

dall'assorbimento, che regola non solo l'entità dei deflussi prodotti, ma anche, come conseguenza, la dinamica della loro propagazione.

Alcuni esperimenti di sensitività hanno evidenziato come il peso di tipo yY risulti assai più sensibile di pP al processo di propagazione alveata. Soprattutto per le piogge di breve durata, piccole differenze nel processo di propagazione (effetti di ritardo) possono provocare fluttuazioni molto ampie del rapporto yY . I pesi di tipo pP sono, invece, sostanzialmente stabili. L'*output* restituito dall'esperimento di simulazione è costituito da 2 matrici, contenenti i valori, calcolati per ogni area elementare, dei parametri pP e yY (v., p.e., Figura 3).

4.4. Le soglie pluviali di frana superficiale

4.4.1. Generalità

Per valutare la pericolosità dei fenomeni di frana superficiale, che comportano il collasso anche di interi versanti e costituiscono la principale sorgente delle colate detritiche lungo la rete idrografica, si possono adottare diverse impostazioni: p.e., identificare la suscettibilità di siti potenzialmente pericolosi dall'indagine di campagna (v., p.e., *Neely & Rice*, 1990); proiettare degli scenari di instabilità in base all'inventario delle frane osservate (v., p.e., *De Graff & Canuti*, 1988); analizzare i fattori che caratterizzano l'instabilità osservata dei pendii con tecniche di statistica multivariata (v., p.e., *Carrara*, 1983; *Castellani & Castelli*, 1996); gerarchizzare la stabilità dei pendii sulla base di criteri topografici, litologici, geomorfologici e geostrutturali (v., p.e., *Montgomery et al.*, 1991); individuare i meccanismi di interazione tra meccanica del terreno e dinamica dell'infiltrazione (v., p.e., *Iverson*, 2000); introdurre soglie pluviali d'innescò sulla base dei dissesti osservati (v., p.e., *Sirangelo & Versace*, 1996); ovvero analizzare la probabilità di distacco accoppiando modelli geotecnici e idrologici (v., p.e., *Sidle*, 1992; *Rosso & Serva*, 1998). Un esempio di soglie valutate empiricamente è riportato in Figura 4.11.

L'accoppiamento di un modello di instabilità del pendio con un modello di infiltrazione e trasporto delle acque sul versante è peraltro l'approccio più moderno e innovativo, poiché consente di analizzare in dettaglio i fenomeni fisici che controllano l'innescò delle frane e pone altresì le basi per implementare modelli dinamici spazialmente distribuiti, utili sia a scopo diagnostico che previsionale (v., p.e., *Wu & Sidle*, 1994; *Rulli et al.*, 1999a&b; *Menduni et al.*, 2000a&b; *Gozzini et al.*, 2001). Proprio per l'intrinseca complessità dei fenomeni fisici, questi modelli tendono ad adottare schemi assai sofisticati, che, se consentono la dettagliata rappresentazione dei processi in gioco e diminuiscono le incertezze di previsione nell'ambito del caso specifico, limitano nello stesso tempo la loro capacità di sintesi fenomenologica. Viene qui invece descritto un semplice modello, introdotto da *Rosso* (2002) allo scopo di analizzare la relazione che intercorre tra superficie topografica, dinamica idrologica e stabilità delle coltri detritiche del terreno, al fine di individuare le aree a rischio diretto di frana, sia per effetto di nubifragi, sia per instabilità intrinseca del materiale di coltre anche in assenza di sollecitazione meteorica. Esso muove dall'impostazione di *Montgomery & Dietrich* (1994) alla base del modello SHALSTAB, acronimo di SHALlow Landslides STABility (v., anche *Dietrich & Montgomery*, 1998; *Dietrich et al.*, 2001). Viene però modificato lo schema idrologico per tenere conto non soltanto del tasso di precipitazione critica, ma anche la durata del fenomeno. Questa impostazione utilizza una base informativa costituita da semplici elementi fisici, topografici, geomeccanici e idrologici, permettendo di individuare le aree suscettibili d'innescò dei fenomeni franosi superficiali tramite la sintesi delle caratteristiche salienti del regime



pluviale, della topografia, della resistenza meccanica e dello spessore del terreno. Essa fornisce anche uno strumento di preavviso assai semplice, che può essere facilmente implementato su larga scala.

