



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
FACOLTÀ DI AGRARIA

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

TESI DI LAUREA IN TECNOLOGIE FORESTALI E AMBIENTALI

MODELLAZIONE DEI PROCESSI DI FRANAMENTO SUPERFICIALE NEL BACINO DELL'ALTO CORDEVOLE

Relatore:

Prof. Giancarlo Dalla Fontana

Correlatore:

Dott. Paolo Tarolli

Laureando:

Stefano Panizza

Matricola n. 594693

ANNO ACCADEMICO 2010- 2011

INDICE

RIASSUNTO	4
ABSTRACT	5
1. INTRODUZIONE	6
2. OBIETTIVI DEL LAVORO	10
3. AREA DI STUDIO	11
4. DATI E METODI	20
4.1. DATI.....	20
4.2. DEPITTAGGIO	23
4.3. CALCOLO DELL'AREA DRENATA.....	24
4.4. IL MODELLO SHALSTAB	27
5. APPLICAZIONE DEL MODELLO E DISCUSSIONE DEI RISULTATI	32
5.1. SIMULAZIONE CON PARAMETRI COSTANTI PER TUTTO IL BACINO	35
5.2. SIMULAZIONE CON PARAMETRI DI INPUT SPAZIALMENTE DISTRIBUITI	48
5.3. SIMULAZIONE DEL MODELLO CON DTM A DIVERSA RISOLUZIONE	60
6. CONCLUSIONI	64
BIBLIOGRAFIA	67

RIASSUNTO

In questo lavoro viene applicato il modello SHALSTAB per la valutazione della potenziale propensione al franamento superficiale nel bacino dell'alto Cordevole (7,08 km²). Secondo questo schema di calcolo le condizioni di stabilità di un versante vengono descritte tramite un semplice modello idrologico stazionario ed espresse in funzione dell'area contribuyente, della pendenza locale, dell'intensità di pioggia, e delle caratteristiche idrologiche e geomeccaniche del terreno. Il prodotto finale del modello consta nella restituzione di un indice di stabilità spazialmente distribuito, espresso da valori di pioggia necessaria per attivare un processo di instabilità. L'accuratezza dei risultati restituiti dal modello è strettamente legata all'accuratezza del modello digitale del terreno utilizzato. In questo lavoro sono stati utilizzati DTM con celle di 3 e 5 m di alta qualità, basati su rilievi condotti con tecniche LiDAR. I risultati ottenuti con DTM 3 m forniscono un maggior dettaglio, mentre quelli ottenuti da DTM 5m consentono una lettura più chiara della mappa. Dapprima vengono fatte simulazioni ipotizzando valori costanti per tutto il bacino. Queste simulazioni non hanno condotto a buoni risultati. Considerando valori di coesione e spessore del suolo spazialmente distribuiti sul bacino si ottengono risultati attendibili. L'area caratterizzata da franamenti superficiali viene classificata prevalentemente come instabilizzabile con alti valori di pioggia critica, ma gli elementi a monte di ogni frana vengono classificati instabili. Ulteriori miglioramenti delle prestazioni del modello si possono ottenere da una più corretta calibrazione dei parametri di input tramite specifici rilievi in campo.

ABSTRACT

In this work the model SHASTAB is applied to assess shallow landslide hazard in the upper Cordevole basin (7,08 km²). According to this pattern, slope stability is described by using a simple steady state hydrological model and expressed in function of upslope area, slope, rainfall intensity and hydrological and geomechanical soil properties. The model provides an estimate of the spatial distribution of the critical rainfall, which is the minimum steady state rainfall predicted to cause instability. Simulation based on digital terrain model are only as accurate as digital terrain model upon which they are based. In this paper high quality DTMs with 3m and 5m grid size, based on surveys conducted with LiDAR techniques, were used. The 3m resolution DTM provides more detailed results, while 5m resolution DTM allows a clearer reading of the map. At first, simulations are done assuming constant values throughout the basin. These simulations did not lead to good results. Considering cohesion and soil depth spatially distributed over the basin, the model provides reliable results. The area characterized by shallow landsliding is mainly classified with high critical rainfall values, but the elements upstream each landslide are classified as unstable. Further performance improvements can be obtained from a more accurate calibration of input parameters through specific field surveys.

1. INTRODUZIONE

Nei bacini montani delle Alpi gran parte dei versanti, protetti da un'estesa copertura vegetale, manifestano solitamente una limitata estensione dei processi erosivi. Tuttavia questi processi risultano attivi, oltre che lungo gli alvei, in aree circoscritte generalmente di modeste dimensioni. Tra queste aree sorgenti di sedimento assumono particolare significato i collassi di versante per instabilità superficiale che interessano prevalentemente i terreni sciolti della copertura eluvio-colluviale. Franamenti superficiali generalmente avvengono per mezzo del deflusso sottosuperficiale durante eventi di precipitazione intensi e prolungati. Questi possono essere estremamente pericolosi, poiché, quando l'ammasso si distacca, frana velocemente e con forza distruttiva. Inoltre, tali dissesti sono particolarmente temibili in quanto possono evolvere in colate detritiche man mano che scorrono lungo il versante e assorbono ulteriori quantità di acqua. Queste colate detritiche, incanalate entro le incisioni torrentizie di ordine inferiore, possono investire la rete viaria e le abitazioni.

I fattori che presiedono all'innesco dei fenomeni e alla loro propagazione nel sistema dei versanti e del reticolo idrografico sono molteplici e attengono al clima, alla vegetazione, alla natura dei litotipi, alle caratteristiche pedologiche e alla presenza di condizionamenti di natura antropica. Un ruolo dominante è tuttavia attribuibile all'assetto topografico delle superfici; la morfologia esprime infatti la presenza di un gradiente energetico, condizione necessaria, anche se non sufficiente, per l'attivazione dei processi di trasporto. Il ruolo chiave riconosciuto alla topografia ha trovato enfasi nella peculiarità che caratterizza questo strato informativo; esso è infatti l'unico effettivamente disponibile in forma distribuita con dettaglio e qualità crescenti garantiti dal continuo perfezionamento delle tecniche di rilievo e dalla potenza degli strumenti di elaborazione. L'analisi delle caratteristiche morfometriche dei bacini idrografici e di quelle topologiche del reticolo idrografico fa parte della tradizione della geomorfologia quantitativa, ma è con le rappresentazioni numeriche del terreno (Modelli Digitali del Terreno, DTM) che sono state aperte feconde e tuttora non esaurite possibilità di interpretazione e analisi dei processi che controllano l'evoluzione geomorfologica del territorio.

L'azione innescante delle frane superficiali è attribuibile in genere all'elevato afflusso meteorico che si viene ad infiltrare negli strati più superficiali del suolo, non smaltibile altrettanto celermente nelle parti più profonde e meno permeabili o attraverso il substrato roccioso. Ne consegue, in funzione della conducibilità idrica dei vari livelli del suolo ed in relazione all'intensità di pioggia, un processo più o meno rapido di saturazione; si forma quindi una temporanea falda acquifera, talora sospesa, che defluisce in buona parte lungo vie parallele al versante. L'aumento delle pressioni interstiziali che si manifesta in tal modo determina una diminuzione delle forze stabilizzanti agenti sull'elemento generico di terreno appartenente al pendio. In particolari condizioni l'aumento dello spessore della zona interessata dal moto di filtrazione può condurre all'insacco del processo di distacco del materiale.

Tale tipologia di dissesto riguarda generalmente spessori modesti di terreno, per lo più compresi tra 0,5 ed 3-4 metri. Il materiale instabilizzato viene successivamente trasferito, almeno in parte, al reticolo idrografico ed alimenta il trasporto solido, influenzando la dinamica temporale della propagazione del sedimento lungo la rete di drenaggio e la morfologia stessa dell'alveo.

La possibilità di identificare la maggiore o minore suscettibilità di collasso superficiale nel sistema dei versanti di un bacino idrografico si rivela, quindi, importante sia al fine di una politica di prevenzione del rischio che per una corretta valutazione del bilancio di sedimenti a scala di bacino. In letteratura vengono riportati numerosi metodi finalizzati allo studio dell'instabilità dei pendii e all'individuazione di aree soggette a franamenti superficiali (Carrara et al., 1991; Dietrich et al., 1992; Sidle, 1992; Montgomery e Dietrich, 1994; Wu e Sidle, 1995; Montgomery et al., 1998; Pack et al., 1998; Borga et al., 1998, 2002; Tarolli e Tarboton, 2006).

Un primo livello di indagine, interamente affidato alle capacità descrittive della morfologia, vede l'utilizzo di una serie di indicatori topografici, utili per individuare le aree suscettibili all'erosione e al trasporto (*area drenata, pendenza locale, Stream Power Index SPI, Dimensionless Stream Power Index DSPI, Deficit on channel NETWORK DENET, etc.*). Ad un livello maggiore di complessità l'informazione topografica è incorporata in schemi

modellistici, che descrivono i fenomeni di collasso superficiale alla luce di equazioni che esprimono una condizione di equilibrio limite statico o quasi-statico, in modo da tenere conto dell'effetto della forza media indotta sul generico elemento di pendio dal processo di infiltrazione e di filtrazione che si realizza nell'ammasso (Montgomery e Dietrich, 1994; Pack et al., 1998; Iverson, 2000).

La descrizione dei processi di collasso superficiale richiede l'articolazione dello schema predittivo in due segmenti: un modello idrologico per la descrizione dei processi di filtrazione parallela al pendio ed un modello basato sulla teoria dell'equilibrio limite di un pendio infinitamente esteso per l'analisi di stabilità dei pendii in presenza di deflusso sottosuperficiale. Il prodotto finale del modello generalmente consta della restituzione di un indice di stabilità spazialmente distribuito. L'accuratezza dei risultati ottenuti in parte dipende dalla qualità e dal dettaglio dei dati topografici, ma anche dalla calibrazione dei parametri di input.

Uno degli schemi di calcolo più noti, corrispondenti a tale impostazione, è quello proposto da Montgomery e Dietrich (1994), posto alla base del modello conosciuto come SHALSTAB. Secondo tale approccio, le condizioni di stabilità di un versante vengono descritte tramite un semplice modello idrologico stazionario ed espresse in funzione dell'area contribuyente, della pendenza locale, dell'intensità di pioggia, e delle caratteristiche idrologiche e geomeccaniche del terreno. L'indice predittivo è rappresentato da valori di pioggia necessaria per attivare un processo di instabilità. Pack et al. (1998) sviluppano un modello di stabilità basato sugli stessi assunti di SHALSTAB e denominato SINMAP, ma differente per alcuni aspetti soprattutto riconducibili alla procedura per il calcolo dell'area drenata ed alla restituzione di un indice predittivo non espresso come valori di pioggia critica ma come probabilità di accadimento entro un dato range di parametri di input. Borga et al. (2002) propongono un'evoluzione agli assunti teorici nella modellazione dei processi di franamento superficiale restituendo come prodotto finale un indice di stabilità quasi dinamico legato a precipitazioni di data durata, intensità e frequenze. Tarolli e Tarboton (2006) introducono un nuovo metodo basato sugli assunti teorici dei modelli di stabilità precedentemente descritti, tuttavia migliorativo per quanto riguarda l'indice di stabilità. Tale metodo consiste nell'individuazione dei più

probabili punti di innesco dei fenomeni di franamento superficiale lungo le direzioni di deflusso.

Nel presente lavoro viene applicato il modello di franamento superficiale SHALSTAB di Montgomery e Dietrich al bacino dell'alto Cordevole. Inizialmente vengono descritte le caratteristiche dell'area di studio, quindi vengono esposti gli assunti teorici alla base del modello, i metodi e i dati utilizzati. Vengono prima effettuate diverse simulazioni prive di calibrazione dei parametri di input, quindi viene applicato il modello con calibrazione dei parametri in funzione dell'uso del suolo. Insieme alle simulazioni sono riportate le discussioni dei risultati e delle analisi effettuate. Nella parte finale del lavoro vengono esposte le osservazioni conclusive.

2. OBIETTIVI DEL LAVORO

Scopo del presente lavoro è l'applicazione del modello di franamento superficiale SHALSTAB al bacino del Cordevole, localizzato in provincia di Belluno nei pressi del Passo Pordoi.

Vengono posti tre obiettivi:

- applicare il modello utilizzando valori dei parametri di input costanti per tutto il bacino e studiare i valori di pioggia critica al variare di angolo di attrito interno, coesione, profondità del suolo e conduttività idraulica. Valutare l'affidabilità dei risultati ottenuti tramite queste simulazioni;
- applicare il modello dopo aver calibrato i parametri di input in funzione dell'uso del suolo, evidenziando i miglioramenti dovuti alla calibrazione e valutando l'affidabilità dei risultati;
- confrontare le mappe di pioggia critica ottenute da diverse simulazioni da modelli digitali del terreno a diversa risoluzione (DTM 3 m e 5 m).

Particolare attenzione viene data alla simulazione con parametri di input spazialmente distribuiti, osservando con l'ausilio delle ortofoto la localizzazione delle aree classificate instabili.

In generale, si è cercato di capire come risponde il modello SHALSTAB al variare dei parametri di input, comprendendo l'importanza delle fonti utilizzate (DTM di alta qualità) e dei rilievi in campo (analisi delle proprietà del terreno).

3. AREA DI STUDIO

L'area oggetto di studio è il bacino dell'alto Cordevole, situato in Veneto sul confine col Trentino Alto-Adige, nel Comune di Livinallongo del Col di Lana (BL) nei pressi del Passo Pordoi (Fig. 3.1). Esso si trova nelle Alpi orientali italiane, e si pone al confine tra due tra le più note catene montuose delle Dolomiti: il Gruppo del Sella a nord, e il Gruppo della Marmolada a sud.

