

MODELLO PROBABILISTICO DI INNESCO DI FRANE SUPERFICIALI NEI BACINI IDROGRAFICI ALPINI

SOIL SLIP TRIGGERING MODEL FOR ALPINE CATCHMENTS

Caterina Cazzaniga¹, Simonetta De Donatis², Marco Pilotti³, Enrico Sciesa⁴

RIASSUNTO

Nell'ambito del progetto di cooperazione europea NAB (Interreg IIIB) è stato realizzato un modello per la previsione dell'innesco di frane superficiali, a seguito di eventi meteorologici intensi. Tale modello si compone di un modulo idrologico, che simula la trasformazione afflussi/deflussi in risposta ad uno ietogramma assegnato. L'andamento temporale della saturazione in ciascuna cella, nella quale il bacino è stato suddiviso, viene analizzato in continuo da un modulo di verifica di stabilità, fornendo in ciascun istante la mappa dei fattori di sicurezza.

Regione Lombardia ha quindi elaborato una mappa della pericolosità idrogeologica nei bacini alpini, utilizzando tale modello in associazione con il Sistema Informativo Bacini a Corsi d'Acqua, realizzato nell'ambito di un precedente progetto europeo. In questo modo è stato possibile ottenere dati dettagliati in oltre 2900 bacini della Lombardia. Tali dati sono basilari per una corretta pianificazione territoriale e per una programmazione delle opere di difesa del suolo a scala di sottobacino idrografico.

Keywords: Scivolamento superficiale, bacino idrografico alpino, modello idrologico, mappa della pericolosità idrogeologica.

ABSTRACT

In the frame of the NAB Project (Interreg IIIB), in order to forecast soil slips triggering as a consequence of saturation build-up during heavy rainfall events, a GIS system was developed. A "not strictly statistical model was built; this model is made up of an hydrologic part, which simulate rainfall-runoff formation and the time evolution of soil saturation. The water content within each cell in which the basin is subdivided is used as a basis for computing the safety factor of the stability of each cell as a function of time during the event.

In order to create an hydro geological hazard map, Regione Lombardia combined the elaborated model and the output of a previous project, the Stream and Catchment Informative System, which makes the semi-automatic calculus of peak flow and the magnitude in a small

¹IREALP, via M. Gioia 72, 20124, Milano, Italy

²Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio, U.O. Tutela e Valorizzazione del Territorio, via Sasseti 32/2, 20124 Milano, Italy (Tel.:+39-02-67654177;Fax:+39-02-67652938; email: simonetta_de_donatis@regione.lombardia.it)

³Università degli Studi di Brescia, Facoltà di Ingegneria, Dipartimento di Ingegneria Civile, via Branze 38, 25123 Brescia, Italy

⁴Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio, U.O. Tutela e Valorizzazione del Territorio, via Sasseti 32/2, 20124 Milano, Italy

catchment. In this way it was possible to enrich the data about hazard zoning in over 2900 catchments in Lombardy. The results reached have remarkable importance for land planning and for environmental emergency management.

Keywords: Soil slip, Alpine catchment, hydrologic model, hydro geological hazard map.

INTRODUZIONE

Il problema dell'individuazione delle aree alpine a maggiore predisposizione nei confronti dei fenomeni di innesco di frane superficiali durante eventi meteorologici estremi, in termini di durata e/o di intensità, riveste grande importanza nell'ambito della pianificazione dell'utilizzo del territorio. Anche qualora tali frane non investano direttamente ambiti antropizzati, esse, oltre a concorrere sensibilmente all'apporto solido al reticolo alveato, sono talvolta all'origine di colate detritiche che possono indurre situazioni di grande pericolo, sia nei confronti dei beni materiali esposti, sia della stessa vita umana.

Nell'ambito del progetto di cooperazione europea, NAB (Interreg IIIB – Spazio Alpino), è stato quindi realizzato un codice di calcolo in grado di individuare, all'interno di un bacino idrografico, le aree a maggiore propensione nei confronti di questa fenomenologia (IReR, 2005). Si è inteso raggiungere questo obiettivo mediante una modellistica che potesse innestarsi su di un precedente lavoro effettuato, anche in questo caso all'interno di un progetto Interreg IIIB denominato CatchRisk (A.V., 2005), relativo alla estrazione dei reticoli di drenaggio a partire da modello di elevazione del terreno (DEM), sfruttando così naturalmente l'informazione già disponibile relativa a tutti i possibili sottobacini che possono estrarsi dal DEM regionale. Il metodo individuato deve, dal punto di vista applicativo, intendersi come un codice dipendente dalla parte di analisi geomorfologica precedentemente sviluppata. Il modello è distribuito ed opera a scala di bacino, avvalendosi di informazioni in ingresso di tipo raster.