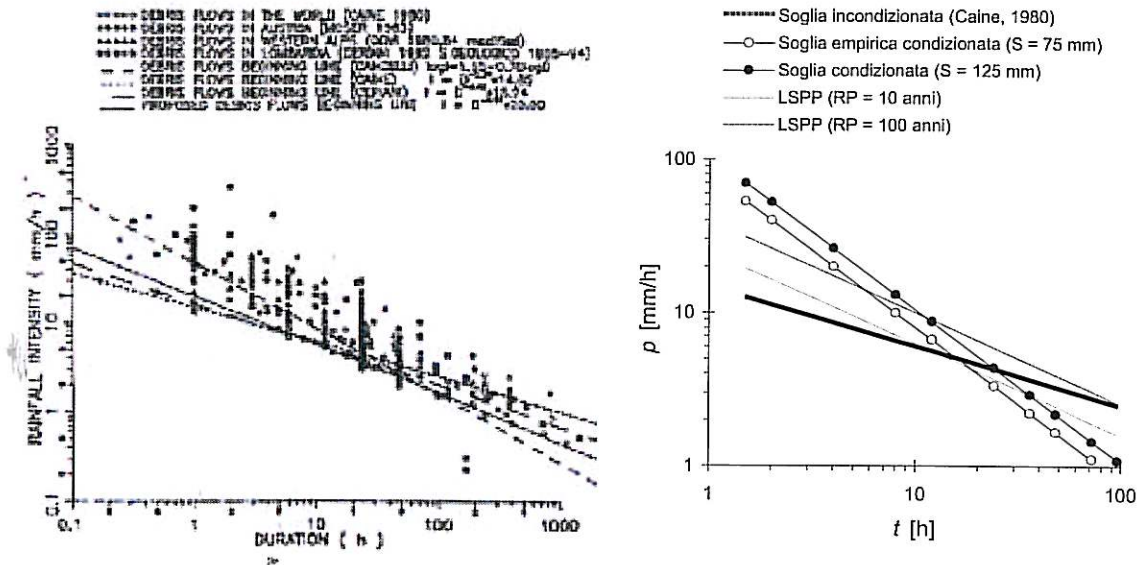


Figura 4.11 - Esempi di soglie pluviali empiriche per la previsione dei fenomeni di instabilità superficiale (sx). La soglia empirica di Caine (1980) relativa a 71 episodi in Nuova Zelanda viene confrontata (dx) con l'analisi di Sidle et al. (1985) basata sulla capacità di assorbimento del suolo e con le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica (LSPP) di Reefton (Nuova Zelanda).

Il modello combina due schemi concettuali, l'uno di stabilità del pendio e l'altro di saturazione idrologica del terreno. Il primo descrive le caratteristiche geomeccaniche e geometriche del pendio in base all'ipotesi di pendio indefinito, il secondo rappresenta le grandezze che caratterizzano la risposta idrologica di versante secondo il meccanismo di produzione del deflusso per saturazione della coltre di suolo. Poiché il modello evidenzia soprattutto il ruolo della morfologia, la parametrizzazione risulta estremamente parsimoniosa e il modello è svincolato, quanto possibile, da parametri di taratura.

4.4.2. La stabilità di un pendio

Il modello muove dall'ipotesi di pendio illimitato o IS, acronimo di Infinite Slope, e si basa sulla legge di Mohr-Coulomb di resistenza al taglio (v. Figura 4.12). In pratica, si assume che (i) il pendio sia illimitato o, in altri termini, che lo spessore della coltre di terreno sia molto minore della lunghezza del versante; e che (ii) sia valida la legge di Mohr-Coulomb, che porge la resistenza al taglio del materiale nella forma

$$\tau = c + (\sigma - u) \tan \phi \quad (4.11)$$

dove σ indica lo sforzo normale, u la pressione nei pori dovuta alla presenza dell'acqua, ϕ l'angolo di attrito interno della massa di terreno lungo il piano di rottura e c la coesione effettiva (drenata) del terreno.

Se l'ordine di grandezza di c è assai minore di quello di $(\sigma - u) \tan \phi$, si può

ragionevolmente trascurare il contributo di c alla resistenza, scrivendo l'Eq. (11) come

$$\tau = (\sigma - u) \tan \phi. \quad (4.12)$$

Anche se trascurare la coesione introduce un'approssimazione apparentemente grossolana, tuttavia le frane superficiali coinvolgono per lo più terreni di tipo sabbioso, cioè terreni caratterizzati da valori di coesione piuttosto modesti. Questa semplificazione è comunque conservativa, Poichè, trascurando il termine addittivo c , la valutazione di stabilità risulta giocoforza a favore di sicurezza. In pratica, si potrebbe anche incrementare artificiosamente il valore di ϕ per compensare la perdita di resistenza che si verifica trascurando c , pur con le cautele legate alla dinamica di c in presenza d'acqua. L'Eq. (12) si può anche scrivere come

$$(\rho_s g z \cos \theta) \sin \theta = (\rho_s g z \cos^2 \theta - \rho_w h g \cos^2 \theta) \tan \phi, \quad (4.13)$$

dove ρ_s indica la densità del suolo secco, ρ_w la densità dell'acqua, g l'accelerazione di gravità, z la quota del terreno, h il livello di falda e θ la pendenza del versante.

