

## FRANE SUPERFICIALI E IDROLOGIA DEI VERSANTI: UN POSSIBILE METODO DI INDAGINE

Paolo D'Odorico<sup>1</sup>, Sergio Fagherazzi<sup>2</sup> e Riccardo Rigon<sup>3</sup>

- (1) Department of Environmental Sciences, University of Virginia  
(2) Department of Geology and School of Computational Science, Florida State University  
(3) Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale-CUDAM, Università di Trento

### SOMMARIO

*La nota presenta un'analisi dei meccanismi idrologici che controllano l'insorgere di condizioni di instabilità e frane superficiali nei versanti. Un modello idrologico viene impiegato per studiare i moti di filtrazione - in condizioni non stazionarie - lungo il pendio e per determinare le pressioni neutrali nel suolo. Ai fini di valutare le condizioni di stabilità associate allo stato di pressione dell'acqua nel terreno è adottato lo schema di pendio indefinito. Il modello è interfacciato a semplici rappresentazioni degli ietogrammi di precipitazione (estrema) i cui parametri sono espressi in funzione del tempo di ritorno attraverso una famiglia di curve di possibilità pluviometrica. Il modello può essere applicato per valutare il tempo di ritorno delle forzanti idrologiche in grado di innescare condizioni di instabilità dei pendii naturali.*

### ABSTRACT

*This paper presents an analysis of the hydrological mechanisms controlling the occurrence of instable conditions and shallow landslides in hillslopes. A hydrological model is used to study the unsteady flow in the shallow subsurface of a slope and to determine the soil interstitial pressures. The infinite-slope model is employed to evaluate the stability conditions associated with water pressure in the ground. The model is coupled to simple representations of the hyetographs of extreme precipitation and to the parameters of the intensity-duration-frequency curves. The model can be applied to evaluate the return period of hydrologic forcings able to trigger instable conditions in hillslopes.*

### 1 INTRODUZIONE

Versanti caratterizzati da sottili spessori di suolo sono spesso interessati da frane superficiali. Tali frane superficiali vengono innescate da piogge quando le pressioni neutrali nel terreno annullano le forze di coesione e d'attrito, producendo scorrimenti lungo superfici di rottura solitamente localizzate all'interfaccia tra suolo e la roccia sottostante. La modellazione dell'evento franoso, necessaria per la stima del rischio idrogeologico, deve dunque comportare due distinte fasi riguardanti rispettivamente, i processi idrologici di infiltrazione della pioggia e le caratteristiche geotecniche del

terreno. Il modello geotecnico solitamente adottato consiste in un versante di lunghezza infinita e pendenza costante dove viene bilanciata la componente della forza di gravità lungo il pendio con la coesione del terreno e la forza di taglio resistente dovuta all'attrito di Coulomb, proporzionale alla pressione efficace in direzione normale al pendio stesso. La pressione interstiziale dell'acqua nel suolo entra in gioco poiché riduce la forza di attrito tra i diversi strati di materiale e causa in ultima analisi lo smottamento. La modellazione dell'infiltrazione della pioggia, necessaria per calcolare le pressioni interstiziali, si innesta in realtà nel più ampio contesto della determinazione della risposta idrologica di un bacino e può essere affrontata a vari livelli di approssimazione. La più semplice schematizzazione, utilizzata per esempio da *Montgomery and Dietrich* (1994), fa riferimento al modello idrologico TOPMODEL (*Beven and Kirkby*, 1979) e lega il livello di falda in ogni punto del bacino con l'intensità della pioggia, l'area drenante a monte del punto stesso, la pendenza locale del pendio e le caratteristiche idrologiche del terreno. Sebbene estremamente efficace nel determinare l'influenza della topografia sulla distribuzione spaziale delle frane, questo modello si basa su condizioni stazionarie ed uniformi e non è in grado di determinare l'influenza dell'alta variabilità degli eventi di pioggia sulla stabilità dei pendii e di conseguenza il momento di distacco. Un modello più sofisticato, dovuto ad *Iverson* (2000) fa riferimento all'equazione di Richards per studiare il comportamento transitorio del processo di infiltrazione-filtrazione. In questa nota il modello di *Iverson* viene esteso per studiare l'effetto di diversi ietogrammi di pioggia sulla distribuzione di pressioni nel suolo, con particolare enfasi ad eventi estremi e alla stima del rischio di frana.