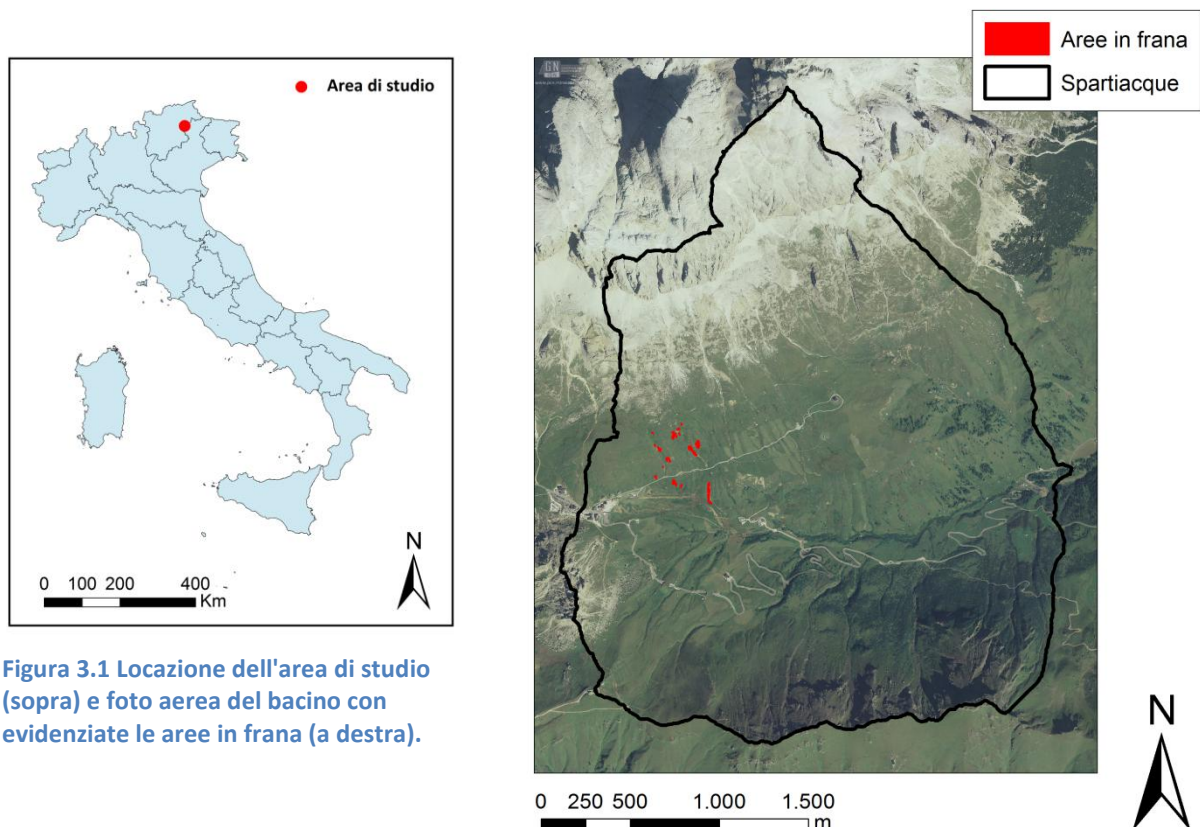


Figura 3.1 Locazione dell'area di studio (sopra) e foto aerea del bacino con evidenziate le aree in frana (a destra).

Il Cordevole è il principale affluente del Piave e, insieme ad esso, è il più importante corso d'acqua delle Dolomiti. Tuttavia in questo lavoro non è stato preso in considerazione tutto il suo bacino, ma la sezione di chiusura è stata posta nel punto in cui il torrente transita ad una quota di 1866 m s.l.m.

Il bacino sotteso ha quindi una superficie planimetrica di 7,08 km². Si estende da una quota di 1866 m s.l.m. alla sezione di chiusura, fino a una quota massima di 3195 m.s.l.m., con una quota media di 2323 m s.l.m.

I parametri morfometrici sono stati ricavati dall'elaborazione di dati forniti dal modello digitale del terreno (DTM) con cella di 3 m di lato, e sono riassunti della Tabella 3.1.

Tabella 3.1 Parametri morfometrici del bacino

Parametri morfometrici	
Superficie 2D (km ²)	7,08
Perimetro (km)	11,98
Quota max (m s.l.m.)	3195
Quota min (m s.l.m.)	1866
Quota media (m s.l.m.)	2323
Pendenza media (°)	31
Pendenza massima (°)	88

Il bacino è caratterizzato da frammenti superficiali di piccole dimensioni (Fig 3.2), i quali sono concentrati in un'area ristretta a copertura erbacea e coprono lo 0,06 % della superficie del bacino (Fig 3.1).



Figura 3.2 Foto aerea dell'area soggetta a franamenti superficiali.

L'andamento della quota del bacino è studiato attraverso la curva ipsometrica (Fig. 3.3), dove la linea rossa evidenzia l'altezza media. La curva è utile per poter calcolare la componente solida e liquida di ogni precipitazione, qualora lo zero termico sia ad una quota inferiore alla quota massima del bacino.

Per permettere un agevole confronto del bacino del Cordevole con altri bacini si è ricorso alla rappresentazione adimensionale della curva ipsometrica (Fig. 3.4). In tale grafico ascisse e ordinate sono compresi tra i valori di 0 e 1 e sono rappresentate dal rapporto tra l'area cumulata e l'area totale del bacino (ascissa) e dal rapporto tra il dislivello rispetto alla sezione di chiusura ($h-h_{\min}$) e il dislivello tra quota massima e quota della sezione di chiusura ($h_{\max}-h_{\min}$) (ordinata).

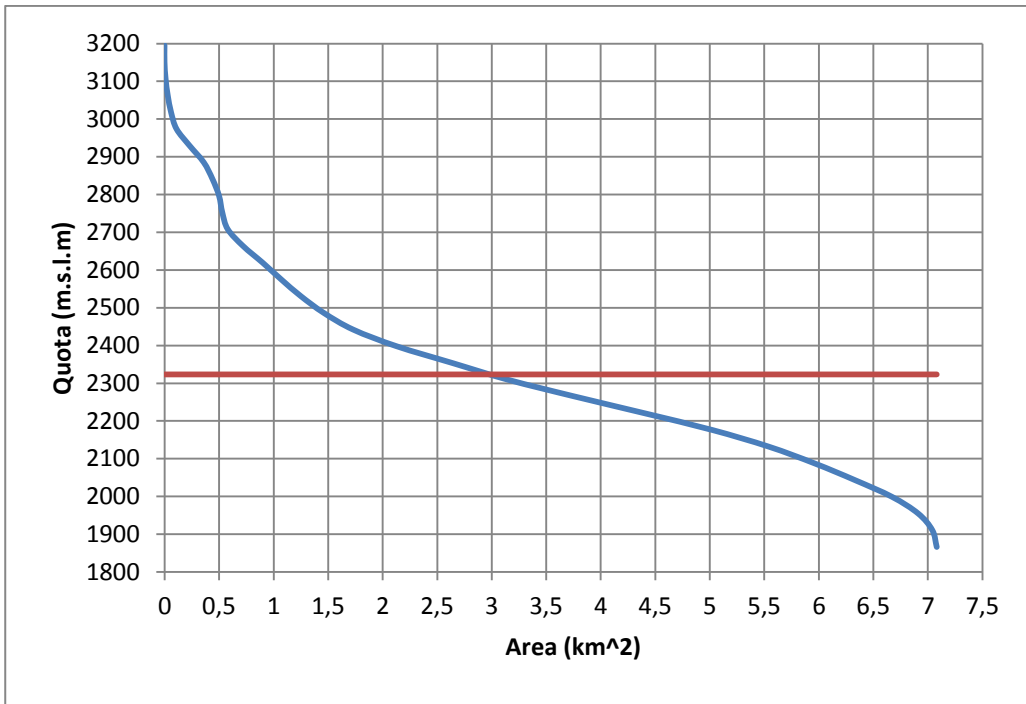


Figura 3.3 Curva ipsometrica del bacino.

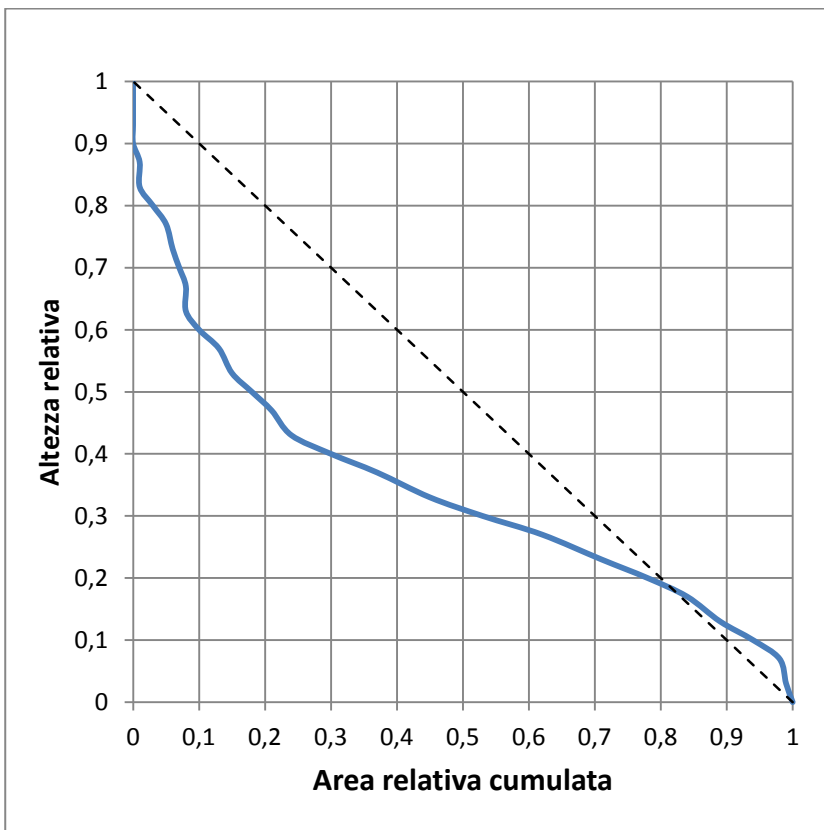


Figura 3.4 Curva ipsometrica adimensionale del bacino.

Riguardo al clima, i dati registrati dalla stazione meteorologica di Passo Pordoi mostrano come il regime pluviometrico sia di tipo continentale, con un secondo massimo di precipitazioni nel periodo ottobre-novembre e un notevole minimo invernale. Sono stati considerati i dati registrati dalla stazione da gennaio 1996 a dicembre 2008, reperiti dall'infrastruttura dei dati territoriali presso il sito web della Regione Veneto (ARPAV, Centro Meteorologico di Teolo). La precipitazione media annua è di 1020 mm, variando da minimi annui di circa 900 mm a massimi di circa 1200 mm. Le condizioni climatiche della zona sono quelle caratteristiche di un clima temperato freddo: inverni lunghi e rigidi ed estati brevi e tiepide. La stazione meteorologica, posta ad un quota di 2142 m s.l.m., registra una temperatura media annua di 2 °C, e una temperatura media mensile inferiore a 0 °C da Novembre ad Aprile. In questi mesi quindi le precipitazioni si presentano in forma nevosa, cosicché il deflusso nei mesi di Maggio e Giugno sia principalmente generato dallo scioglimento nivale. Successivamente il deflusso è molto influenzato dai forti fenomeni temporaleschi estivi. In Figura 3.5 viene riportato l'istogramma dei giorni piovosi medi mensili, considerando giorno piovoso quando il valore di pioggia giornaliero è maggiore o uguale a 1 mm. In Figura 3.6 è rappresentato il climogramma della stazione.

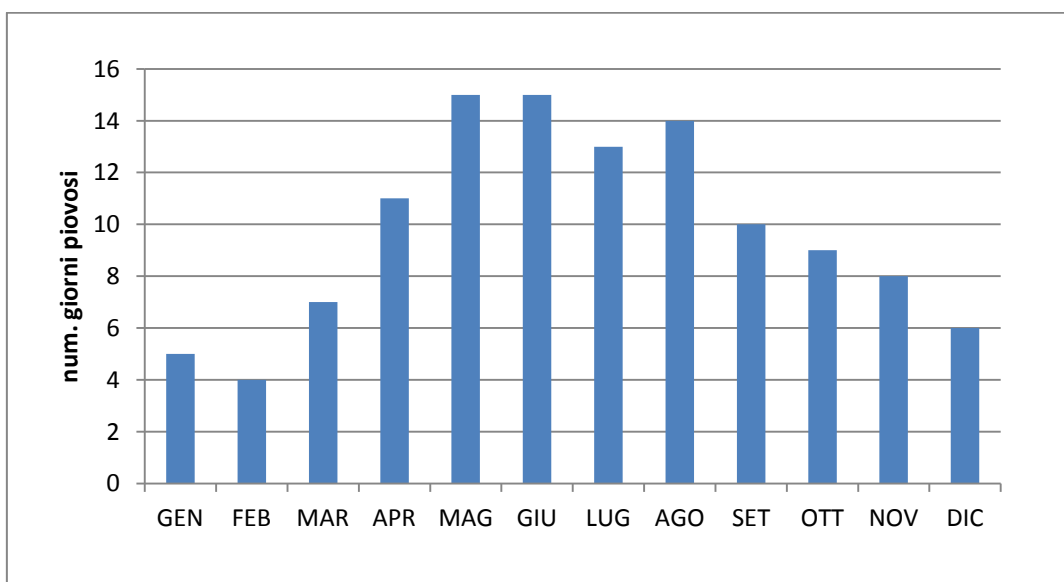


Figura 3.5 Distribuzione dei giorni piovosi medi annui (Stazione ARPAV Passo Pordoi).