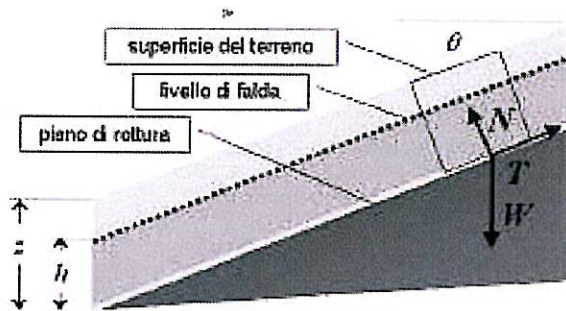


Figura 4.12 - Schema monodimensionale del terreno in presenza di falda freatica e schema di equilibrio per un pendio indefinito, dove W indica il peso del conico di coltre di terreno, T la resistenza al taglio nell'area di scorrimento e N la resistenza normale nell'area di scorrimento.

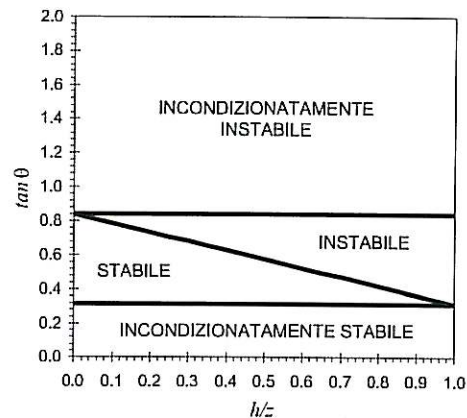


Figura 4.13 - Condizioni di stabilità di una coltre detritica con angolo d'attrito interno $\phi' = 45^\circ$ e rapporto di densità ρ_s/ρ_w pari a 1.6.

Esplicitando il rapporto $w = h/z$, dall'Eq. (13) si ottiene la relazione

$$w = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right), \quad (4.14)$$

che mostra come il terreno non debba essere necessariamente saturo ($w = h/z = 1$) per franare, poiché il secondo membro dell'Eq. (14) può variare da zero, quando $\theta = \phi$, a un valore massimo di ρ_s/ρ_w , quando $\tan \theta = 0$, cioè in un'area pianeggiante. Nell'ipotesi che i flussi idrici nella coltre del versante siano rappresentati da un moto di filtrazione con linee di flusso parallele al pendio, si avrà sempre $0 \leq w = h/z \leq 1$, poiché $h \leq z$.

In base all'Eq. (14) si possono evidenziare nettamente quattro campi di stabilità sul piano

cartesiano ($w, \tan\theta$), a seconda delle relazioni che intercorrono tra le grandezze considerate. Se $\tan\theta < (1 - \rho_w/\rho_s) \tan\phi$, la coltre detritica è incondizionatamente stabile, poiché il pendio rimane stabile per qualunque condizione di flusso, mentre se $\tan\theta \geq \tan\phi$ la coltre detritica è incondizionatamente instabile, poiché il pendio risulta instabile anche in assenza di flussi idrici, ossia per $w = 0$. La stabilità dipende invece dal livello di falda quando $(1 - \rho_w/\rho_s) \tan\phi < \tan\theta < \tan\phi$, ossia

- se $(1 - \rho_w/\rho_s) \tan\phi < \tan\theta < \tan\phi$ e $w < (1 - \tan\theta / \tan\phi) \rho_s/\rho_w$, la coltre è stabile; e
- se $(1 - \rho_w/\rho_s) \tan\phi < \tan\theta < \tan\phi$ e $w > (1 - \tan\theta / \tan\phi) \rho_s/\rho_w$, la coltre è instabile.

Queste quattro situazioni sono evidenziate in Figura 4.13 per un terreno caratterizzato da un angolo d'attrito interno ϕ pari a 45° e da un rapporto di densità ρ_s/ρ_w pari a 1.6.

4.4.3. Il flusso idrico nel versante

Nell'ipotesi di formazione del deflusso superficiale per eccesso di saturazione del terreno secondo il meccanismo di Dunne, la descrizione dei flussi idrici lungo il pendio può fare riferimento a un semplice schema di flusso, introdotto dal modello TOPOG di O'Laughlin (1986). La geometria del sistema viene schematizzata in Figura 4.14, dove viene evidenziato il percorso dell'acqua sia nell'ipotesi che non si manifestino fenomeni significativi di ruscellamento superficiale, sia che si saturi una superficie del terreno, dando origine al ruscellamento superficiale.