## 2 IL MODELLO IDROLOGICO

Alla base del modello di *Iverson* (2000) vi è la constatazione che l'infiltrazione dell'acqua piovana su versanti con sottili spessori di suolo avviene su lunghezze caratteristiche differenti: la scala caratteristica del versante, dalla cresta al torrente, è infatti dell'ordine delle centinaia di metri, mentre lo spessore del suolo è invece solitamente non superiore a pochi metri (*Iida*, 1999; *Montgomery and Dietrich*, 1994). Conseguentemente il moto parallelo al suolo avviene in tempi molto lunghi ed è in prima approssimazione trascurabile nello studio del transitorio. Solo il moto in direzione normale alla superficie del pendio viene dunque considerato. Se  $\mathbf{a}$  è la pendenza locale del versante (Figura 1a). L'infiltrazione in direzione normale alla superficie del terreno è espressa dall'equazione di Richards:

$$C(\mathbf{y}) \frac{\partial \mathbf{y}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_z(\mathbf{y}) \left( \frac{\partial \mathbf{y}}{\partial z} - \cos \mathbf{a} \right) \right] \quad (1)$$

dove  $\mathbf{y}$  è l'altezza piezometrica,  $C(\mathbf{y}) \equiv \partial \mathbf{q} / \partial \mathbf{y}$  la capacità idrica,  $z$  la coordinata lungo un asse perpendicolare al terreno e  $K_z(\mathbf{y})$  la conducibilità nella direzione  $z$ . La stessa equazione può venire espressa in termini di coordinata verticale  $Z$ , tramite la trasformazione:  $Z = x \sin \alpha + z \cos \alpha$  (cfr. Figura 1a). Per suoli sufficientemente bagnati da poter considerare  $K_z = K_{sat}$  e  $C(\mathbf{y}) = C_0$  costanti, il termine dovuto alla gravità in (1) può venire trascurato, dando luogo ad un'equazione di diffusione

$$\frac{\partial \mathbf{y}}{\partial t} = \frac{K_{sat}}{C_0} \cos^2 \mathbf{a} \frac{\partial^2 \mathbf{y}}{\partial Z^2} \quad (2)$$

L'equazione (2), con opportune condizioni iniziali ed al contorno, può venire risolta lungo lo spessore del terreno per determinare la distribuzione delle pressioni neutrali nel tempo. Come condizioni iniziali si suppone che vi sia moto uniforme nella falda dovuto ad un'infiltrazione costante  $(I_z)_{steady}$  che produce una distribuzione lineare delle pressioni con pendenza  $\mathbf{b} = \cos^2 \mathbf{a} - (I_z / K_z)_{steady}$  e avente un livello di falda distante  $d_z$  rispetto alla superficie. È interessante notare come questa condizione iniziale coincida con il modello idrologico a moto uniforme utilizzato nel modello SHALSTAB (*Montgomery and Dietrich 1995*). La distribuzione delle pressioni è dunque

$$\mathbf{y}(Z,0) = (Z - d_z) \mathbf{b} \quad (3)$$

Per la condizione al contorno inferiore si assume che a grandi profondità le variazioni transitorie di pressione si riducono a zero e la distribuzione di pressioni sia la (3). La condizione al contorno superiore non è altro che la legge di Darcy applicata alla superficie, tenendo conto sia dell'infiltrazione costante di fondo, che dell'infiltrazione transitoria dovuta alla pioggia in considerazione. Per tempi superiori alla durata dell'evento  $T$ , ovviamente solo  $I_{steady}$  è presente:

$$\frac{\partial \mathbf{y}}{\partial Z}(\infty, t) = \mathbf{b}, \quad \frac{\partial \mathbf{y}}{\partial Z}(0, t) = \begin{cases} -I_z / K_z + \mathbf{b} & t \leq T \\ \mathbf{b} & t > T \end{cases} \quad (4)$$