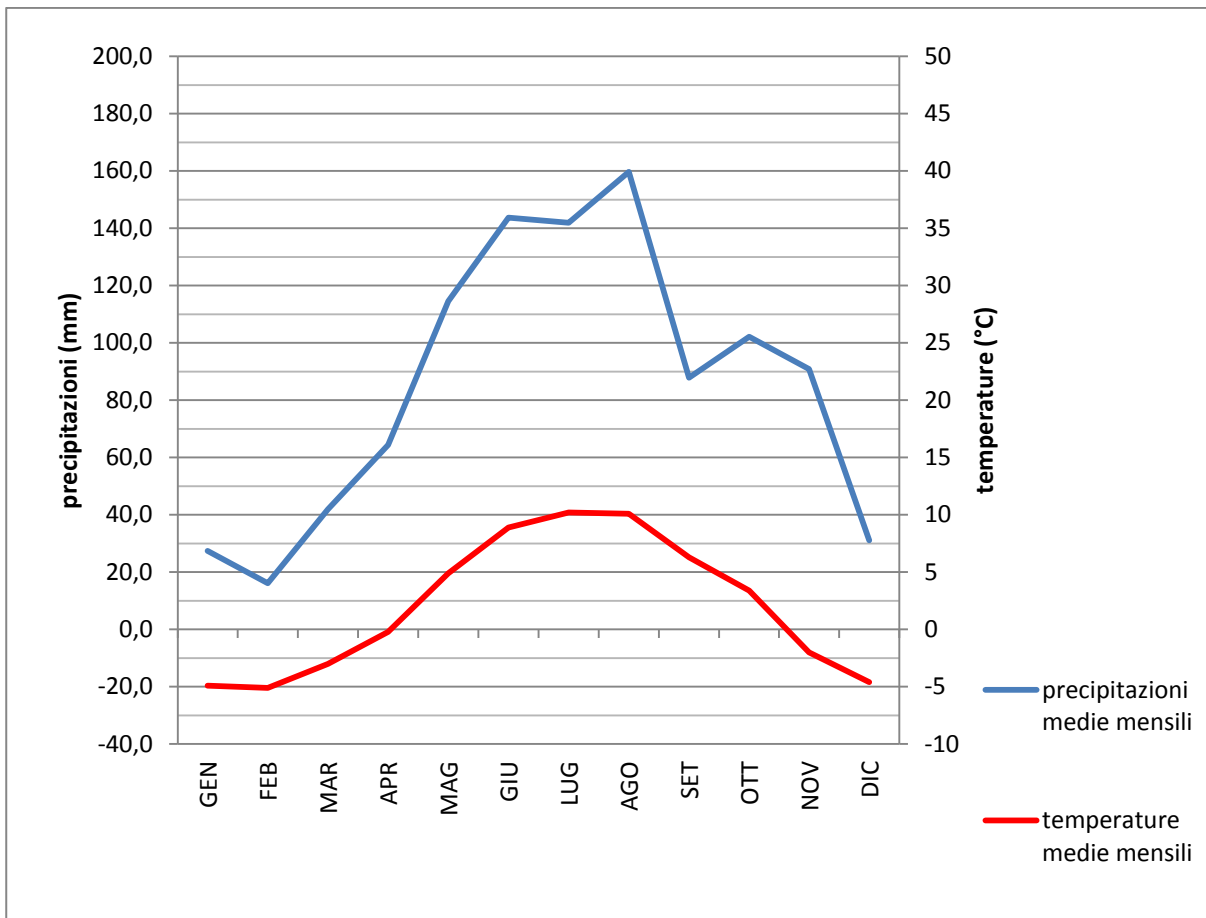


Figura 3.6 Climogramma della stazione ARPAV Passo Pordoi (2142 m.s.l.m.).

La copertura del suolo del bacino è stata ricavata dalla mappa Corine Land Cover aggiornata al 2006 e con l'ausilio delle ortofoto. Essendo un bacino d'alta quota, più della metà del bacino è costituito da copertura erbacea (60%), importante è anche l'estensione dei ghiaioni (18%), mentre bassa è la componente forestale. Il dettaglio della copertura del suolo è riassunto nella Tabella 3.2.

Tabella 3.2 Copertura del suolo nel bacino (Corine Land Cover 2006).

	<i>Ettari (ha)</i>	<i>Percentuale (%)</i>
Copertura erbacea	424	60
Ghiaioni	129	18
Alneto di ontano verde	70	10
Roccia nuda	65	9,2
Aree edificate e strade	12	1,7
Lariceto	7	0,9
Pecceta	1	0,2
Tot	708	100

Particolare attenzione va fatta alla pendenza, in quanto possiede un ruolo fondamentale nell'attivazione dei franamenti superficiali. Il bacino del Cordevole è in generale un bacino piuttosto ripido: la pendenza media è di 31°, la massima di 88°. Le pendenze massime si raggiungono in corrispondenza di rocce e ghiaioni.

L'area caratterizzata da franamenti superficiali raggiunge al massimo 42° gradi di pendenza: l'11% dell'area del bacino ha pendenze maggiori, di cui un quarto (2% dell'area del bacino) ricade in aree con vegetazione.

Nelle Figure 3.7 e 3.8 sono rappresentate rispettivamente le mappe raster della pendenza locale e dell'esposizione del bacino.

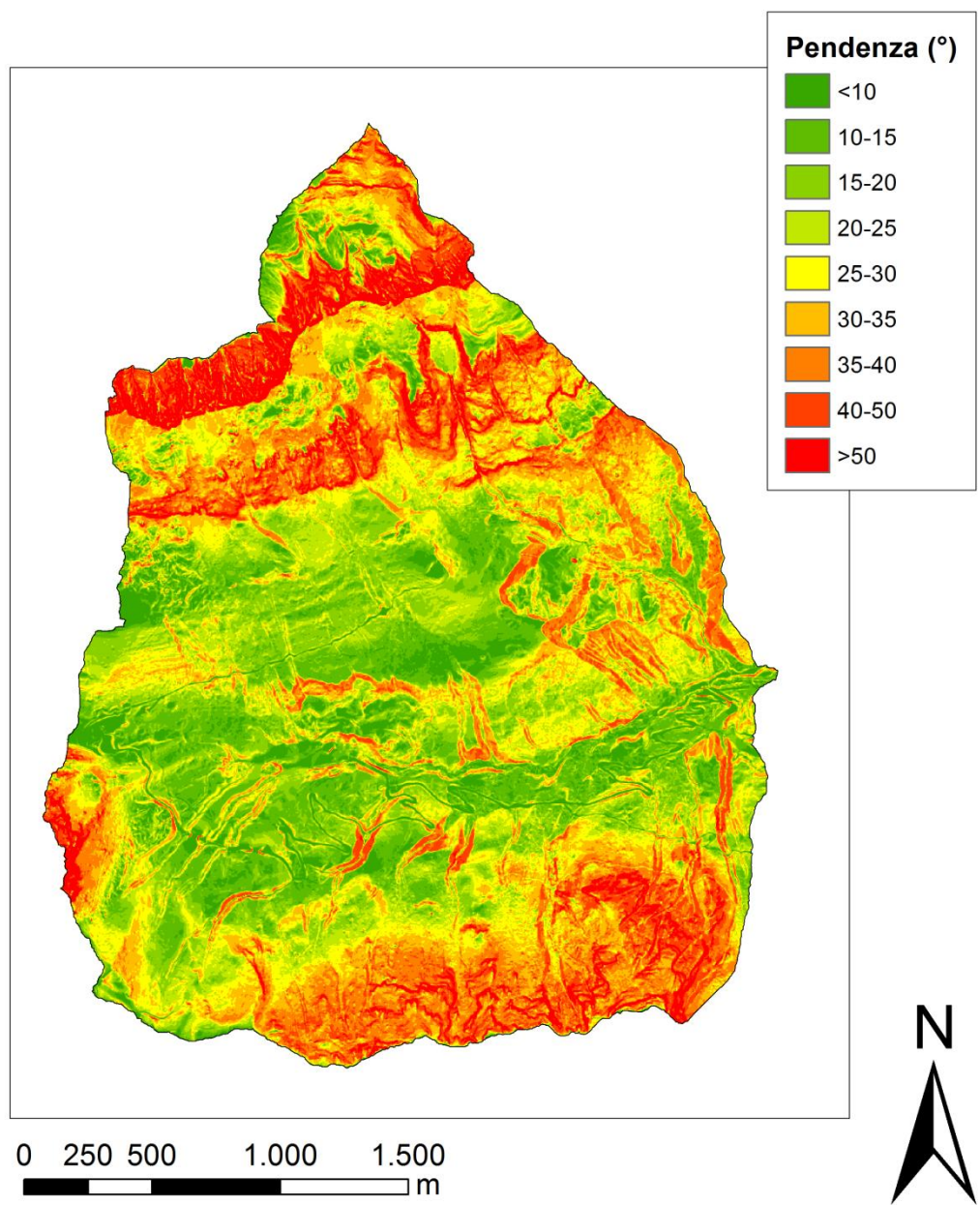


Figura 3.7 Mappa raster della pendenza locale.

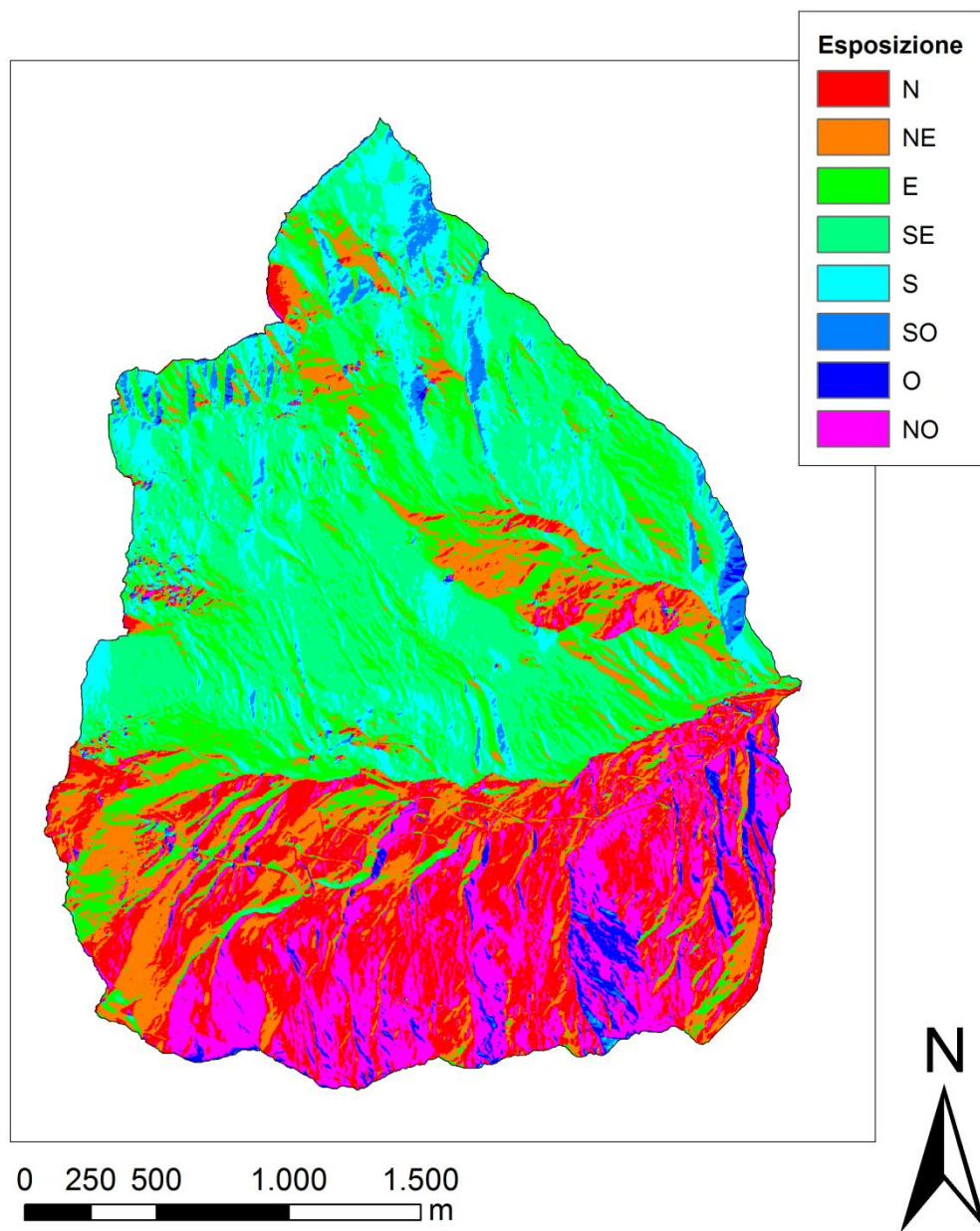


Figura 3.8 Mappa raster dell'esposizione.

4. DATI E METODI

4.1. DATI

In questo lavoro sono stati utilizzati diversi dati, sia per l'applicazione del modello, sia ai fini dello studio stazionario. Questi sono tutte mappe in formato raster o vettoriale; l'interrogazione e l'elaborazione di questi dati è stata fatta tramite l'utilizzo di due software GIS: ArcGIS e AdB-Toolbox.

