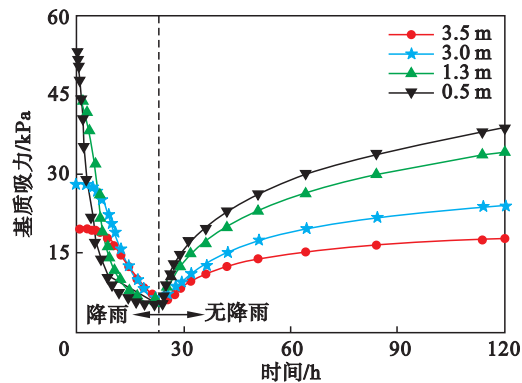


图 6 基质吸力随时间变化曲线

Fig. 6 Change of matrix suction with time

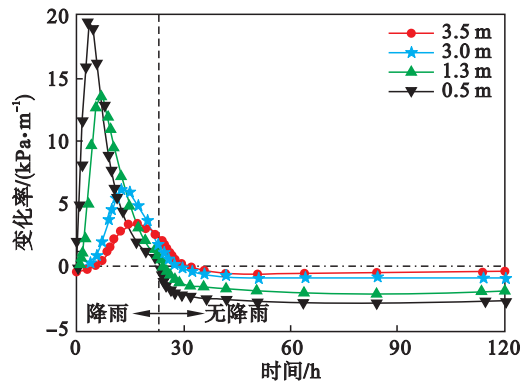


图 7 基质吸力水平方向上的变化率

Fig. 7 Change rate of matrix suction in horizontal direction

降雨停止,浅层土体基质吸力在水平方向上变化率迅速变为 0,后转变为负方向,对应的水流方向转变为下坡方向,而深层土体变化率并没有立即变为 0,与图 5 中深层土体产生下坡向水流滞后现象一致.

综合上述分析,雨水入渗导致非饱和土的含水率变化,影响基质吸力在坡内空间分布,而水平





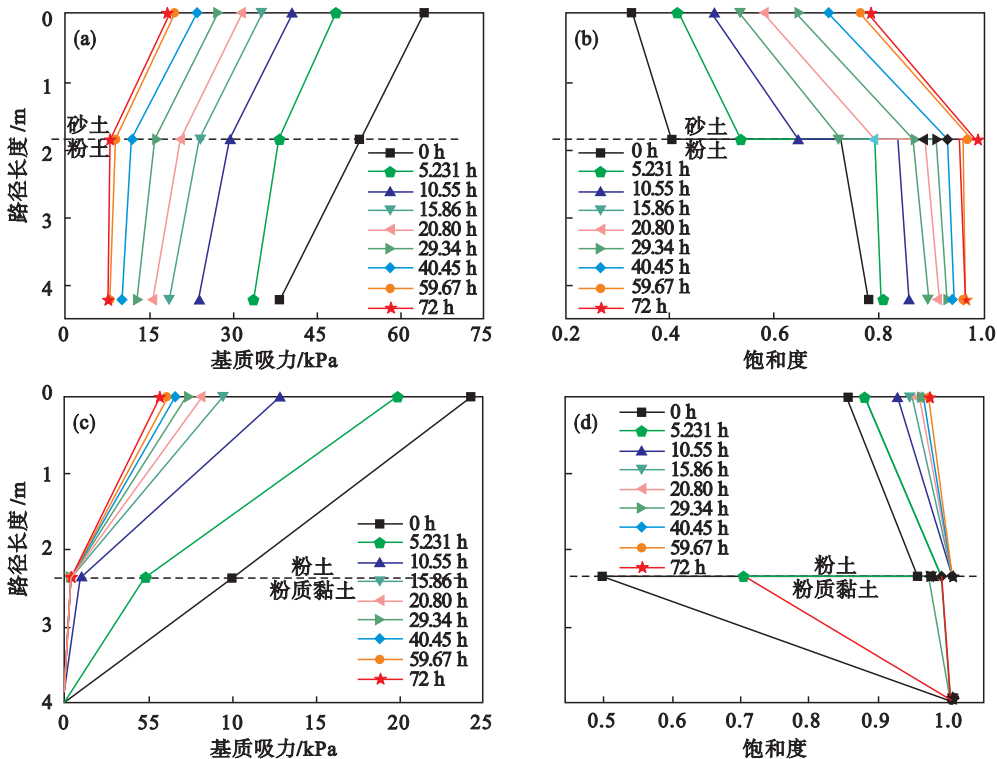


图 10 土层交界面处基质吸力和饱和度在监测路径上随时间的变化

Fig. 10 Changes of matrix suction and saturation with time along the monitoring line in the area of soil boundary  
(a), (b) — 砂土和粉土交界区域; (c), (d) — 粉土和粉质黏土交界区域.

在土层交界面处,水平流速出现突变,而由图 10 可知,基质吸力在交界面并没有产生突变;土层间渗透特性差异导致雨水滞留,同时后续降雨产生渗流在交界面上产生较大水平方向渗流. 砂土与粉土饱和渗透系数比为 28.3,大于粉土与粉质黏土之比 2.2;同时土层界面处最大水平流速为  $47.5\text{ }\mu\text{m/s}$ ,大于粉土和粉质黏土界面最大流速  $1.57\text{ }\mu\text{m/s}$ ,土层界面处最大水平流速会随土层间渗透系数比的增大而显著提高.

定程度上间接反映了边坡稳定性的削弱.

4 结 论

- 1)降雨结束,浅层 0 ~ 1.3 m 处水流迅速沿下坡方向,而深层存在下坡方向水流滞后的现象;饱和区是垂直水流产生的必要条件.
- 2)基质吸力差和基质吸力沿水平方向的变化率决定着水流方向和水平流速的增速;基质吸力沿水平方向变化率越大,水平流速增速越大.
- 3)上坡向水流与垂直水流首先在多土层边坡坡面上的土层交界处产生;层间饱和渗透系数比越大,土层交界面上最大水平流速越大.
- 4)土体内部产生上坡向水流并伴随对应位置有效应力的降低,上坡向水流在内部的区域面积可以反映有效应力降低的区域范围.

参考文献:

[ 1 ] Chen H, Lee C F, Law K T. Causative mechanisms of rainfall-induced fill slope failures [ J ]. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 2004, 130 ( 6 ) : 593 – 602.  
[ 2 ] 王述红,何坚,杨天娇. 考虑降雨入渗的边坡稳定性数值分析[ J ]. 东北大学学报(自然科学版), 2018, 39 ( 8 ) : 1196 – 1200.

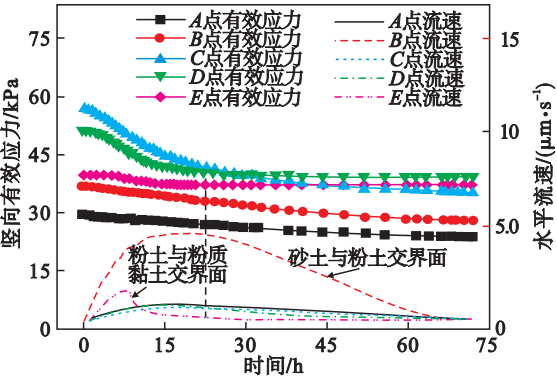


图 11 监控点有效应力和水平流速随时间的变化  
Fig. 11 Change of effective stress and horizontal flow rate with time at monitoring points

上坡方向水流速度减小并逐渐趋近于 0,反映出土体逐渐趋近饱和,有效应力逐渐降低,从一