Se si indica con p la precipitazione efficace, ovvero la precipitazione meteorica depurata di eventuali perdite per evapotraspirazione e percolazione nel substrato, con a l'area contribuente drenata dalla sezione delimitata dalla generica isoipsa di lunghezza b , con z lo spessore totale del suolo al di sopra dello strato roccioso e con h lo spessore del suolo saturo, l'equazione di continuità applicata al volume di controllo W comporta

$$ap - q = \frac{dW}{dt} = a \frac{dh}{dt}, \text{ per } h \leq z, \quad (4.15)$$

mentre $ap - q - r = 0$ per $h > z$, dove r indica la portata di ruscellamento superficiale, quale si attua quando si raggiunge la saturazione di una porzione della superficie dell'elemento a , e t la durata della precipitazione. Il moto di filtrazione attraverso la coltre detritica è governato dalla legge di Darcy e, nell'ipotesi di superficie piezometrica parallela al fondo, la portata trasmessa attraverso la sezione delimitata dalla generica isoipsa di lunghezza b è quindi data da

$$q = (bh \cos\theta) K \tan\theta = bhK \sin\theta, \quad (4.16)$$

dove K indica la conduttività idraulica a saturazione del terreno e $\tan\theta$ il gradiente idraulico, parallelo al pendio di pendenza θ . Sostituendo la (16) nella (15a) e integrando l'equazione differenziale per condizioni iniziali secche, $h(0) = 0$, si ottiene, se $ap(bK \sin\theta)^{-1} \leq z$,

$$h = \frac{ap}{bK \sin\theta} \left(1 - e^{-\frac{bK \sin\theta}{a} t} \right), \quad (4.17a)$$

e, se $ap(bK \sin\theta)^{-1} > z$,



$$h = \begin{cases} \frac{ap}{bK \sin \theta} \left(1 - e^{-\frac{bK \sin \theta}{a} t} \right) & , \text{ se } t \leq -\frac{a}{bK \sin \theta} \ln \left(1 - \frac{bT \sin \theta}{ap} \right); \\ z & , \text{ se } t > -\frac{a}{bK \sin \theta} \ln \left(1 - \frac{bT \sin \theta}{ap} \right). \end{cases} \quad (4.17b)$$

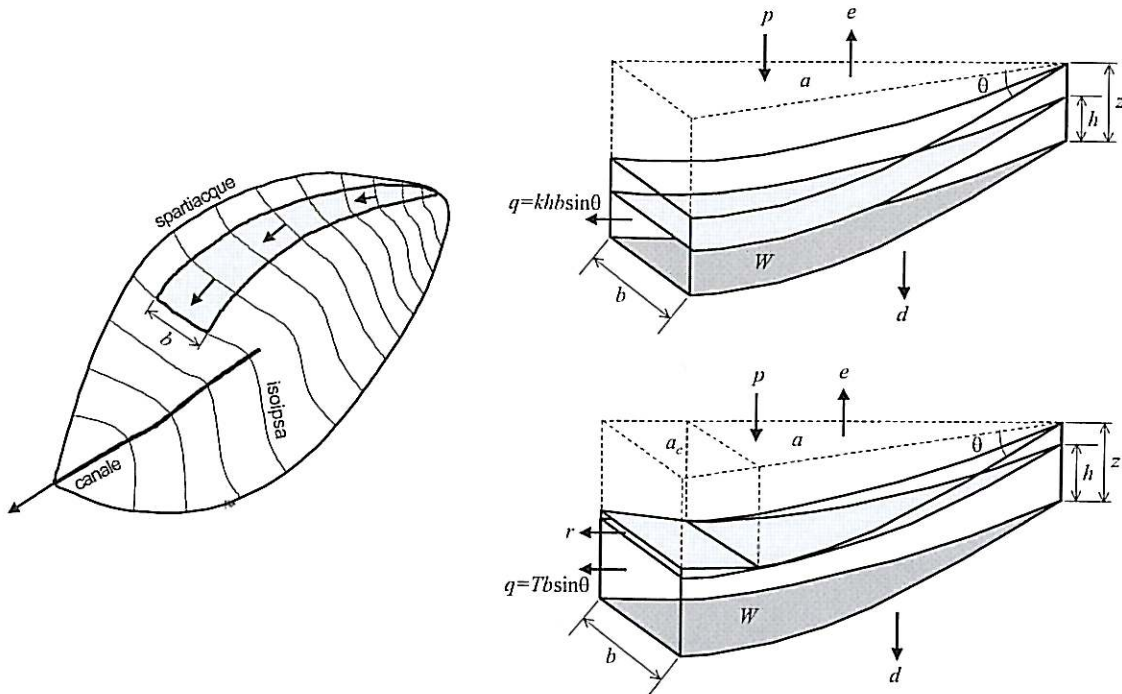


Figura 4.14 - Schema di un'area elementare di drenaggio, in pianta (sx) e in sezione (dx) in condizioni di parziale (*in alto*) e totale (*in basso*) saturazione della coltre di terreno.

In termini di contenuto idrico, rappresentato da $w = h/z$, si ha

$$w = \frac{ap}{bT \sin \theta} \left(1 - e^{-\frac{bK \sin \theta}{a} t} \right), \text{ se } ap(bT \sin \theta)^{-1} \leq 1, \quad (4.18a)$$

e, se $ap(bK \sin \theta)^{-1} > 1$,

$$w = \begin{cases} \frac{ap}{bT \sin \theta} \left(1 - e^{-\frac{bK \sin \theta}{a} t} \right) & , \text{ se } t \leq -\frac{a}{bK \sin \theta} \ln \left(1 - \frac{bT \sin \theta}{ap} \right); \\ 1 & , \text{ se } t > -\frac{a}{bK \sin \theta} \ln \left(1 - \frac{bT \sin \theta}{ap} \right). \end{cases} \quad (4.18b)$$

dove T indica la trasmissività della coltre, definita come l'integrale lungo lo spessore del suolo della conduttività idraulica in condizioni di saturazione dell'intera coltre di terreno.