Dall'equazione (2) con le condizioni (3) e (4) si ricava la soluzione

$$\frac{\mathbf{y}(t^*)}{Z} = \begin{cases} \mathbf{b} \left(1 - \frac{d}{Z}\right) + \frac{I_z}{K_z} [R(t^*)] & 0 \leq t^* \leq T^* \\ \mathbf{b} \left(1 - \frac{d}{Z}\right) + \frac{I_z}{K_z} [R(t^*) - R(t^* - T^*)] & t^* \geq T \end{cases} \quad (5)$$

dove  $R()$  è una funzione di risposta

$$R(t^*) = \sqrt{t^* / p} \exp(-1/t^*) - \operatorname{erfc}(1/\sqrt{t^*}) \quad (6)$$

con i tempi resi adimensionali tramite la profondità  $Z$  e un coefficiente di diffusione che tiene conto della pendenza, della conducibilità e della variazione della capacità idrica.

$$t^* = \frac{t}{Z^2 / D}, \quad T^* = \frac{T}{Z^2 / D}, \quad \text{con} \quad D = 4 \frac{K_{sat}}{C_0} \cos^2 \mathbf{a} \quad (7)$$

La soluzione del problema differenziale (2), (3), (4) ottenuta da *Iverson (2000)* può essere generalizzata al caso in cui lo ietogramma di precipitazione abbia intensità non costante. Le ipotesi introdotte da *Iverson (2000)* per linearizzare il problema consentono infatti di analizzare separatamente le variazioni di pressione,  $d\mathbf{y}(t)$ , dovute alla pioggia caduta in intervalli successivi  $dt$  con intensità  $I_z(t)$  e di sommarne gli effetti. L'equazione (5) può pertanto essere riscritta come

$$\mathbf{y}^* = \mathbf{b} \left( 1 - \frac{d}{Z} \right) + \int_0^{t^*} I^*(\mathbf{t}) r(t^* - \mathbf{t}) d\mathbf{t}, \quad (8)$$

dove  $\mathbf{Y}^* = \mathbf{Y}/Z$  e  $I^* = I_Z/K_Z$ . In questa equazione  $r(t^*) = dR/dt^*$  è una funzione di risposta a valori istantanei di intensità di precipitazione e può essere espressa come

$$r(t^*) = \frac{dR(t^*)}{dt^*} = \frac{1}{2\sqrt{pt^*}} \exp\left(-\frac{1}{t^*}\right) \quad (9)$$

Le equazioni (8)-(9) consentono di studiare la risposta del sistema a piogge variabili. Nel seguito alcuni semplici modelli di ietogrammi vengono utilizzati per legare le condizioni di stabilità dei pendii a caratteristiche idrologiche e climatiche.

### 3 IETOGRAMMA UNIFORME

Il più semplice modello di ietogramma assume che la pioggia sia costante durante l'evento

$$I^*(t^*) = I^* H(T^* - t^*), \quad (10)$$

dove  $H()$  è la funzione di *Heaviside* (i.e.  $H(T^* - t^*) = 1$  se  $0 < T^* - t^* < 1$ , altrimenti  $H(T^* - t^*) = 0$ ). È facile verificare che, sostituendo (10) in (8) e integrando, si ritrova la soluzione di *Iverson* (2000) (equazione (5)). In particolare, nello studio delle condizioni di stabilità di un pendio, è opportuno riferirsi ai valori di picco delle pressioni alle diverse profondità. Il tempo di picco,  $t_p$ , viene determinato risolvendo la condizione  $dy^*/dt$  usando l'equazione (5)

$$\begin{aligned} I^* \frac{dR(t^*)}{dt^*} &= I^* r(t^*) = 0 & (t_p^* \leq t^* \leq T^*) \\ I^* \frac{dR(t^*)}{dt^*} &= I^* (r(t^*) - r(t^* - T^*)) = 0 & t^* \geq T^* \end{aligned} \quad (11)$$

La prima delle precedenti equazioni non è mai soddisfatta poiché la funzione  $r(t^*)$  (equazione (9)) è sempre positiva e non nulla; i valori di picco delle pressioni si osservano pertanto in tempi successivi alla fine dell'evento, ad un istante  $t_p$  tale che  $r(t_p^*) - r(t_p^* - T^*) = 0$ . Quest'equazione può essere espressa come