Tale modello deve superare le limitazioni intrinseche ad approcci di tipo puramente statistico, fornendo, in linea di principio, la collocazione spaziale, l'entità e il tempo di innesco nell'ambito di un assegnato evento meteorico di fenomeni di scivolamento superficiale. Dal punto di vista pratico, a prescindere dalle difficoltà tecniche della realizzazione del compito, si deve tenere presente che si tratta evidentemente di un primo passo in tale direzione, ben consapevoli delle enormi, se non invalicabili, difficoltà che tuttora permangono per un'adeguata caratterizzazione stratigrafica, pedologica, idraulica e meccanica dei versanti e dei bacini oggetto di potenziale analisi.

Volendo riprodurre la genesi fisica del processo di scivolamento superficiale, il modello è costituito da due moduli: il primo idrologico e il secondo di stabilità di versante.

MODULO IDROLOGICO

Per quanto riguarda tale modulo, esso prende forma in un modello distribuito, in grado di simulare la trasformazione afflussi deflussi in occasione di eventi meteorologici estremi. Il modello deve operare partendo dalla descrizione della topografia mediante DEM su grigliato regolare e deve dunque fornire, ad ogni punto del reticolo coprente e in corso di evento, l'idrogramma superficiale e subsuperficiale, oltre al valore puntuale di saturazione corrente del suolo. Il meccanismo di crescita della saturazione simulato deve essere sia dall'alto

(*hortoniano* o per *infiltration excess*) sia dal basso (*dunniano* o per *saturation excess*) potendo le due modalità coesistere nell'ambito dello stesso bacino.

La grandezza fondamentale nella simulazione della risposta di piena di un bacino è costituita dall'ingresso meteorico. Per quanto sia possibile, in linea di principio, specificare sia piogge di tipo spazialmente uniforme per l'intero bacino, sotto forma di un vettore di dati, sia solidi di pioggia nella forma di matrici di altezza di precipitazione associate a ciascun passo temporale, al momento è parso opportuno limitarsi a considerare piogge spazialmente uniformi e temporalmente costanti. In questo caso la precipitazione di assegnato tempo di ritorno può desumersi dalla curva di possibilità pluviometrica della zona di interesse.

Una schematizzazione della struttura attuale del modello idrologico è mostrata in figura semplificata in Figura 1. Tale struttura vede ciascuna cella legata logicamente alle circostanti, essendo ciascuna cella rappresentativa di una porzione elementare di versante.

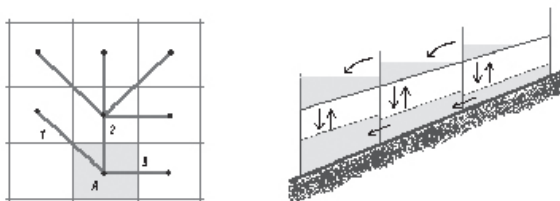


Fig 1: Il deflusso nella cella A viene calcolato solo dopo aver calcolato il deflusso ad essa proveniente dalle celle 1, 2 e 3. Le modalità di trasferimento tra celle sono poi quelle proprie della modellistica a parametri concentrati, ovvero basata su schematizzazione a serbatoio.

Fig 1: The slope is subdivided in cells, which are considered as reservoirs communicating in cascade.

Quando la precipitazione (pioggia lorda) cade sul suolo subisce un primo fondamentale processo. Parte della pioggia può infiltrarsi e parte (pioggia netta) può rimanere in superficie. I due contributi concorrono ciascuno alla formazione di due idrogrammi, ben distinti per le loro caratteristiche. In generale, l'idrogramma connesso alla pioggia netta è quello responsabile del deflusso di piena e dunque sui suoi meccanismi di formazione e di trasferimento si concentrano le analisi volte alla protezione dalle piene. L'idrogramma connesso alla pioggia infiltrata, invece, ha una dinamica più lenta ed è quella che governa in larga misura le variazioni di saturazione del suolo e la dinamica della fase di esaurimento della piena e il successivo idrogramma di magra. Questo aspetto è fondamentale per le finalità del presente lavoro, poiché è proprio l'idrogramma connesso alla quota parte di pioggia infiltrata che determina l'instabilizzazione del suolo.