Le Figure 4.15 e 16 mostrano un esempio del diverso comportamento di un versante al variare del rapporto geomorfologico a/b , rispettivamente in termini di contenuto idrico della coltre di terreno e di produzione di deflusso. A parità di pendenza del pendio, l'aumentare di a/b fa sì che la sezione di drenaggio diminuisca e, quindi, aumenti il contenuto idrico $w = h/z$.

Inoltre, più il versante è ripido, maggiore è $\sin\theta$ e il deflusso subsuperficiale diventa molto rapido, così che w tende a ridursi. In pratica, ci possiamo attendere valori cospicui di w , coincidenti o prossimi alla saturazione della coltre, laddove la pendenza del versante si addolcisce, mentre nei versanti molto ripidi i valori di w saranno, a parità di sollecitazione meteorica, più modesti.

pendenza: 35°, area drenata: 0.01 Km²,
trasmissività: 65 mq/d, spessore di coltre: 1.00 m,
tasso di pioggia: 100 mm/d

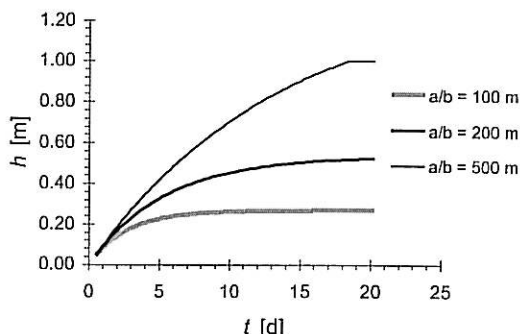


Figura 4.15 - Livello idrico nella coltre di suolo del versante al variare dell'indice geomorfico a/b .

pendenza: 35°, area drenata: 0.01 Km²,
trasmissività: 65 mq/d, spessore di coltre: 1.00 m,
tasso di pioggia: 100 mm/d

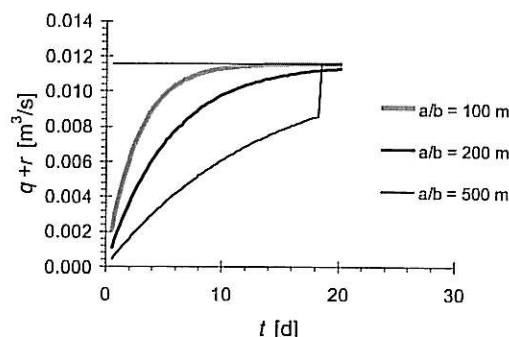


Figura 4.16 - Produzione di deflusso del versante al variare dell'indice geomorfico a/b .

Lo studio di *Montgomery & Dietrich* (1994) contemplava il solo stato stazionario, ossia il comportamento limite del flusso idrico a regime, indipendente dal tempo. Osserviamo come l'effetto del transitorio risulti invece assai rilevante, a meno che, per l'elevato tasso di pioggia relativo, il sistema non si saturi immediatamente. Le condizioni critiche ai fini della stabilità del versante possono quindi essere fortemente influenzate dal transitorio e la soluzione a regime può anche rivelarsi non conservativa. Si osserva infine come, in termini di tasso di produzione del deflusso, il modello sia in grado di descrivere l'effetto soglia che si verifica allorché la coltre del terreno si satura e le acque di pioggia in eccesso vengono rifiutate dal terreno stesso, dando origine a fenomeni di ruscellamento sul versante (v. Figura 4.16, caso $a/b = 500$ m).

4.4.4. La soglia pluviale di instabilità del pendio

Il modello idrologico viene integrato con lo schema geomeccanico sostituendo il contenuto idrico w fornito dal modello idrologico di versante al rapporto w che interviene nello schema di stabilità dell'Eq. (14). Si ricava così, in condizioni di equilibrio, l'equazione

$$\frac{ap}{bT \sin \theta} \left(1 - e^{-\frac{bK \sin \theta}{a} t} \right) = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right), \quad (4.19)$$

che descrive le condizioni critiche di distacco della frana superficiale. Risolvendo l'Eq. (19) in p si ricava quindi la soglia pluviale di instabilità della coltre detritica nella forma

$$p_{CR}(t) = \frac{T \frac{b}{a} \sin \theta \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right)}{1 - e^{-\frac{bK \sin \theta}{a} t}}, \quad (4.20)$$



che mette in luce la non trascurabile dipendenza del tasso della pioggia critica dalla durata della precipitazione stessa. Si osservi anche la notevole influenza dell'indice geomorfico di contrazione del versante (a/b) sulla soglia pluviale di innesco dei fenomeni di franamento superficiale (v. Figura 4.17).