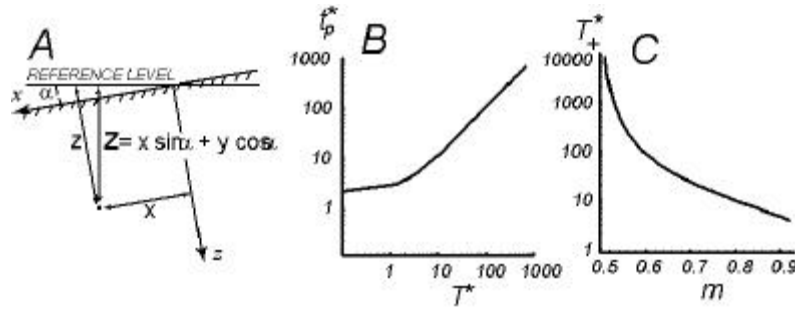
$$\frac{\exp\left(-\frac{1}{t_p^*}\right)}{\exp\left(-\frac{1}{t_p^* - T^*}\right)} = \frac{\sqrt{t_p^*}}{\sqrt{t_p^* - T^*}} \quad (12)$$

ed essere numericamente risolta consentendo di stimare il valore del tempo di picco,  $t_p^*$ , una volta che sia nota la durata della precipitazione  $T^*$  (Figura 1b). Si noti come il tempo di picco risulti essere indipendente dall'intensità e dal tempo di ritorno dell'evento. È inoltre possibile osservare che  $t_p^*$  è quasi costante per valori di  $T^* < 1$ ,

mentre cresce quasi linearmente con  $T^*$  per  $T^* > 1$  (i.e. per  $T > Z^2/\bar{D}$ ) (Iverson, 2000). Il regime delle pressioni,  $y^*(t^*)$ , dipende sia dalla durata,  $T$ , che dal tempo di ritorno,  $T_r$ , degli eventi (estremi) considerati e questa dipendenza può essere rappresentata attraverso le curve di possibilità pluviometrica, solitamente espressa come

$$I_Z(T, T_r) = a(T_r)T^{-m} \quad \text{oppure} \quad I^* = a^*(T_r)T_r^{*-m} \quad (13)$$

dove  $a(T_r)$  è una funzione del periodo di ritorno, mentre  $m$  è un esponente che, a seconda delle caratteristiche climatiche della regione in esame, varia tra 0.5 e 1.



**Figura 1.** a) Notazione; b) Tempo di picco adimensionalizzato,  $t_p^*$ , e durata della precipitazione,  $T^*$ ; c) Durata della precipitazione,  $T_+^*$  in funzione del parametro  $m$  dell'equazione di possibilità pluviometrica.

Introducendo (13) in (5) è possibile determinare la durata  $T^*$  degli eventi di precipitazione che, producendo i valori massimi della pressione interstiziale al tempo di picco, compromettono più seriamente le condizioni di stabilità del versante. Calcolando la (5) al tempo di picco ( $t_p^* > T^*$ ) ed esprimendo quest'ultimo in funzione di  $T^*$  attraverso la condizione (12) si ottiene la seguente espressione per la pressione di picco in funzione di  $T^*$

$$y_p^*(t_p^*) = b \left( 1 - \frac{d}{Z} \right) + a^*(T_r) T_r^{*-m} [R(t_p^*(T^*)) - R(t_p^*(T^*) - T^*)] \quad (14)$$

Si osservi come  $a^*(T_r) T_r^{*-m}$  sia una funzione decrescente di  $T^*$  e come il termine tra parentesi quadrata diminuisca all'aumentare di  $T^*$ . Può pertanto esistere un particolare valore,  $T_+^*$ , di  $T^*$  che rende massima la pressione di picco  $y_p^*$ ;  $T_+^*$  viene determinato annullando la derivata della funzione (14) rispetto a  $T^*$  e ricordando che  $R'(t^*) = r(t^*)$

$$-m [R(t_p^*(T^*)) - R(t_p^*(T^*) - T^*)] \quad (15)$$

$$+ t_p^* \left( f(t_p^*(T^*)) \frac{t_p^*}{dT^*} - f(t_p^*(T^*) - T^*) \frac{dt_p^*}{dT^*} + f(t_p^*(T^*) - T^*) \right) = 0$$