- *Dati LiDAR e modelli digitali del terreno (DTM)*

In generale, le simulazioni basate su un certo modello digitale del terreno hanno un livello di accuratezza proporzionale all'accuratezza del modello digitale del terreno su cui è basato (Montgomery e Dietrich, 1994). Senza dati di alta qualità, le simulazioni possono essere inaccurate e i risultati ambigui. Di massima importanza sono, quindi, i modelli digitali del terreno (DTM) utilizzati per l'applicazione del modello. In questo lavoro sono stati utilizzati DTM ricavati da dati LiDAR, forniti dal Dipartimento TeSAF.

I dati LiDAR utilizzati in questo lavoro sono stati acquisiti, durante il mese di Ottobre 2006, da elicottero mediante l'impiego del sensore ALTM3100 OPTECH, ad un'altezza di 1000 m sopra il livello della superficie e durante condizioni di suolo privo di copertura nevosa. La velocità di volo è stata di 80 nodi, l'angolo di scansione di 20° e la frequenza di scansione 71 kHz. La densità di punti rilevati è stata stimata superiore a 5 punti per metro quadro, comprensivi del primo e dell'ultimo segnale di ritorno. La densità di punti relativi alla superficie priva di elementi infrastrutturali e vegetazione è stata stimata di circa 3 punti per metro quadro. I processi di filtraggio della vegetazione sono stati condotti mediante il software Terrascan™.

Essendo ricavati da dati LiDAR, i DTM utilizzati sono di massima qualità. Sono stati utilizzati modelli digitali del terreno a media risoluzione (celle di 3 e 5 metri), questo perché i DTM ad alta risoluzione (celle di 0,5 e 1 metri) non sono adatti per queste applicazioni in quanto caratterizzati da scabrosità troppo elevata.

Informazioni sui DTM utilizzati sono riassunte nella Tabella 4.1.1.

Tabella 4.1.1 Informazioni sui DTM utilizzati.

		DTM 3m	DTM 5m
Colonne		957	574
Righe		1228	737
Dimensione della cella (mxm)		3x3	5x5
Estensione (m)	estremo superiore	5154433	5154434
	estremo sinistro	715702	715702
	estremo destro	718573	718572
	estremo inferiore	5150749	5150749
Sistema di coordinate		WGS 1984 fuso 32	WGS 1984 fuso 32

Dai DTM sono state ricavate le mappe raster della pendenza locale, dell'esposizione e dell'area drenata, dati necessari per l'applicazione del modello e per lo studio stazionario.

- *Corine Land Cover e Ortofoto*

La carta dell'uso del suolo e le Ortofoto sono state utilizzate come ausilio per la calibrazione dei parametri di input del modello SHALSTAB. La carta dell'uso del suolo è stata reperita dal Geoportale Cartografico della Regione Veneto, mentre le ortofoto sono state ottenute tramite servizio WMS dal Geoportale Nazionale. Entrambe le fonti sono aggiornate al 2006. In Figura 4.1.1 è riportata la mappa dell'uso del suolo.

- *Mappa dei franamenti superficiali*

La mappa dei franamenti superficiali, ottenuta da rilievi in campo, è stata utilizzata come verifica dell'attendibilità dei risultati restituiti man mano dal modello SHALSTAB. Si tratta di una mappa in formato vettoriale, costituita da 21 poligoni, rappresentante ciascuno una frana superficiale.

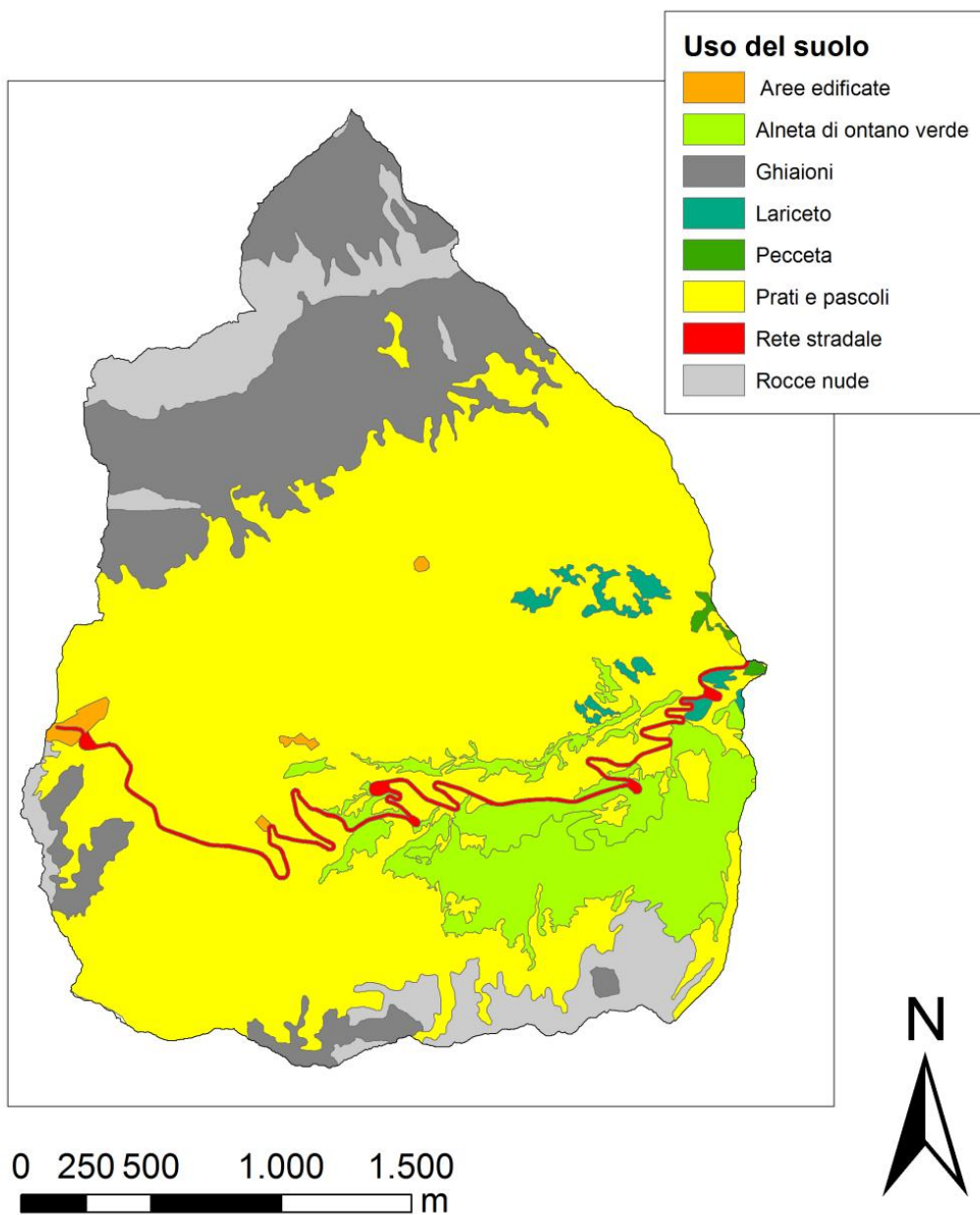


Figura 4.1.1 Mappa dell'uso del suolo del bacino del Cordevole.

4.2. DEPITTAGGIO

Per evitare problemi nel calcolo dell'area drenata, i DTM sono stati leggermente modificati utilizzando un software "pit remover", il quale elimina le depressioni locali (pit = pozzi) che isolano porzioni del bacino dalla sezione di chiusura. Nel DTM 3m sono stati rimossi 315 pit, nel DTM 5m 166 pit. L'algoritmo utilizzato per il depittaggio è l'algoritmo antipit di scavo, di seguito descritto.

- *Algoritmo antipit di scavo*

Inizialmente il software identifica i Pit presenti nel DTM; tutte le celle circostanti il Pit hanno quota maggiore. Quindi la quota della cella del Pit viene elevata a un livello di poco inferiore a quello della cella più bassa tra le 8 circostanti (Kernel). Successivamente l'algoritmo identifica, tra le celle a quota minore più vicine, quella verso cui la pendenza è maggiore (cella Solver). Tra il Pit e il Solver viene "scavato" un percorso preferenziale. Normalmente le correzioni delle quote sono molto modeste (da pochi millimetri a qualche metro).

4.3. CALCOLO DELL'AREA DRENATA

L'area drenata è la porzione planimetrica di area a monte di un elemento topografico discreto, estesa sino allo spartiacque, che contribuisce alla formazione del deflusso dell'elemento considerato. Il calcolo dell'area drenata, tuttavia, non è univoco, ma dipende dall'adozione di alcuni algoritmi per l'identificazione delle direzioni di deflusso. È quindi importante sapere quale algoritmo viene utilizzato nell'applicazione del modello SHALSTAB, poiché l'utilizzo di un algoritmo diverso porta a risultati di pioggia critica diversi.

Di seguito vengono descritti i principali algoritmi; in questo lavoro è stato utilizzato l'algoritmo D-infinito. In Figura 4.3.2 si possono notare le differenze dell'area drenata calcolata con i diversi algoritmi.

- *Algoritmo D8*

Nell'algoritmo D8 (O'Callaghan e Mark, 1984) viene ipotizzato che il deflusso che attraversa una generica cella del modello digitale delle elevazioni si muova interamente lungo la direzione che esprime il massimo gradiente topografico negativo tra la cella in esame e quelle adiacenti. Le possibili direzioni esplorate dall'algoritmo sono otto, ovvero quelle degli assi di simmetria che si irradiano dal centro della cella (da cui il nome dell'algoritmo D8).

- *Algoritmo Multiple Flow*

L'algoritmo multiple flow (Quinn et al., 1991) è, tra quelli considerati, quello che rappresenta la maggior dispersione del deflusso tra una generica cella e quelle adiacenti a quota inferiore. In esso non viene effettuata la "scelta" di una direzione, ma si ipotizza che il deflusso si ripartisca tra tutte le celle sottostanti in misura proporzionale alla pendenza tra cella ricevente e cella contribuente, e alla lunghezza del tratto di isoipsa che il deflusso attraversa ortogonalmente per raggiungere la cella ricevente. Come per il D8, le possibili direzioni di deflusso sono rappresentate dagli assi principali di simmetria della cella: il deflusso può essere ripartito al massimo in otto parti, se la cella risulta essere la più alta tra tutte le circostanti. Le pendenze tra la cella considerata e le adiacenti a quota inferiore fungono da pesi per determinare la porzione di deflusso in ciascuna delle direzioni.

- *Algoritmo D_{∞}*

Secondo l'algoritmo D-infinito (Tarboton, 1997) il deflusso che attraversa una certa cella si muove verso valle lungo una sola direzione, ma a differenza di quanto accade per il D8, tale direzione non deve necessariamente coincidere con uno degli otto assi principali di simmetria. La superficie di ciascuna cella viene suddivisa in otto porzioni triangolari con vertice condiviso al centro della cella (Fig. 4.3.1) ; a ciascuna di esse viene assegnata una pendenza in funzione della quota dei baricentri delle celle confinanti. Delle otto porzioni si sceglie quella con pendenza massima. La direzione di deflusso ha un angolo compreso tra 0° e 360° , in senso antiorario con origine a destra. Se l'angolo non coincide con una direzione cardinale o diagonale il deflusso viene suddiviso tra due celle adiacenti secondo una proporzione dettata in rapporto all'azimut.

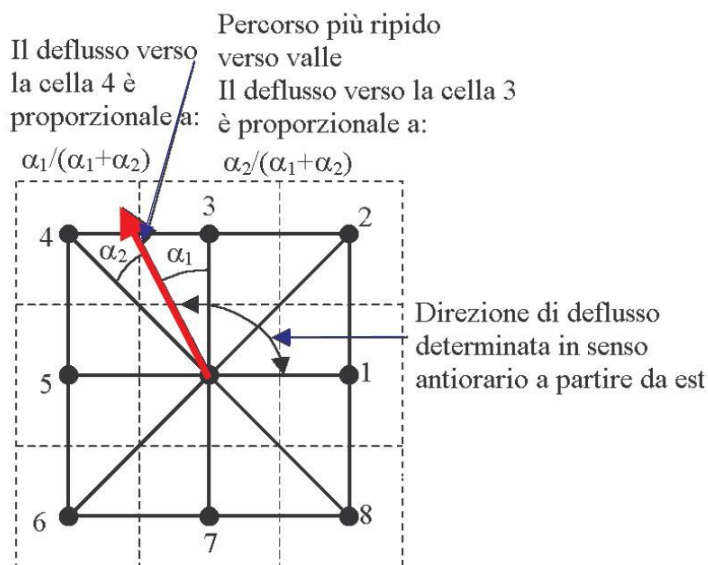


Figura 4.3.1 Definizione della direzione di deflusso lungo la direzione di massima pendenza tra le otto porzioni triangolari di superficie centrate nel baricentro della cella.

In Figura 4.3.3 è rappresentata la mappa raster dell'area drenata, calcolata con algoritmo D-infinito.