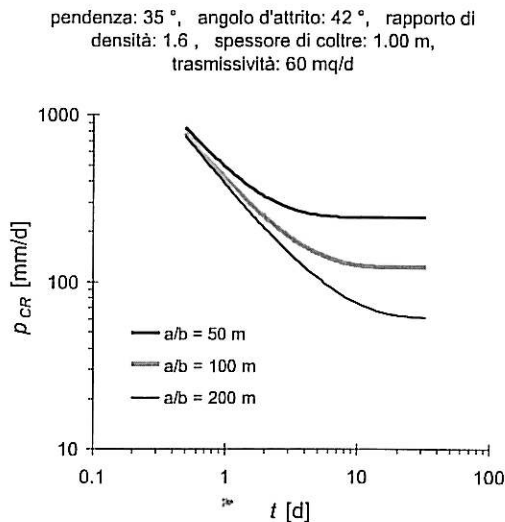


Figura 4.17 - Relazione fra tasso e durata della precipitazione critica al variare dell'indice geomorfico a/b .

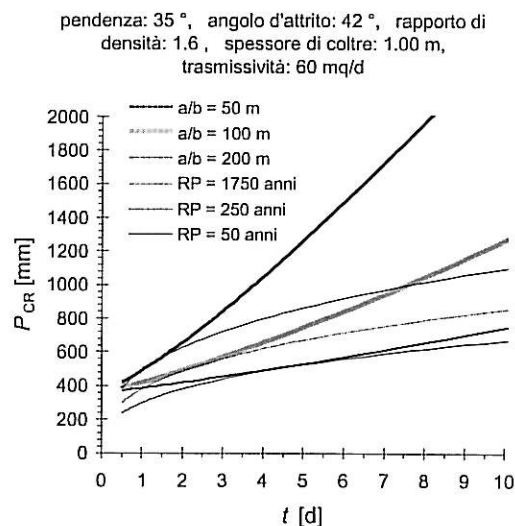


Figura 4.18 - Relazione fra altezza e durata della pioggia cumulata critica al variare di a/b . Sono anche tracciate le LSPP per il periodo di ritorno di collasso ($k = -0.05$, $\alpha = 0.27$, $\varepsilon = 0.83$, $m_1 = 150$ mm e $n = 0.35$).

Se si indica con $P = pt$ l'altezza di pioggia cumulata in un evento piovoso di durata t e tasso medio p di precipitazione, la soglia pluviale sul piano (P, t) è data da $P_{CR} = p_{CR} t$, ossia

$$P_{CR}(t) = T \frac{b}{a} \sin \theta \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \frac{t}{1 - e^{-\frac{bK \sin \theta}{a} t}}, \quad (4.21)$$

dove P_{CR} indica l'altezza critica di pioggia che innesci l'instabilità (v. Figura 4.18).

4.4.5. La scala temporale di evoluzione del versante

La probabilità con cui le precipitazioni si verificano in una dato sito è generalmente rappresentata dalle linee segnalatrici di probabilità pluviometrica (LSPP). Nell'ipotesi di invarianza di scala (Burlando & Rosso, 1996) l'altezza di pioggia che, in un generico anno, può venire superata con assegnata probabilità si riscalda con la durata di precipitazione t secondo una legge di potenza, il cui esponente costituisce l'impronta microclimatica del regime pluviale. L'altezza di pioggia P_F che può venire superata con probabilità $(1 - F)$ è quindi legata alla durata t dalla relazione

$$P_F(t) = m_1 x_F t^n, \quad (4.22)$$

dove m_1 rappresenta il valore atteso di $P(1)$, ossia la media del massimo annuale di altezza di

pioggia per una durata unitaria, n l'esponente di scala e x_F il quantile F -esimo della variabile rinormalizzata, data dal rapporto tra l'altezza di pioggia e il suo stesso valore atteso, invariante con la durata (Rosso *et al.*, 1987).

La frequenza critica con cui si manifesta l'instabilità del versante si può quindi determinare accoppiando le Eq. (21) e (22). La soluzione è data dal valore di F per cui $P_F(t) = P_{CR}(t)$ per $t = t_{CR}$, essendo $P_F(t) < P_{CR}(t)$ per ogni $t \neq t_{CR}$. Poichè differenziando l'Eq. (21) si nota come $\partial^2 P_{CR} / \partial t^2 > 0$ e, nel contempo, l'Eq. (22) comporta $\partial^2 P_F / \partial t^2 < 0$, la soluzione è univoca e il valore di durata t_{CR} assume il significato di durata critica ai fini dell'innescare dei fenomeni di franamento superficiale.