Si noti come questa condizione risulti essere indipendente dal tempo di ritorno dell'evento in esame; questo significa che la durata della precipitazione più gravosa,  $T_+^*$  dipende unicamente dalle caratteristiche meccanico-idrauliche del versante nonché dal tipo di legame esistente tra intensità e durata degli eventi estremi (i.e. da  $m$ ) nella regione in esame ma non dalla frequenza di quest'ultimi. Quest'equazione può essere semplificata osservando che, per  $T^* > 1$ , la derivata  $dt_p^*/dT^*$  è approssimativamente 1, per

cui la (15) può essere facilmente risolta per diversi valori di  $m$ . I risultati di questa analisi sono stati rappresentati in Figura 1c e consentono una sintesi efficace delle analisi dei processi idraulici, geotecnici e idrologici che condizionano la stabilità di un versante naturale. Una volta noti gli spessori del suolo e i parametri idraulici del terreno è sufficiente determinare il parametro  $m$  dell'equazione di possibilità pluviometrica per stimare, con l'ausilio di figura 1c, la durata degli eventi più gravosi. Le condizioni di stabilità potranno infine venire valutate stimando, per diversi tempi di ritorno, il fattore di sicurezza (e.g., *Iverson*, 2000):

$$FS = F_a + F_c + F_w \quad (16)$$

dove  $F_a$ ,  $F_c$  e  $F_w$  rappresentano rispettivamente i contributi alla stabilità o instabilità del pendio dovuti ad attrito, coesione e pressioni interstiziali:

$$F_a = \frac{\tan \mathbf{f}}{\tan \mathbf{a}}; \quad F_c = \frac{c}{\gamma_s Z \sin \mathbf{a} \cos \mathbf{a}}; \quad F_w = -\frac{\gamma_w \tan \mathbf{f}}{\gamma_s Z \sin \mathbf{a} \cos \mathbf{a}} \quad (17)$$

essendo  $\mathbf{f}$  l'angolo d'attrito,  $\mathbf{a}$  la pendenza,  $c$  la coesione,  $\gamma_s$  e  $\gamma_w$  il peso specifico del terreno e dell'acqua, rispettivamente. Di particolare interesse sarà la determinazione del più basso valore di  $T_r$  associato all'insorgere di condizioni di instabilità e la stima del rischio di frana in un certo intervallo temporale.