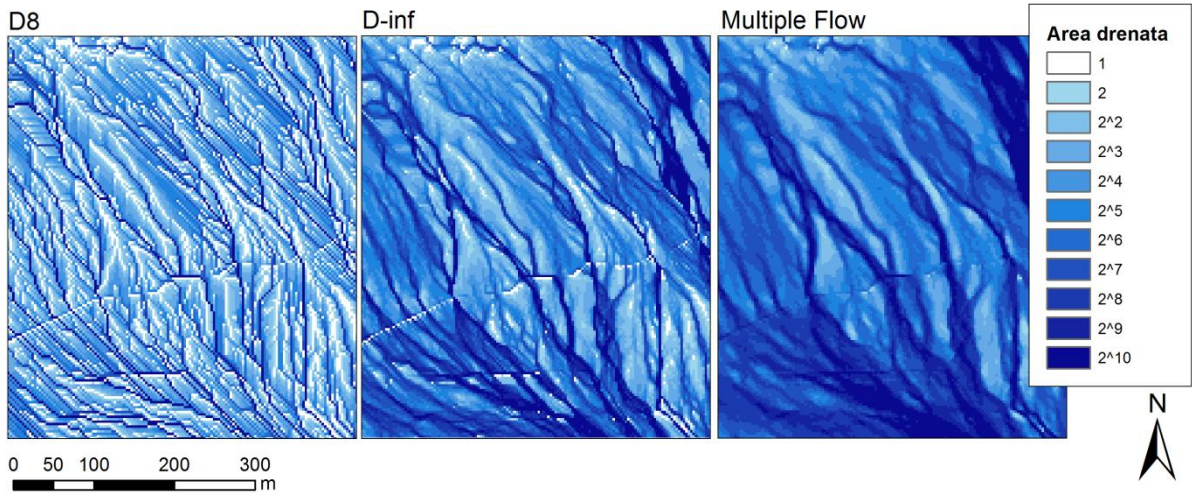


Figura 4.3.2 Mappa raster dell'area drenata dell'area soggetta a franamenti superficiali calcolata rispettivamente con algoritmo D8, D-infinito e Multiple Flow. La colorazione è definita su scala logaritmica.

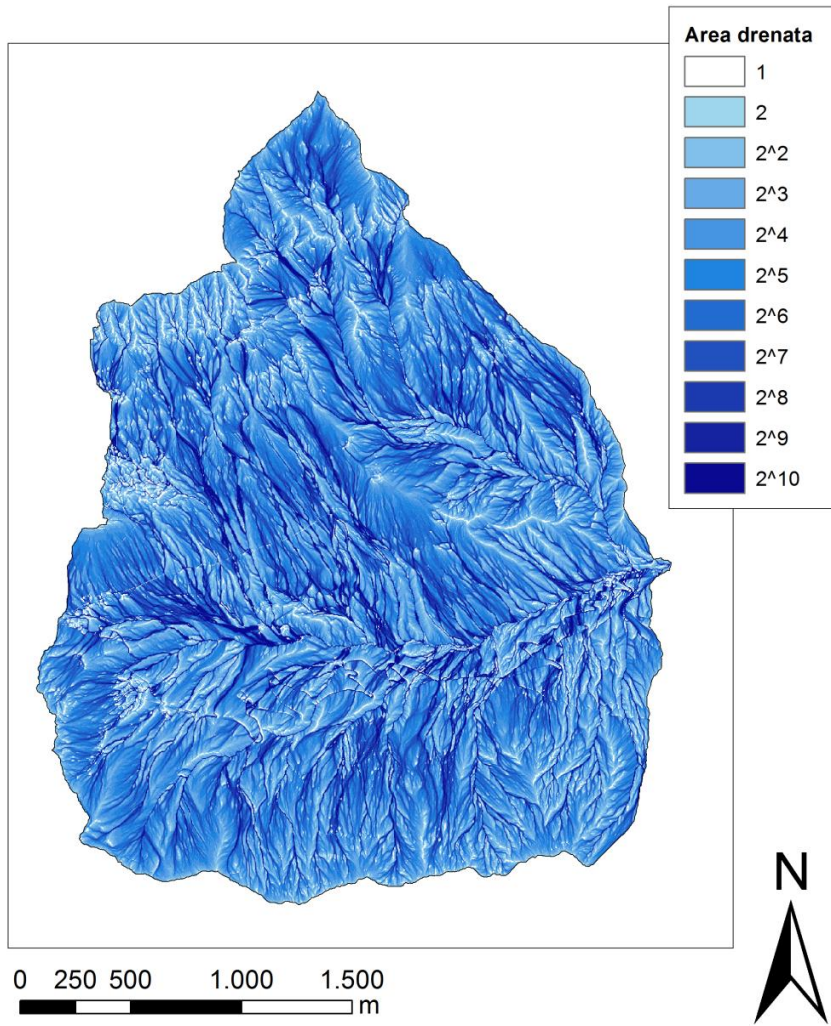


Figura 4.3.3 Mappa raster dell'area drenata calcolata con algoritmo D-inf. La colorazione è definita su scala logaritmica.

4.4. IL MODELLO SHALSTAB

Lo schema di calcolo SHALSTAB proposto da Montgomery e Dietrich (1994) è applicabile a tutti quei fenomeni riguardanti la traslazione dello strato superficiale del suolo con spessore inferiore ai 3-4 metri la cui dinamica è riconducibile alla convergenza del deflusso sottosuperficiale. Secondo tale approccio, le condizioni di stabilità di un versante vengono descritte tramite un semplice modello idrologico stazionario ed espresse in funzione dell'area contribuyente, della pendenza locale, dell'intensità di pioggia e delle caratteristiche idrologiche e geomeccaniche del terreno.

La metodologia si articola in un modello di stabilità di un pendio infinitamente esteso inteso come bilanciamento della componente destabilizzante dovuta alla forza di gravità con la componente stabilizzante dovuta all'azione coesiva del terreno.

Si consideri il pendio infinitamente esteso in stato di deformazione piano, inclinato di un angolo ϑ rispetto all'orizzontale con superficie di scorrimento parallela al versante a profondità z , per il quale venga considerata valida l'applicazione della teoria dell'equilibrio limite (Fig 4.4.1). Il pendio sia costituito da un terreno coerente di caratteristiche γ_{sat} (peso di volume del materiale in condizioni di saturazione), n (porosità), k (conducibilità idraulica laterale satura), c (coesione) e φ (angolo di attrito interno), e sia soggetto all'azione del peso proprio ed a quello di un processo di filtrazione parallela uniforme di profondità h che sollecita l'ammasso scorrendo sopra la superficie di contatto tra il suolo e il substrato.

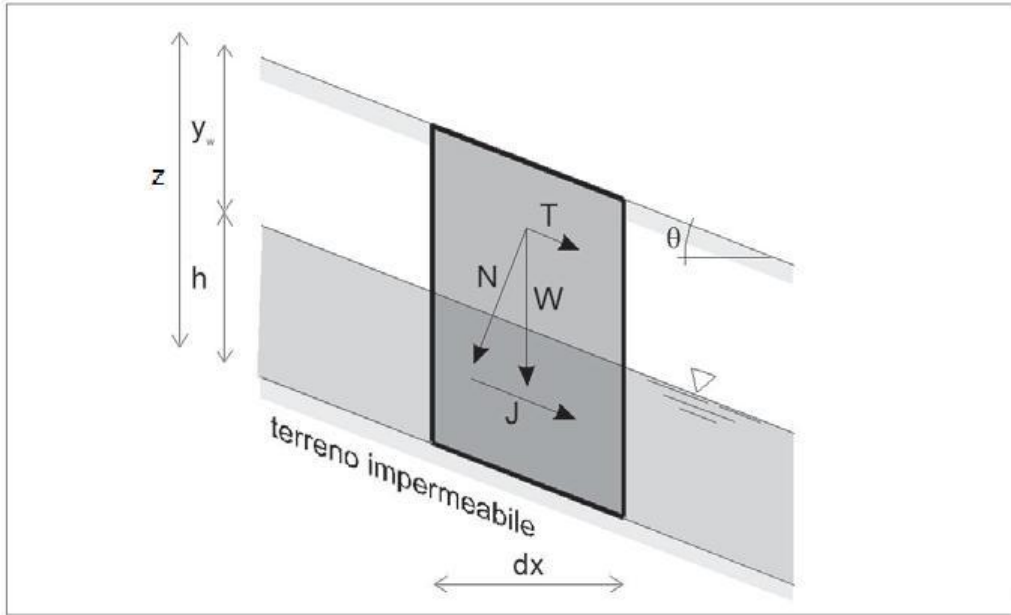


Figura 4.4.1 Schema di pendio infinitamente esteso e delle forze agenti su di esso nell'ipotesi di filtrazione parallela.

Tramite osservazioni elementari di equilibrio statico è possibile stabilire la seguente equazione di equilibrio limite:

$$\frac{y_w}{z} = 1 - \frac{\gamma_{sat}}{\gamma_a} \left[1 - \frac{1}{\tan\varphi} \left(\tan\theta - \frac{c}{\gamma_{sat} z \cos^2\theta} \right) \right] \quad (1)$$

dove si è indicato con γ_a il peso specifico dell'acqua, con y_w la differenza $(z-h)$ e si è ipotizzato che il terreno sovrastante la zona sede del moto di filtrazione sia in condizioni di saturazione.

L'esame dell'equazione (1) consente di individuare una condizione di equilibrio incondizionatamente instabile (l'ammasso è instabile anche quando è in condizioni asciutte), ovvero:

$$\tan\theta \geq \frac{c}{\gamma_{sat} z \cos^2\theta} + \tan\varphi \quad (2)$$

Allo stesso modo, è possibile individuare una condizione incondizionatamente stabile (pendici stabili anche quando risultano completamente sature), ovvero:

$$\tan\theta < \frac{c}{\gamma_{sat} z \cos^2\theta} + \tan\varphi \left(1 - \frac{\gamma_a}{\gamma_{sat}} \right) \quad (3)$$

Pendici cui corrispondono valori di pendenza compresi fra i valori indicati dalle equazioni (2) e (3) possono attingere alla condizione di instabilità in seguito alla diminuzione del valore di y_w .

Il valore del rapporto (y_w/z) in corrispondenza di una assegnata località può essere convenientemente determinato simulando il processo di filtrazione che si stabilisce, in condizioni di moto permanente, in funzione di un assegnato flusso di ricarica alla falda in corrispondenza del bacino a monte della località stessa. Quando il valore di conducibilità idraulica satura k possa assumersi costante lungo la verticale, la portata q_0 del moto di filtrazione parallelo al pendio può ottenersi nel modo seguente:

$$q_0 = kh \cos\theta \operatorname{sen}\theta \quad (4)$$

Il valore q_0 per ciascuna cella della maglia regolare utilizzata per discretizzare il versante può essere determinato, ipotizzando condizioni di moto permanente, imponendo il rispetto dell'equazione di continuità scritta nella maniera seguente:

$$i_e A = q_0 b \quad (5)$$

dove i_e rappresenta l'afflusso efficace alla falda, A è l'area di bacino drenata dalla cella in esame e b è la larghezza della cella nella direzione del moto di filtrazione. Viene assunto che il deflusso sottosuperficiale segua il gradiente topografico superficiale. La sostituzione della (4) nell'equazione (5) porta alla seguente espressione:

$$kh \cos\theta = \frac{i_e}{\operatorname{sen}\theta} \frac{A}{b} \quad (6)$$

la quale può essere scritta introducendo la trasmissività $T = kz \cos\theta$:

$$\frac{h}{z} = W = \frac{i_e}{\operatorname{sen}\theta} \frac{A}{bT} \quad (7)$$

Sulla base dell'equazione (1), il pendio diventa instabile per valori del rapporto W caratterizzati dalla seguente disequaglianza:

$$W \geq \frac{\gamma_{sat}}{\gamma_a} \left[1 - \frac{1}{\tan\varphi} \left(\tan\theta - \frac{c}{\gamma_{sat} z \cos^2\theta} \right) \right] \quad (8)$$

ovvero:

$$\frac{A}{b} \geq \frac{T}{i_e} \operatorname{sen}\theta \frac{\gamma_{sat}}{\gamma_a} \left[1 - \frac{1}{\tan\varphi} \left(\tan\theta - \frac{c}{\gamma_{sat} z \cos^2\theta} \right) \right] \quad (9)$$

In questa forma, l'instabilità di un pendio viene definita in funzione di tre classi di variabili:

- variabili di tipo topografico (A/b , ϑ);
- variabili di tipo idrologico (i_e);
- variabili legate alle caratteristiche idrauliche e geotecniche del suolo (T , γ_{sat} , c e φ).

L'equazione (9) può essere riformulata in maniera tale da fornire il valore dell'afflusso efficace i_e che, a parità di tutte le altre variabili, innesca condizioni di instabilità per il pendio assegnato:

$$i_{e,crit} \geq \frac{b}{A} T \operatorname{sen}\theta \frac{\gamma_{sat}}{\gamma_a} \left[1 - \frac{1}{\tan\varphi} \left(\tan\theta - \frac{c}{\gamma_{sat} z \cos^2\theta} \right) \right] \quad (10)$$

Nell'ipotesi che l'afflusso meteorico non subisca perdite nella sua trasformazione in afflusso efficace alla falda, il termine $i_{e,crit}$ viene identificato come "pioggia critica". Elementi con bassi valori di pioggia critica vengono interpretati come suscettibili al franamento, mentre elementi con alti valori di pioggia critica vengono considerati tanto stabili quanto meno frequenti sono gli eventi di precipitazione che sarebbero richiesti per causarne l'instabilità.

Si osservi che il concetto di pioggia critica è legato a quello di coefficiente di sicurezza. Infatti, alla classe di pendii caratterizzati da un certo valore di pioggia critica corrisponde, per definizione, un valore di coefficiente di sicurezza (calcolato in funzione dello stesso valore di pioggia critica) pari ad uno. La suddivisione del bacino in zone caratterizzate da diversi valori di pioggia critica consente quindi di individuare immediatamente le aree per le quali il

coefficiente di sicurezza, espresso in funzione di una adeguata precipitazione, è maggiore o minore dell'unità, essendo, a tale scopo, necessario solo confrontare il valore della precipitazione con quello della pioggia critica.

In questo lavoro la simulazione del modello SHALSTAB viene effettuata tramite un applicativo apposito, che restituisce una mappa raster in formato "GRID" o "FLOAT" visualizzabile attraverso qualsiasi programma GIS.