Il modello idrologico svolge un ruolo fondamentale poiché determina il grado di saturazione nei diversi livelli della cella. Nel presente lavoro si rigetta come irrealistica l'ipotesi stazionaria di Montgomery e Dietrich (1994), ipotesi sulla quale sono basati ancora molti contributi presenti in letteratura, a favore di una modellazione dinamica in corso di evento. In definitiva, quindi, si propende per un modello che, almeno in linea di principio è in grado di predire *dove* si verificherà il collasso e anche *quando*. Il modello implementato nel lavoro si basa su di un meccanismo di determinazione della pioggia netta secondo lo schema di Green e Ampt (1911) e simula una successiva redistribuzione della saturazione all'interno del singolo concio di versante come pure la successiva propagazione nelle celle ad essa collegate, secondo uno schema a serbatoi potenzialmente non lineari.

L'utilizzo del modello è estremamente semplice e presuppone:

- La disponibilità del modello di elevazione del terreno per il bacino che si intende analizzare
- Uno ietogramma da utilizzare per la simulazione (eventualmente creato dal modello a partire da opportune ipotesi o dalla statistica delle piogge intense)
- La disponibilità delle mappe di parametri necessari all'utilizzo dello schema di Green-Ampt. Queste mappe riguardano la profondità del suolo interessato fino alla principale discontinuità di permeabilità, la mappa di porosità, la suzione capillare e la permeabilità satura.

A partire da queste quantità è possibile simulare l'evoluzione di umidità nel suolo del bacino.

Il modello è stato applicato in Lombardia al bacino del Torrente Bagnadore, nei comuni di Zone e di Marone, in Provincia di Brescia (Figura 2). L'area in esame è relativa ad un sottobacino tratto dal DEM regionale a passo 10 m, con area planimetrica di 1.24 kmq, quota massima di 1721.47 m e quota minima di 771.31 m; il T di corrivazione secondo Giandotti è di 0.38 ore, ossia 1368 secondi.

Ciascuna cella in cui è diviso il bacino viene associata, all'interno del modello, al reticolo coprente o a quello permanente. Il comportamento idrologico della porzione di versante o di canale rappresentato dalla cella viene simulato mediante un modello di tipo concentrato, parametrizzato in termini di grandezze locali. In particolare, sulla base del valore delle variabili di stato locali e del comportamento delle celle idraulicamente a monte, ciascun modello fornisce, ad ogni istante di tempo, una uscita locale (il deflusso superficiale e quello ipodermico) la quale viene trasferita alla porzione elementare di bacino (cella) che, nella descrizione di reticolo, è posta a valle. In tale modo, si riproduce la risposta di piena del bacino come una corralità di risposte locali, il cui legame causa-effetto è automaticamente tenuto in conto dalla struttura topologica del reticolo di drenaggio. Dal punto di vista della parametrizzazione del modello a scala di cella, essa è effettuata legando tra loro un parametro globale, oggetto della taratura, modulato però da variabili che sono localmente note (e.g., la pendenza locale). E' chiaro che l'impostazione distribuita del modello consente di ottenere una risposta di tipo distribuito. Si ha cioè la possibilità di conoscere ad ogni istante temporale e in ogni punto del reticolo canalizzato l'andamento dell'onda di piena e il contenuto locale di umidità di ciascuna cella del bacino.

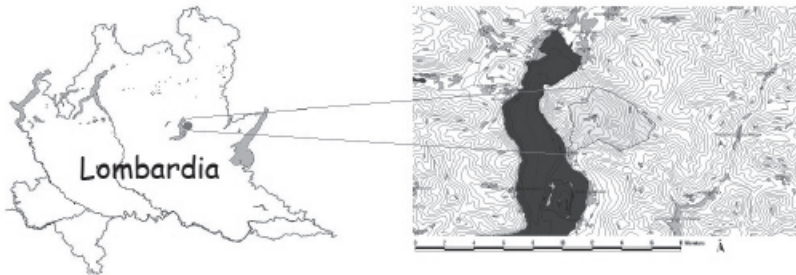


Fig 2: Ubicazione del bacino del torrente Bagnadore (BS).

Fig 2: Bagnadore stream localisation.

Il reticolo canalizzato derivato da quello coprente è stato estratto con una soglia dipendente dalla pendenza, secondo il criterio:

$$A > aS^{-e}$$

dove A=area drenata; a=0.01 [kmq]; S= pendenza locale; e= 1.7.