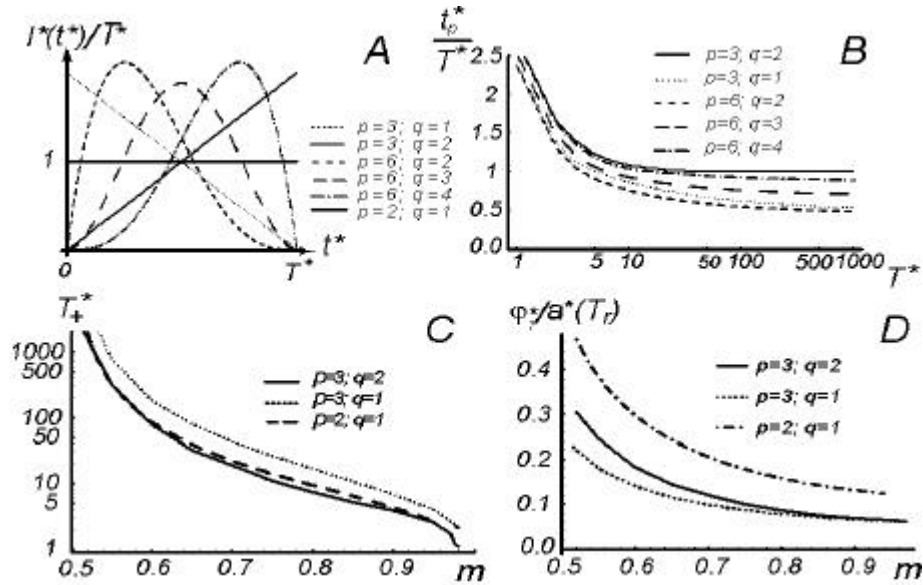
#### 4 IETOGRAMMA NON UNIFORE

Le analisi presentate nel paragrafo precedente sono basate sull'ipotesi che l'intensità di precipitazione si mantenga costante durante l'evento. Nella realtà la struttura degli ietogrammi di precipitazione è più complessa ed è stata oggetto di analisi approfondite con l'intento di individuare alcuni criteri idonei alla valutazione di ietogrammi di progetto da usare nella pratica ingegneristica ai fini dello studio della generazione dei deflussi. Modelli a ietogrammi ad un picco (e.g., *Chow et al.*, 1988) sono stati seguiti da modelli stocastici in grado di rappresentare sia la variabilità temporale che il carattere aleatorio della precipitazione a diverse scale temporali (e.g., *Garci Guzman and Aranda Olivier*, 1993) modellandone in taluni casi la struttura sulla base di proprietà di similitudine e di scala (e.g. *Koutsoyiannis and Foufoula Georgiou*, 1993). È pertanto di un certo interesse sia teorico che applicativo l'estensione delle considerazioni precedentemente presentate al caso di ietogrammi a pioggia non costante. Non ci si soffermerà tuttavia sull'analisi di quale modello di ietogramma sia in grado di dare la migliore rappresentazione della variabilità delle precipitazioni estreme, dipendendo quest'ultima da caratteristiche climatiche regionali. Lo ietogramma di precipitazione verrà semplicemente espresso a mezzo di una funzione **beta** (Figura 2a)

$$I^*(t^*) = \frac{\bar{I}^*}{B} \mathbf{beta}\left(\frac{t^*}{T^*}\right) H(T^* - t^*) \quad (18)$$

dove

$$\mathbf{beta}\left(\frac{t^*}{T^*}\right) = \left(\frac{t^*}{T^*}\right)^{q-1} \left(1 - \frac{t^*}{T^*}\right)^{p-q-1} \quad (19)$$



**Figura 2.** a) Rappresentazione degli ietogrammi di precipitazione a mezzo di funzione  $\beta$  ottenuti per diversi valori di  $p$  e  $q$  (eq.19); b) Tempo di picco in funzione della durata; c) Rappresentazione della durata critica per la stabilità del versante in funzione del parametro  $m$  e della forma dello ietogramma; d) Rappresentazione della massima sovrappressione neutrale in funzione del parametro  $m$  e della forma dello ietogramma.

e

$$B = \frac{\Gamma(q)\Gamma(p-q)}{\Gamma(p)} \quad (20)$$

Nelle precedenti equazioni  $H()$  è la funzione di Heaviside,  $\bar{I}^*$  è l'intensità media durante l'evento e può essere espressa in funzione di durata e tempo di ritorno a mezzo dell'equazione di possibilità pluviometrica (13). Lo ietogramma (18) può assumere forme diverse a seconda dei valori dei parametri  $p$  e  $q$  (Figura 2a). Se si escludono i casi di ietogrammi con più di un picco, è ragionevole ritenere che questo modello consenta di rappresentare una varietà di sequenze temporali di precipitazione e di individuare quali di esse siano maggiormente onerose ai fini della stabilità del versante. Inserendo l'equazione (18) in (8) e derivando rispetto a  $t^*$  è possibile determinare una relazione tra il tempo  $t_p^*$ , in cui si verifica la pressione massima, e la durata dell'evento  $T^*$ . Analogamente al caso di pioggia costante, questo legame risulta essere indipendente dal tempo di ritorno e varia significativamente con la forma dello ietogramma come si può osservare in figura 2b. In particolare, quando il centro di massa dello ietogramma è posizionato all'inizio o a metà dell'evento, il picco di pressione si verifica prima della fine della precipitazione, ad eccezione del caso di eventi di durata inferiore al tempo necessario alla propagazione dell'onda di pressione alla profondità  $Z$  in esame. Se, invece, il centro di massa dello ietogramma ricade verso la fine dell'evento, il tempo di picco è maggiore di  $T^*$  come era stato osservato anche nel caso di pioggia ad intensità costante. Limitando a questo punto l'analisi ai due casi estremi di ietogrammi triangolari con massimo all'inizio o alla fine dell'evento di precipitazione, è possibile determinare la durata,  $T_+^*$ , dell'evento associata ai valori più alti delle sovrappressioni interstiziali. Anche in questo caso  $T_+^*$  è indipendente dal tempo di ritorno e varia a