L'interfaccia grafica dell'applicativo, visualizzata in Figura 4.4.2, è suddivisa in tre sezioni: sezione di input, sezione di output, e sezione dei parametri numerici.

Nella sezione di input vengono inserite le mappe raster del modello digitale del terreno, dell'area drenata, della coesione e della profondità del suolo. Ovviamente, tutte le mappe devono avere lo stesso sistema di coordinate e la medesima dimensione della cella. Coesione e profondità del suolo sono esprimibili come valore costante su tutto il bacino o con valori variabili. Nella sezione dei parametri numerici vengono definiti i valori dell'angolo di attrito interno, della densità di suolo saturo e della conduttività idraulica. Questi sono esprimibili solamente come valore costante su tutto il bacino. Nella sezione di output viene restituita la mappa raster della pioggia critica, con valori espressi in mm/giorno.

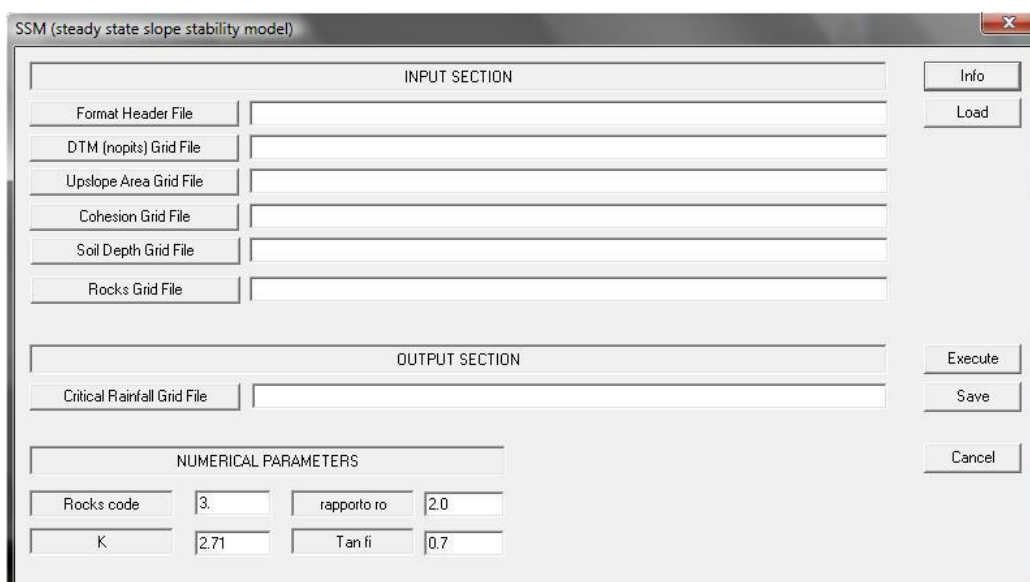


Figura 4.4.2 Interfaccia grafica dell'applicativo SHALSTAB.

5. APPLICAZIONE DEL MODELLO E DISCUSSIONE DEI RISULTATI

Il principale output dell'applicazione di SHALSTAB consiste nell'elaborazione di una mappa raster dei valori di pioggia critica in condizioni stazionarie in grado di rendere instabili i versanti del bacino e quindi di delineare la distribuzione spaziale della potenziale propensione al franamento superficiale.

I valori di pioggia critica restituiti dal modello sono stati raggruppati in 5 classi di stabilità, che si aggiungono alle due classi di elementi incondizionatamente stabili ed incondizionatamente instabili:

- da 0 a 50 mm/giorno;
- da 50 a 100 mm/giorno;
- da 100 a 200 mm/giorno;
- da 200 a 400 mm/giorno;
- maggiori di 400 mm/giorno.

Elementi con pioggia critica inferiori a 50 mm/giorno vengono interpretati come potenzialmente instabili e quindi suscettibili al franamento. L'instabilità diminuisce all'aumentare della pioggia critica, fino ad arrivare a elementi con valori maggiori di 400 mm/giorno considerati potenzialmente stabili.

Una valutazione dell'affidabilità dei risultati forniti dal modello è in genere conseguibile comparando la mappa dei valori di instabilità definita su classi di pioggia critica con l'ubicazione dei franamenti superficiali rilevati in campo. Tuttavia, questa comparazione non ha senso in questo lavoro, poiché le aree in frana mappate coprono solamente 4273 m², ovvero lo 0,06 % dell'area di bacino. Senza operare un confronto numerico, le aree in frana mappate verranno comunque tenute in considerazione per valutare indicativamente l'affidabilità delle ipotesi adottate nelle diverse simulazioni: è atteso che la maggior parte delle aree riportate come instabili dal rilievo in campo vengano classificate dal modello come incondizionatamente instabili o instabilizzabili da piogge critiche di bassa intensità. Inoltre, considerando che le aree in frana mappate coprono meno dell' 1 % della superficie del

bacino, un modello ben calibrato non dovrebbe restituire una frazione incondizionatamente instabile troppo lontana da questo valore.

Mancando specifici rilievi di campo per la parametrizzazione geotecnica e idraulica dei terreni, è stata fatta un'analisi di sensibilità dei parametri di input, ricercando le ipotesi di lavoro più adatte per l'area studiata.

Nella Tabella 5.1 viene riportata una sintesi di tutte le simulazioni effettuate in questo lavoro. Le simulazioni sono state raggruppate in diversi gruppi, individuati nella prima colonna.

Tabella 1 Sintesi delle simulazioni effettuate.

	Angolo di attrito interno	Coesione	Profondità del suolo	Conducibilità idraulica	Densità del suolo saturo
Montgomery e Dietrich	45°	0 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
Angolo di attrito interno	45°	0 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
	40°	0 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	0 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
	30°	0 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
Coesione	35°	0 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	1000 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	2000 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	6000 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
Profondità del suolo	35°	1000 N/m ²	0,5 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	1000 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	1000 N/m ²	1,5 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
Conducibilità idraulica	35°	1000 N/m ²	1 m	20 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	1000 N/m ²	1 m	50 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	1000 N/m ²	1 m	65 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	1000 N/m ²	1 m	80 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	1000 N/m ²	1 m	100 m/giorno	2000 kg/m ³
Valori spazialmente distribuiti	35°	variabile (Fig. 5.2.1)	variabile (Fig.5.2.1)	65 m/giorno	2000 kg/m ³
	35°	variabile (Fig. 5.2.1)	variabile (Fig.5.2.6.)	65 m/giorno	2000 kg/m ³

5.1. SIMULAZIONE CON PARAMETRI COSTANTI PER TUTTO IL BACINO

Una prima applicazione del modello è stata condotta adottando le ipotesi suggerite da Montgomery e Dietrich (1994), ovvero suoli non coesivi con angolo di attrito interno di 45°. È stato considerato uno spessore del suolo di 1 m costante per tutto il bacino, una densità di suolo saturo di 2000 kg/m³ e una conducibilità idraulica di 65 m/giorno. Le frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica sono riportate in Tabella 5.1.1. Osservando la mappa di pioggia critica in Figura 5.1.1 e confrontandola con la mappa dell'uso del suolo (Fig 4.3.1) si nota che l'area classificata come incondizionatamente instabile si trova interamente nelle zone del bacino con copertura a roccia nuda e ghiaioni. In Figura 5.1.2 è riportato il particolare della mappa di pioggia critica nell'area del bacino caratterizzata da franamenti superficiali: da questa prima applicazione l'area è classificata prevalentemente come stabile o instabilizzabile con valori di pioggia critica superiori a 400 mm/giorno.

Tabella 5.1.2 Frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica, ottenute dall'applicazione del modello con ipotesi suggerite da Montgomery e Dietrich (1994).

<i>Pioggia critica (mm/giorno)</i>	<i>Area di bacino (%)</i>
Incondizionatamente stabile	51,9
Incondizionatamente instabile	8,5
0-50	3,9
50-100	3,0
100-200	5,1
200-400	7,3
>400	20,4

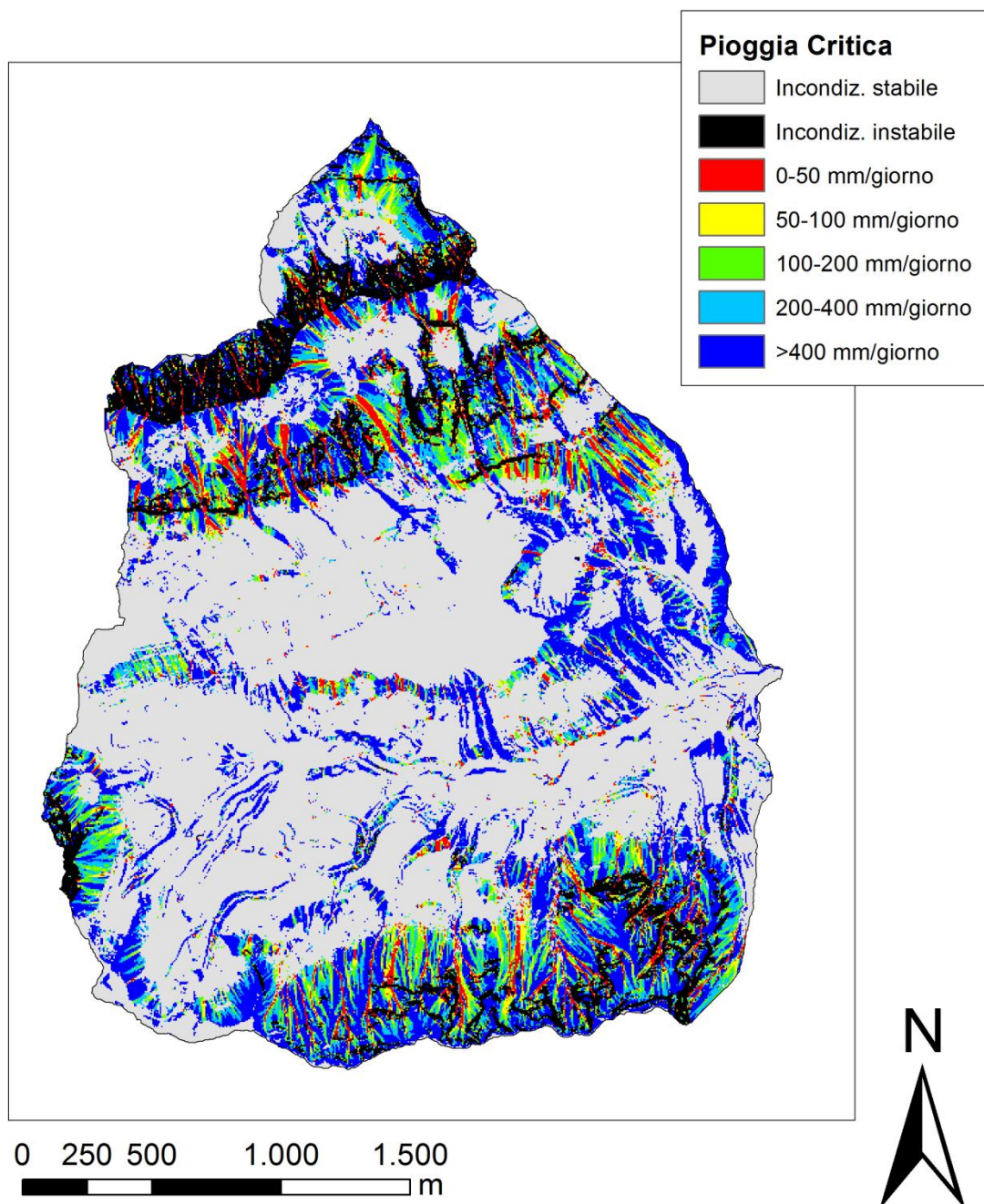


Figura 5.1.1 Mappa raster della pioggia critica ottenuta nell'ipotesi di suoli non coesivi e angolo di attrito interno pari a 45°, da DTM 5 m.

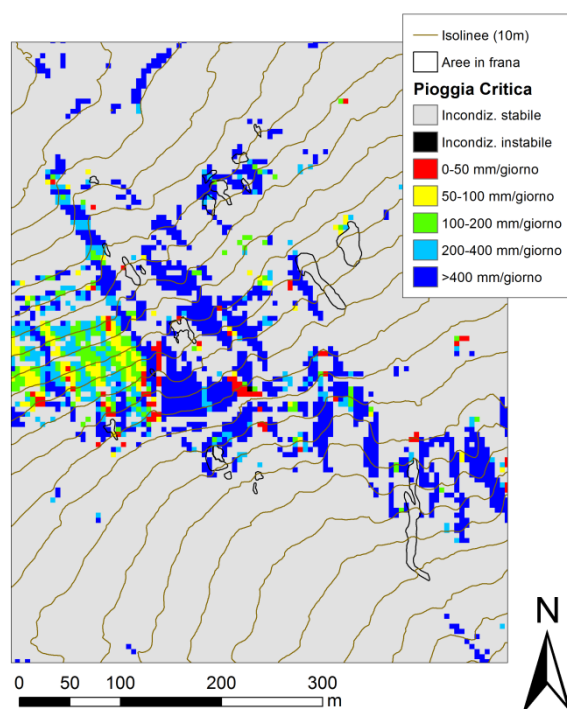


Figura 5.1.2 Particolare della mappa raster di pioggia critica nell'area di bacino caratterizzata da franamenti superficiali.