Infine, il coefficiente di filtrazione K è stato posto pari a 0.004 m/s, valore che pare adatto al tipo di suolo che ci si può attendere nel bacino. Si è adottata una distribuzione di parametri uniforme, tranne che per la profondità del suolo, che è stata assunta variabile tra 0.2 e 0.8 m sulla base di una funzione della elevazione rispetto alla sezione di chiusura e della pendenza locale.

Φ (porosità)	0.3	[-]
Ψ (carico di suzione)	7	[cm]
K (conducibilità idraulica)	40	[cm/ora]
Y (profondità suolo)	0.2<Y<0.8	[m]
Cond. Iniziale	Celle totalmente asciutte	

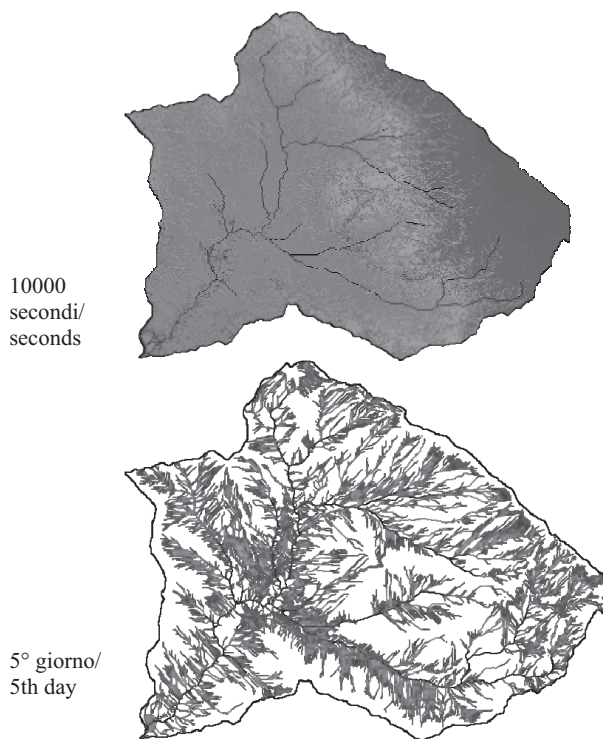


Fig 3: Progressione temporale delle mappe di saturazione del suolo

Fig 3: Soil saturation evolution

Il bacino è stato sollecitato con una precipitazione uniforme di 5 cm/ora per tre ore (Figura 3). Sulla base della statistica delle piogge intense disponibile per la zona in esame, tale evento ha tempo di ritorno pluricentenario. In realtà si deve considerare che il sistema parte da una condizione di totale assenza di umidità nel suolo. Conseguentemente, è plausibile che le prime due ore di precipitazione servano a portare il sistema in condizioni di saturazione, quale quella probabilmente presente al termine di periodi particolarmente umidi. Quindi è l'ultima ora di precipitazione che svolge il ruolo di evento di sollecitazione e, ad essa, si può attribuire tempo di ritorno centennale. Dopo 10 giorni il bacino ha restituito il 99 per cento del volume accumulato durante l'evento ed in alveo si ha una portata di 5 litri/secondo.

MODULO DI STABILITÀ DI VERSANTE

Per quanto riguarda il modulo di stabilità del versante rispetto agli scivolamenti traslazionali, è anch'esso a base fisica ed è accoppiato al modello idrologico, ricevendo da questo l'informazione relativa ai valori locali ed istantanei della saturazione. Il modello dovrà dunque interagire con i risultati della simulazione idrologica, permettendo di suddividere ciascun versante in un numero di concii elementari di dimensioni ritenute sufficienti a rappresentare correttamente il controllo topografico sull'evento. Il modello consente di effettuare le opportune verifiche di stabilità di ciascun concio sotto l'azione delle diverse forze agenti, al fine di permettere la mappatura, in corso di evento, del fattore di sicurezza di ciascun punto all'interno del sottobacino investigato e di individuare, quindi, le aree soggette a possibile collasso traslazionale.