seconda del valore dell'esponente  $m$  come rappresentato in Figura 2c. Si osservi come i valori di  $T_+^*$  siano molto simili nel caso di ietogramma linearmente crescente e di pioggia costante nel corso dell'evento. Per valutare quale sia l'effetto della forma dello ietogramma sui valori massimi della sovrappressione neutrale,  $y_I - e$ , di conseguenza, sulle condizioni di stabilità del versante - i valori di  $y_I$  sono stati calcolati per  $T^* = T_+^*$  e  $t^* = t_p^* (T_+^*)$ . I risultati di questa analisi sono riportati in figura 2d: è possibile osservare che la risposta del sistema ad uno ietogramma rettangolare è caratterizzata da sovrappressioni interstiziali superiori di un 20-25% rispetto al caso di piogge ad intensità linearmente crescente. L'uso di ietogrammi a pioggia costante risulta essere pertanto a favore della sicurezza, perlomeno rispetto alle ipotesi di crescita e decrescita lineare dell'intensità di precipitazione. In particolare, quest'ultima risulta essere verosimilmente associata a valori minimi di pressione neutrale rispetto agli altri due casi considerati in questa sede.

## 5 CONCLUSIONI

In questa nota è stato indagato l'effetto transitorio dell'infiltrazione sull'innescò di frane superficiali in un pendio infinito. Con l'utilizzo di un semplice modello lineare, basato sull'equazione di Richards, è possibile studiare l'influenza dell'intensità, durata e forma dello ietogramma di pioggia sulle sovrappressioni neutrali a diverse profondità del suolo. I risultati mostrano che, a una data profondità, la durata della precipitazione più gravosa non dipende dal tempo di ritorno dell'evento in esame, ma solo dalle proprietà meccanico-idrauliche del versante nonché dal tipo di legame esistente tra intensità e durata degli eventi estremi. La forma dello ietogramma di pioggia influenza a sua volta le sovrappressioni idrauliche e, conseguentemente, il rischio di frana. Fissata una durata ed una profondità di pioggia, uno ietogramma costante produce la massima sovrappressione, mentre uno ietogramma decrescente nel tempo risulta essere la condizione meno gravosa per l'innescò delle frane.

## BIBLIOGRAFIA

- Beven, K.J. e M.J. Kirkby, A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Science Bulletin* 24, 43-69, 1979.
- Chow V.T., D.R. Maidment, e L.W. Mays, *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, 1988.
- Iida T., A stochastic hydro-geomorphological model for shallow landsliding due to rainstorm *Catena* 34 (3-4): 293-313, 1999.
- Garcia Guzman A. e E. Aranda Oliver, A stochastic-model of dimensionless hyetograph, *Water Resour. Res.* 29(7): 2363-2370, 1993.
- Iverson R.M., Landslide triggering by rain infiltration, *Water Resour. Res.* 36(7): 1897-1910, 2000.
- Koutsoyiannis D, e E. Foufoula Georgiou, A scaling model of a storm Hyetograph, *Water Resour. Res.* 29(7): 2345-2361, 1993.
- Montgomery D.R., e W.E. Dietrich, A physically-based model for the topographic control on shallow landsliding, *Water Resour. Res.* 30(4): 1153-1171, 1994.
- Reneau S.I., W.E. Dietrich, D.J. Donahue, A.J.T. Jull, e M. Rubin, Late quaternary history of colluvial deposition and erosion in hollows, central California Coast Ranges, *Geol. Soc. Am. Bull.* 102(7): 969-982, 1990.