Un esempio di tale valutazione è mostrato in Figura 4.18; qui, la curva di crescita x_F della LSPP è determinata in base alla distribuzione generalizzata del valore estremo (GEV), ossia

$$x_F = \varepsilon + \frac{\alpha}{k} \left(1 - e^{-ky} \right), \text{ con } y = -\ln(-\ln F) = -\ln \left(\ln \frac{RP}{RP-1} \right), \quad (4.23)$$

dove i parametri k , α ed ε indicano, rispettivamente, il parametro di forma, di scala e di posizione della distribuzione, essendo y la variabile ridotta di Gumbel, funzione della frequenza F ovvero del periodo di ritorno RP , in anni.

La soluzione mostra la notevole influenza dell'indice geomorfico di contrazione del versante (a/b) non soltanto sulla durata critica delle precipitazioni che sono in grado di innescare i fenomeni di franamento superficiale, ma anche sul periodo di ritorno dell'assetto idrometeorologico che caratterizza l'instabilità del pendio. In particolare, all'aumentare di a/b diminuisce il periodo di ritorno di collasso e, nello stesso tempo, aumenta la durata critica della precipitazione che innesci il collasso stesso. La valutazione del periodo di ritorno con cui l'instabilità del pendio si può innescare nelle varie unità morfologiche di un bacino idrografico può fornire indicazioni sulle scale temporali con cui la sollecitazione meteorica modella il paesaggio tramite i processi di distacco della coltre e di conseguente colata detritica.

La struttura di questo modello può essere anche implementata nei modelli dinamici spazialmente distribuiti. In particolare, si adatta assai bene per l'inserimento nei modelli di rappresentazione dei percorsi idrici tramite tubi di flusso appoggiati alla topografia digitale, secondo lo schema di Menduni *et al.* (2002) che supera le difficoltà di rappresentazione, che si riscontrano nell'applicazione dei tradizionali modelli a griglia più o meno regolare, e ottenere condizioni geometriche al contorno più realistiche in relazione alla dinamica dei flussi idrici (Rosso, 1994). In questo contesto, si possono impiegare i moderni modelli topografici digitali a fine risoluzione (p.e., 1 m) ottenuti tramite rilevamento laser ALTM, acronimo di Airborne Laser Terrain Mapper.

Riferimenti bibliografici

- Autorità di Bacino del Fiume Arno, *Piano di Bacino del Fiume Arno – Rischio Idraulico: inquadramento delle problematiche e sintesi degli strumenti di intervento previsti dal progetto di piano di bacino*, quaderno 6, Firenze, Settembre 1996.
- Burlando, P., Rosso, R., Cadavid, L. & J.D. Salas, Forecasting of short-term rainfall using ARMA models, *J. Hydrol.*, **144**, 193-211, 1993.
- Burlando, P. & R. Rosso, Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves of storm precipitation, *J. Hydrol.*, **187**, 45-64, 1996.
- Caine, N., The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows, *Geografiska Annaler*,