Le prove effettuate con riferimento al bacino campione del torrente Bagnadore mostrano risultati molto soddisfacenti, sia in termini di idrogramma complessivo alla sezione di chiusura del bacino, sia in termini di distribuzione spazio-temporale della saturazione. Un'importante conclusione cui si è pervenuti, in nessun modo ottenibile con approcci più semplificati, riguarda la possibilità di innesco di fenomeni di instabilizzazione ad evento meteorico terminato, anche da molte ore. Tale fatto, apparentemente anomalo, trova una chiara spiegazione nella dinamica del modello. Inoltre, lo schema di Green-Ampt permette di individuare in modo naturale la posizione del fronte saturo che avanza dalla superficie verso il basamento impermeabile (almeno nella schematizzazione qui adottata) del concio. Tale superficie è una seconda possibile superficie di scivolamento preferenziale, che va ad aggiungersi alla superficie costituita dall'interfaccia con il citato basamento. Conseguentemente, la verifica di stabilità viene effettuata per tutte e due le superfici distinte, individuando così due diversi valori del Fattore di Sicurezza (FS): il primo superficiale e il secondo profondo.

Si è quindi qualitativamente verificata la capacità di modellazione di scenari di instabilizzazione, utilizzando il bacino del torrente Bagnadore e modellando la risposta in corrispondenza di un evento intenso a tempo di ritorno ventennale, costituito da 150 mm di precipitazione in tre ore. Si nota in primo luogo che, per quanto il bacino venga ad essere interessato da una franosità diffusa, non si ha un collasso generalizzato, come invece accade frequentemente qualora si utilizzi l'approccio di Montgomery e Dietrich (1994). Tale fatto è essenzialmente conseguenza di due diverse condizioni: in primo luogo, l'aver abbandonato l'ipotesi di funzionamento a regime (*tanto piove a monte, tanto fluisce nella cella*) e in secondo luogo nell'aver lasciato spazio alla coesione che deve *evidentemente* essere presente

in modo rilevante. Le zone di fondovalle o ai piedi dei versanti sono frequentemente interessate da valori minimi di FS che si manifestano a distanza dal termine dell'evento. Infine, in figura 4 si riportano le mappe di FS prese al termine della precipitazione e dopo due giorni. Come si nota, la dinamica temporale del fattore FS è molto rapida per il livello superficiale mentre è molto lenta per i processi connessi al deflusso ipodermico alla Darcy. Si vede allora che i livelli superficiali risentono rapidamente del processo di desaturazione. Gli spartiacque tornano rapidamente a livelli elevati di stabilità mentre le zone di confluenza del deflusso mantengono per tempi lunghi valori bassi, o anche decrescenti, di FS.

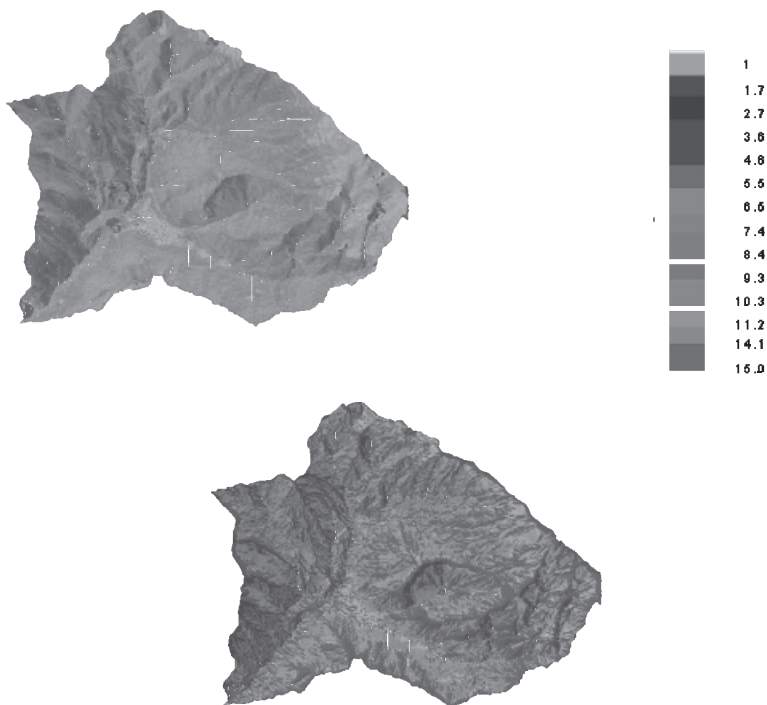


Fig 4: Evoluzione temporale del fattore FS relativo al livello superficiale – Al termine della precipitazione e due giorni dopo

Fig 4: Stability Factor evolution (superficial level) – At the end of the rainfall and after two days

A questo punto non si può tuttavia fare a meno di notare che tutta la modellizzazione effettuata, pur nel suo considerevole livello di complessità, dipende criticamente da alcune distribuzioni di parametri. Tra queste, quelle che maggiormente influenzano il processo sono la permeabilità satura (nel nostro caso supposta spazialmente costante) la distribuzione della profondità del suolo e la coesione efficace, combinazione di un effetto intrinseco e di un effetto radicale. Qualora si proseguiva in questa linea di ricerca, sembra fondamentale

indirizzare gli sforzi sperimentali ad una stima di campo di queste quantità, con riferimento a situazioni bene individuate dove la fenomenologia dei *soil slip* sia storicamente conclamata.