I valori di input suggeriti da Montgomery e Dietrich (1994) sono stati ricavati da applicazioni fatte nei bacini americani, ma non si rivelano adatti per i bacini alpini. Sono state, quindi, fatte delle simulazioni diminuendo l'angolo di attrito interno a 40°, 35° e 30°. In Figura 5.1.3 sono rappresentate le mappe di pioggia critica dell'area caratterizzata da franamenti superficiali con i diversi valori di angolo di attrito interno. Gli angoli di attrito interno di 30° e 35° appaiono i più adatti per il bacino studiato, poiché identificano l'area soggetta a franamenti superficiali come instabile.

L'istogramma in Figura 5.1.4 evidenzia come al diminuire dell'angolo di attrito interno diminuisce la frazione incondizionatamente stabile e aumenta quella incondizionatamente instabile. Tuttavia, assumendo un angolo di attrito interno di 30° si ottiene una mappa con frazione incondizionatamente instabile (nero) o instabilizzabile con bassi valori di pioggia critica (< 50 mm/giorno, rosso) pari al 50 % del bacino (Fig 5.1.4). La semplice osservazione visiva evidenzia la propensione del modello a classificare la grande parte del territorio come instabile.

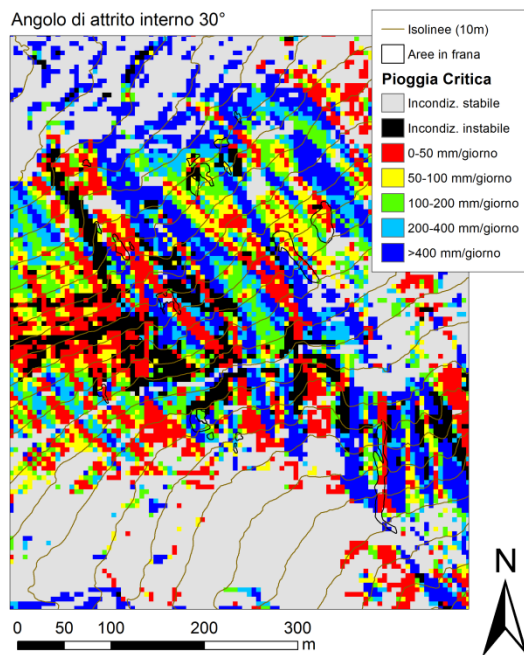
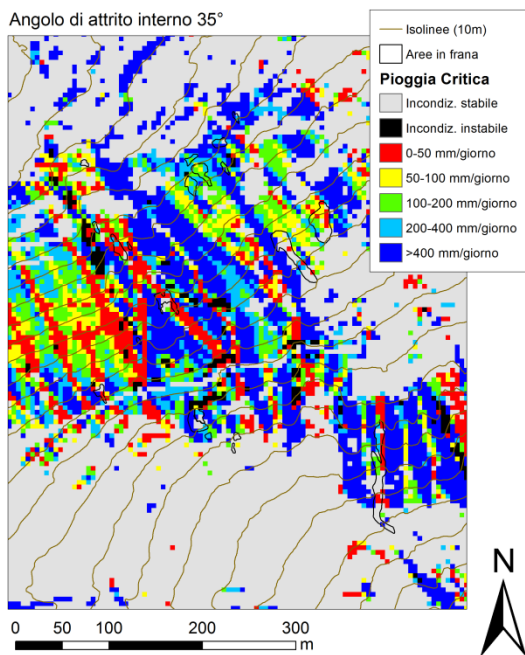
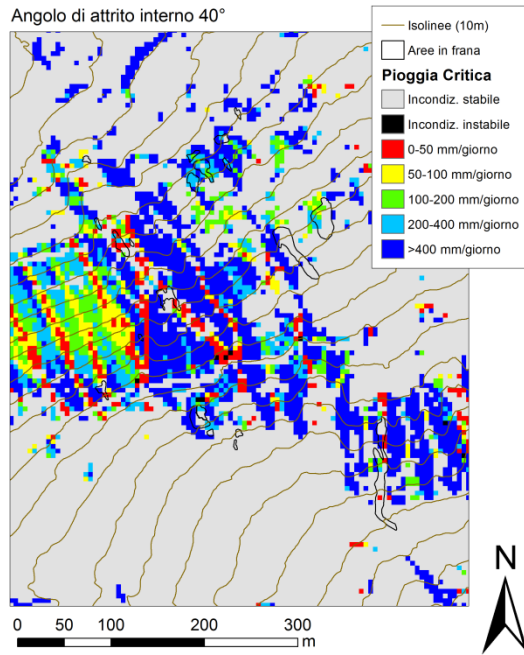
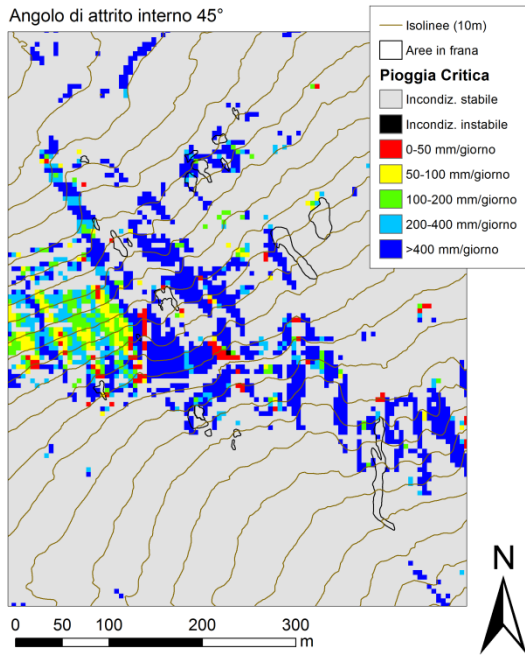


Figura 5.1.3 Mappe raster di pioggia critica dell'area di bacino soggetta a franamenti superficiali ottenuta da DTM 5 m nell'ipotesi di angolo di attrito interno pari a 45°, 40°, 35° e 30°.

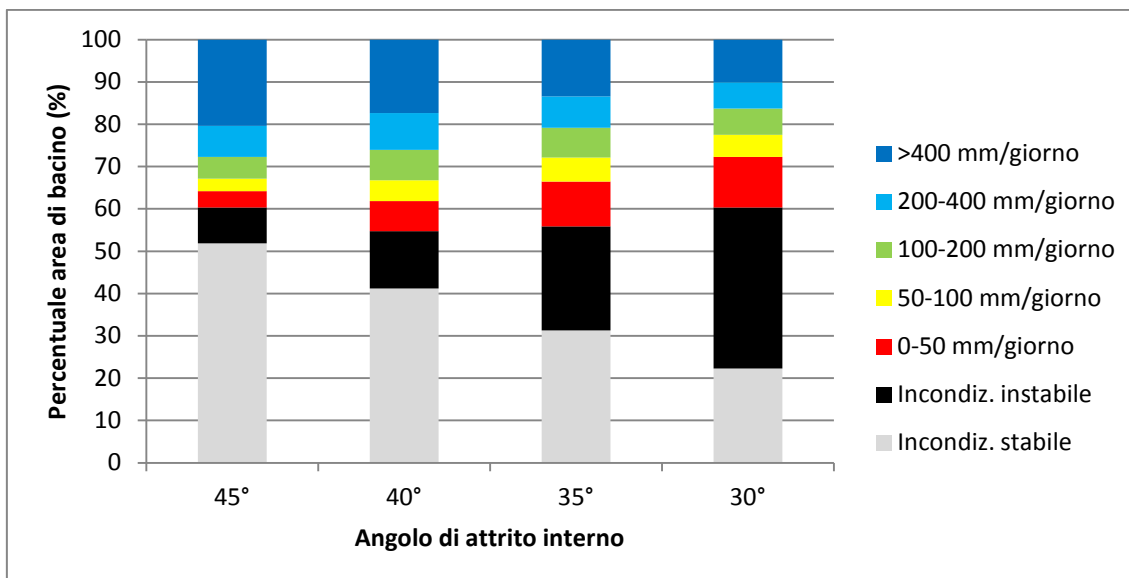


Figura 5.1.4 Frazioni percentuali di bacino delle diverse classi di pioggia critica restituite dall'applicazione del modello nell'ipotesi di angolo di attrito interno pari a 45°, 40°, 35° e 30°.

Viene assunto, quindi, un angolo di attrito interno di 35°, ma la frazione instabile del bacino (incondizionatamente instabile e instabilizzabile con valori <50 mm/giorno) risulta pari al 35%: questo dato è evidentemente ancora troppo elevato.

L'evidenza sperimentale in campo e le analisi condotte in altri bacini alpini su campioni di suolo inducono a ritenere l'ipotesi di suolo non coesivo, adottata in prima istanza nell'applicazione del modello, come un'ipotesi di lavoro poco percorribile (Dalla Fontana et al. 2005, Tarolli 2006).

È stato quindi applicato il modello assumendo valori di coesione uniformi per tutto il bacino pari a 1000 N/m², 2000 N/m² e 6000 N/m². In Figura 5.1.5 e nell'istogramma in Figura 5.1.6 si può notare la diminuzione della frazione instabile a favore di quella stabile all'aumentare della coesione.

Le frazioni percentuali di bacino classificate come instabili rimangono elevate anche adottando una coesione del suolo di 1000 e 2000 N/m². Solamente adottando una coesione pari a 6000 N/m² si ottiene una forte diminuzione dell'area instabile, ma un valore così alto è adottabile solo per le superfici boscate e non è, quindi, ipotizzabile questo valore per tutto il bacino studiato.

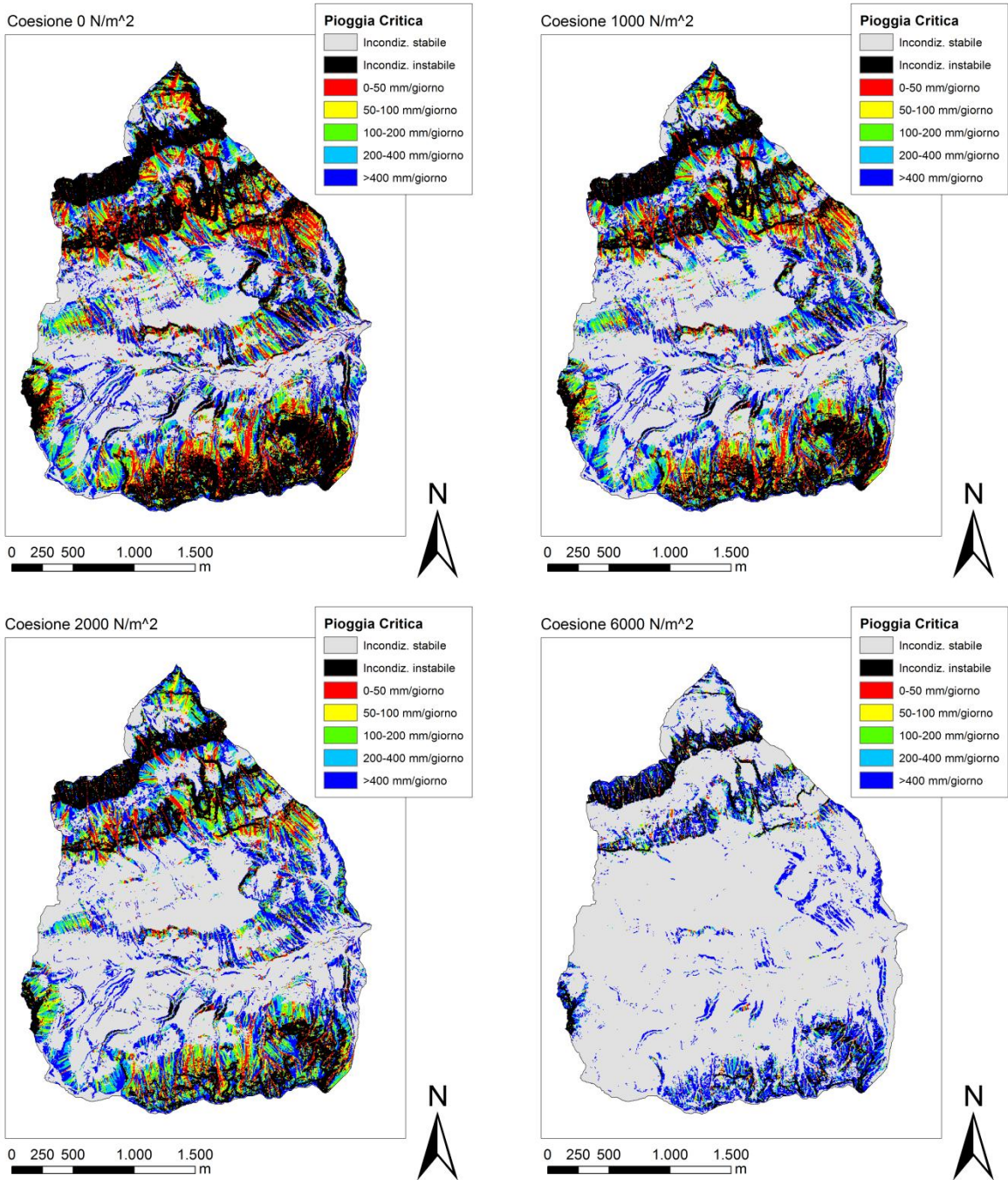


Figura 5.1.5 Mappe raster di pioggia critica ottenuta da DTM 5 m nell'ipotesi di suolo con coesione pari a 0, 1000, 2000 e 6000 N/m².