- 62A, 23-27, 1980.
- Castelli, F. & I. Becchi, Sulla gestione economicamente ottimale di misure anti - alluvionali integrate di tipo strutturale e non, in *Atti XXVI Conv. Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Catania, 1998.
- CNR-GNDICI, *MAPPAVI*, Censimento delle aree italiane storicamente colpite da frane e da inondazioni, Versione 1.2, mappavi@gndci.pg.cnr.it, CNR-GNDICI, Dicembre, 1998.
- Cunge, J.A., On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum Method). *IAHR J. Hydraul. Res.*, 7, 205-230, 1969.
- Dietrich, W.E., Bellugi, D. & R. Real de Asua, Validation of the shallow landslide model, SHALSTAB, for forest management, in: *Land Use and Watersheds: Human influence on hydrology and geomorphology in urban and forest areas*, edited by M.S. Wigmosta, & S.J. Burges, Amer. Geoph. Union, Water Science and Application, 2, p.195-227, 2001.
- Dietrich, W.E. & D.R. Montgomery, SHALSTAB: a digital terrain model for mapping shallow landslide potential, NCASI Technical Report, 29pp, February, 1998.
- Carrara, A., Multivariate models for landslide hazard evolution, *Math. Geol.*, 15, 403-426, 1983.
- Castellani, L. & F. Castelli, Un modello probabilistico distribuito dei franamenti superficiali durante eventi meteorologici intensi, *Atti XXV Conv. Idraul. e Costr. Idraul.*, 1, 365-376, Torino, 18-20 settembre, 1996.
- De Graff, J.V. & P. Canuti, Using isopleth mapping to evaluate landslide activity in relation to agricultural practices, *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.*, 38, 61-71, 1988.
- Gozzini B., Menduni G., Meneguzzo F., Rosso R. & M.C. Rulli, Influence of nonuniform rainfall fields on slope stability, in: *Hydrology Days*, edited by J. Ramirez, CSU, Fort Collins, 75-84, 2001.
- Han, D., Griffith, R.J. & I.D. Cluckie, An overview of radar based rainfall forecasting techniques, in: *Radar hydrology for real time flood forecasting*, edited by Griffith, R.J., Cluckie, I.D., Austin, G.L. & D. Han, European Communities, EUR 19888, Brussels, 2001.
- Iverson, R.M., Landslide triggering by rain infiltration, *Water Resour. Res.*, 36, 1897-1910, 2000.
- Mancini, M., Montaldo, N. & R. Rosso, Effetti di laminazione di un sistema d'invasi artificiali nel bacino del fiume Toce, *L'Acqua*, 4, 31-42, 2000.
- Mancini, M. & R. Rosso, Using GIS to assess spatial variability of SCS Curve Number at the basin scale, in: *New Directions for Surface Water Modelling*, edited by M.L. Kavvas, IAHS Publ. no.181, pp.435-444, 1989.
- Menduni G., Pagani A., Rulli M.C. & R. Rosso, A non conventional watershed partitioning method for semidistributed hydrological modelling: the package ALADHYN, *Hydrol. Proc.*, 16, 277-291, 2002.
- Menduni, G., Rosso, R. & M.C. Rulli, L'evento che ha colpito la Versilia e la Garfagnana il 19 Giugno 1996. Analisi dei fenomeni franosi e presupposti per una modellistica idrologica, *L'Acqua*, 3, 131-142, 2000b.
- Menduni G., Rosso R. Rulli M.C., Gozzini B., F. Meneguzzo, Effetti del vento sulla instabilità dei pendii determinata da eventi meteorici intensi: un caso di studio. *Atti XXVII Convegno di Idraul. e Costr. Idraul.*, 2, 77-84, Genova, 12-15 Settembre, 2000b.
- Montgomery, D.R. & W.E. Dietrich, A physically based model for the topographic control on shallow landsliding, *Water Resour. Res.*, 30, 1153-1171, 1994.
- Montgomery, D.R., Wright, R.H. & T. Booth, Debris flow hazard mitigation for colluvium-field swales, *Bull. Assoc. Eng. Geol.*, 28, 303-323, 1991.
- Neely, M.K., & R.M. Rice, Estimating risk of debris slides after timber harvest in northwestern California, *Bull. Assoc. Eng. Geol.*, 27, 281-289, 1990.
- O'Loughlin E.M., Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis, *Water Resour. Res.*, 22, 794-804, 1986.
- Pielke, R.A., *Mesoscale meteorological modeling*, 2nd Edition, Academic Press, San Diego, CA, 676pp., 2001.
- Ponce, V.M., Diffusion wave modelling of catchment dynamics. *J. Hydr. Engrg. Am. Soc. Civ. Eng.*, 112(8), 716-727, 1986.
- Rosso, R., An introduction to spatially distributed modeling of basin response, in: *Advances in Distributed Hydrology*, edited by R. Rosso, A. Peano, I. Becchi and G. Bemporad, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 3-30, 1994.
- Rosso, R., Sulla valutazione dei fattori idrologici e geomorfici di innesco delle frane superficiali nei bacini montani, *Atti XVIII Convegno di Idraulica e Costruzioni idrauliche*, Potenza, 16-19 settembre, 2002.
- Rosso, R., De Michele, C. & A. Montanari, La previsione statistica delle piogge di forte intensità e breve durata. Applicazione alla Liguria tirrenica e al bacino del Po, in: *La difesa idraulica del territorio*, a cura di U. Maione e A. Brath, Editoriale Bios, 1-30, Cosenza, 1997.
- Rosso, R. & L. Serva, 19 Giugno 1996: Alluvione in Versilia e Garfagnana, ANPA-APAT, Firenze, 1998.



- Rulli, M.C., Menduni, G. & R. Rosso, Hydrologic thresholds for shallow landslides in mountain watershed: a spatially distributed simulation analysis, Proc. Int. Conf. Forestry Hydrology, Banff, May 9-13, *Can. Geophys. Un. Hydrol. Sec., IAHS Publ.*, 294-300, 1999a.
- Rulli, M.C., Menduni, & R. Rosso, A distributed slope stability model to study shallow landslides initiation in catchment characterized by low permeable soil, Proc. IAHR Symp. River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, **1**, 327-336, Genoa, September 9-13, 1999b.
- Sidle, R.C., Pierce, A.J. & C.O. O'Loughlin, Hillslope stability and land use, Am. Geoph. Un., Water Resources Monograph, **11**, 1-140, 1985.
- Sidle, R.C., A theoretical model of the effects of timber harvesting on slope stability, *Water Resour. Res.*, **28**, 1897-1910, 1992.
- Sirangelo, B. & P. Versace, A real time forecasting model for landslides triggered by rainfall, *Meccanica*, **31**, 73-85, 1996.
- USDA - U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, *National Engineering Handbook*, section 4, Hydrology, Rev. ed., U.S. Department of Agriculture, Washington D.C., U.S.A, 1972, 1986 e 1994.
- Wu, W., & R.C. Sidle, A distributed slope stability model for steep forested basins, *Water Resour. Res.*, **31**, 2097-2110, 1995.