ELABORAZIONE DI UNA MAPPA DELLA PERICOLOSITÀ DI FRANA A SCALA DI SOTTOBACINO IDROGRAFICO

La determinazione della pericolosità a scala di piccolo bacino idrografico montano è propedeutica per determinare le zone a maggior rischio su cui programmare interventi di difesa del suolo e per la pianificazione territoriale. Per tale motivo, utilizzando il sistema informativo Bacini e Corsi d'Acqua (SIBCA), sviluppato da Regione Lombardia nell'ambito del citato progetto CatchRisk, è stato possibile suddividere il territorio montuoso lombardo in oltre 2900 piccoli bacini, di cui sono stati calcolati per ciascuno oltre 50 tra parametri morfologici ed idraulici, indici geologici e di franosità e valori di portata di massima piena e di magnitudo, intesa come massima quantità di materiale detritico trasportabile dal torrente in caso di piena.

A partire da questi dati, ne sono stati individuati alcuni, più significativi per una valutazione di pericolosità, con i quali è stato possibile elaborare una metodologia speditiva che ha permesso di caratterizzare i singoli bacini in funzione della loro predisposizione al dissesto idrogeologico. In particolare sono stati elaborati i dati relativi:

- all'indice di Melton, che fornisce un dato morfologico, legato alla pendenza del bacino, correlabile allo stato di "maturità" del bacino stesso,
- all'indice di franosità, che fornisce indicazioni sullo stato di dissesto presente all'interno del bacino;
- alla magnitudo, che può essere assimilata all'intensità di un evento catastrofico.

A tale elaborazione si è aggiunto il dato ottenuto mediante l'utilizzo del modello di innesco di soil-slip qui presentato.

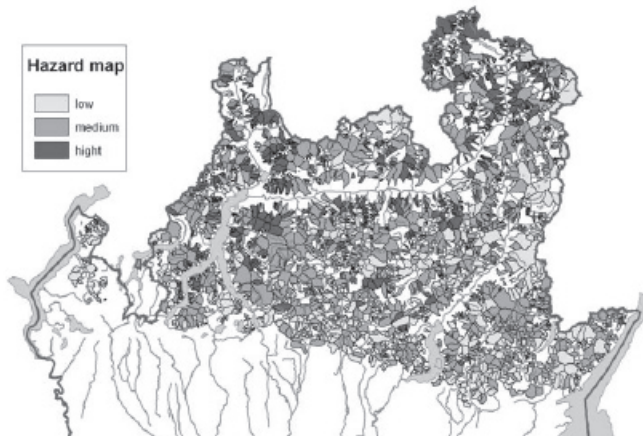


Fig 5: Mappa della pericolosità idrogeologica dell'area alpina lombarda
Fig 5: Lombardy Alpine area: hydro-geological hazard map

Tutti gli oltre 2900 bacini hanno così ottenuto un valore relativo di pericolosità, che non ha in sé un significato assoluto, ma che permette di discriminarli tra loro tramite un semplice confronto dei valori calcolati. E' stata così definita una "classifica" di tutti i bacini, dal più pericoloso, al meno pericoloso, nella quale sono poi state scelte delle classi di pericolosità sulla base di limiti arbitrari.

Il tutto è riportato nella carta (Figura 5) dove il valore di pericolosità idrogeologica relativa è rappresentato tramite una scala cromatica.

BIBLIOGRAFIA

- A.V. (2005): "Mitigation of hydro-geological risk in Alpine catchments – CatchRisk, Program Interreg III B - Alpine Space, Final Report", 189p.
- Green W. H., Ampt G. (1911): "Studies of soil physics, Part I, The flow of air and fluids through the soil". Jour. Agric. Sci., Vol. 4, 1-24.
- IReR (2005): "Sviluppo di un modello probabilistico di innesco di frane superficiali nei bacini idrografici alpini per la valutazione del rischio idrogeologico", 101p.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E. (1994): "A Physically Based Model For The Topographic Control On Shallow Landslides", Water Resources Research, Vol. 30, n°4, 1153-1171.