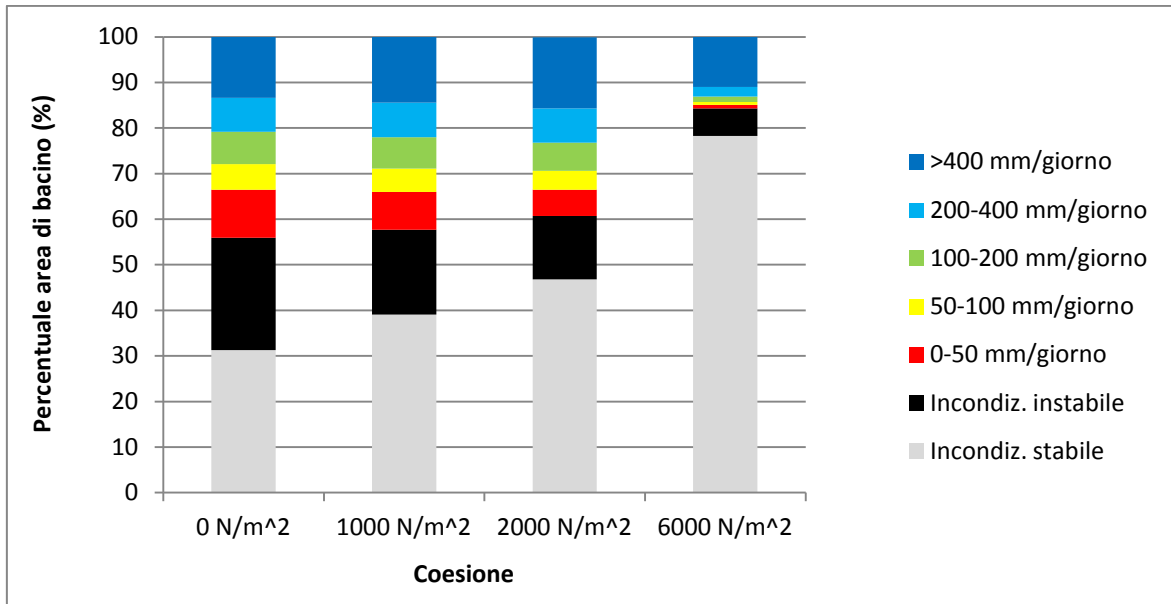
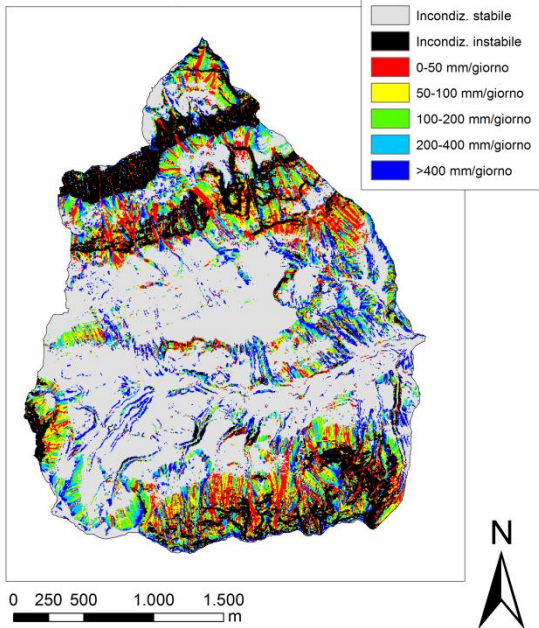


Figura 5.1.6 Frazioni percentuali di bacino delle diverse classi di pioggia critica restituite dall'applicazione del modello nell'ipotesi di suolo con coesione pari a 0, 1000, 2000 e 6000 N/m².

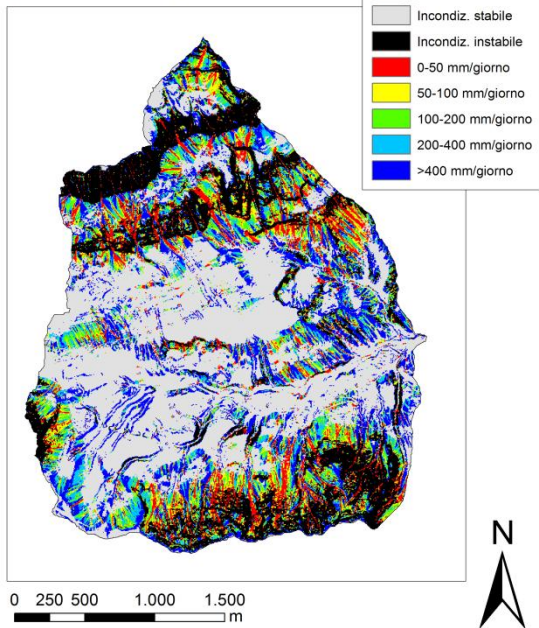
Inoltre, adottando coesione di 2000 e 6000 N/m², l'area caratterizzata da franamenti superficiali viene classificata prevalentemente come stabile. Si ritiene, perciò, che l'ipotesi di lavoro al momento più percorribile sia di coesione del suolo pari a 1000 N/m².

Quindi sono state fatte delle simulazioni per osservare il variare della pioggia critica all'aumentare dello spessore dello strato di suolo. Sono stati adottati valori di profondità pari a 0,5, 1 e 1,5 m. In Figura 5.1.7 sono rappresentate le mappe raster della pioggia critica ottenute con queste simulazioni. Dalle mappe e dall'istogramma in Figura 5.1.8 si osserva come la frazione instabile aumenta in modo non significativo all'aumentare dello spessore di suolo. La frazione incondizionatamente stabile diminuisce a favore della classe con valori di pioggia critica maggiori di 400 mm/giorno. La frazione considerata stabile si mantiene quindi costante: sommando infatti la frazione incondizionatamente stabile e quella con valori maggiori a 400 mm/giorno si ottiene una percentuale di circa il 55 % in tutte le simulazioni.

Profondità del suolo 0,5 m



Profondità del suolo 1 m



Profondità del suolo 1,5 m

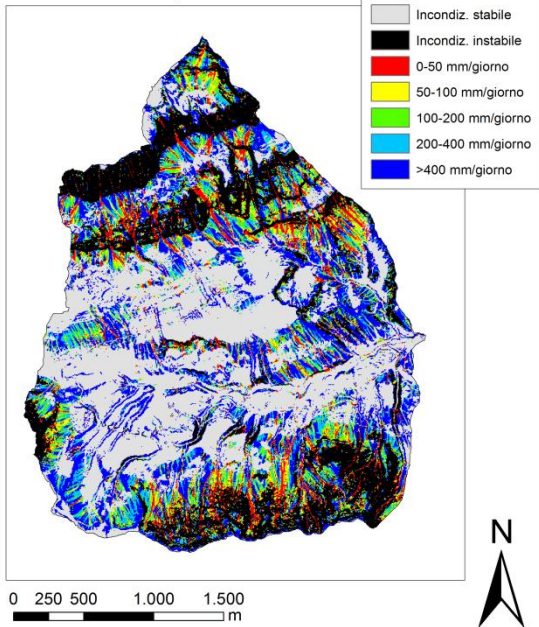


Figura 5.1.7 Mappe raster di pioggia critica ottenuta da DTM 5 m nell'ipotesi di suolo con profondità pari a 0,5 , 1 e 1,5 m.

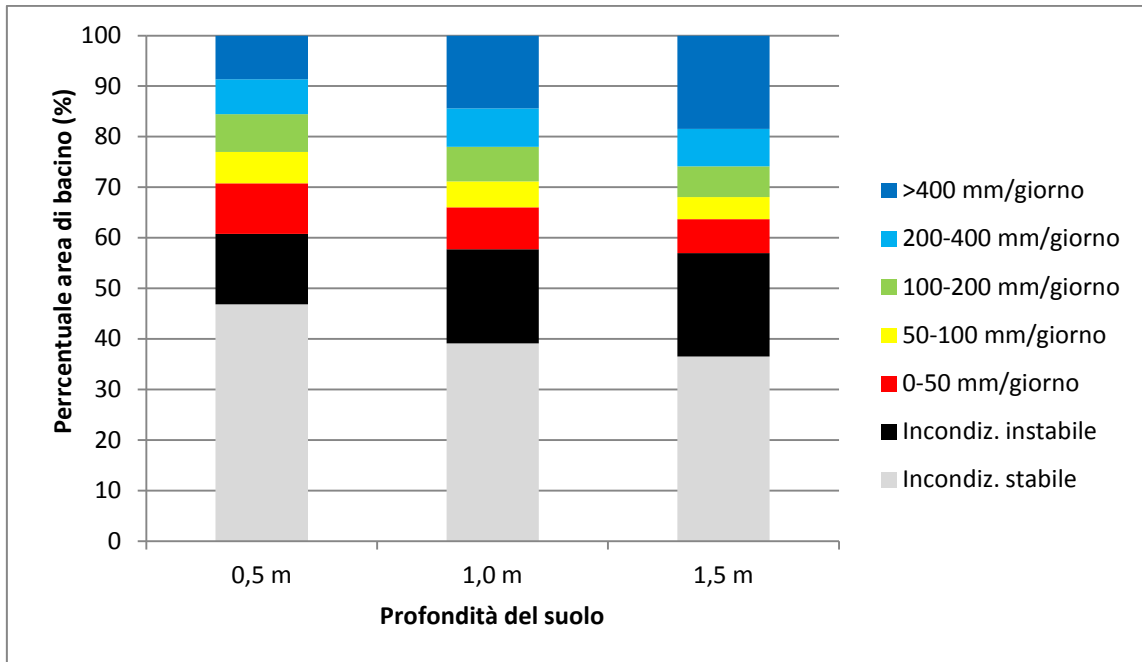


Figura 5.1.8 Frazioni percentuali di bacino delle diverse classi di pioggia critica restituite dall'applicazione del modello nell'ipotesi di suolo con profondità pari a 0,5 , 1 e 1,5 m.

Il valore della densità di suolo saturo utilizzato per queste applicazioni in letteratura oscilla da 1800 a 2000 kg/m³ (Montgomery e Dietrich 1994, Borga et al. 2002, Dalla Fontana et al. 2005, Tarolli 2006, Tarolli et al. 2006,). In questo lavoro viene tenuto invariato a 2000 kg/m³, in quanto, mancando rilievi di campo, si ritiene prudente considerare il valore più alto all'interno dell'intervallo riscontrato in letteratura.

Per quanto riguarda la conducibilità idraulica, si può dedurre dalle formule (2) e (3) del capitolo 4 che non influenza la frazione di bacino incondizionatamente instabile ed incondizionatamente stabile. Sono state fatte delle simulazioni assumendo valori di conducibilità idraulica di 20, 50, 65, 80 e 100 m/giorno, mantenendo gli altri parametri costanti, per osservare il variare della pioggia critica nelle diverse classi. In Figura 5.1.9 sono rappresentate le mappe ottenute con queste ipotesi.

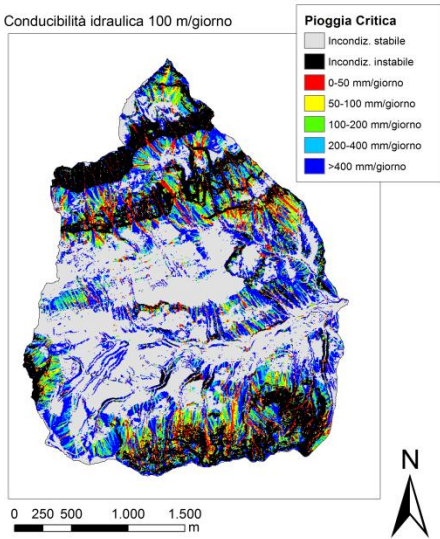
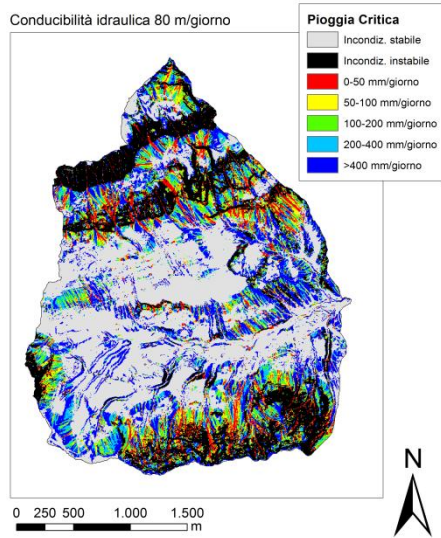
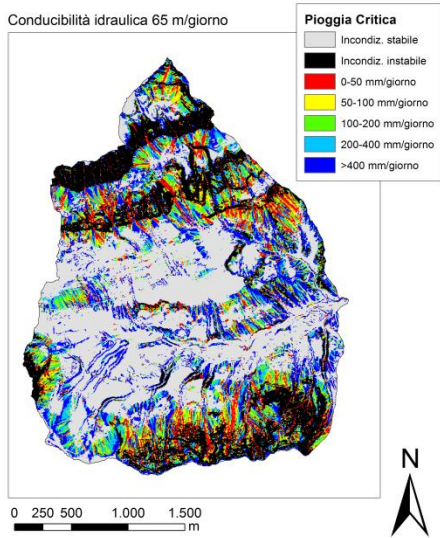
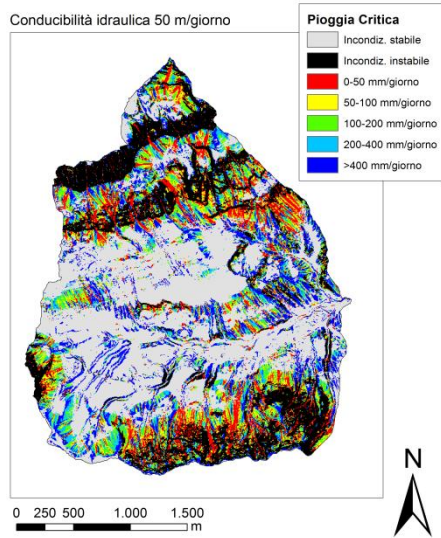
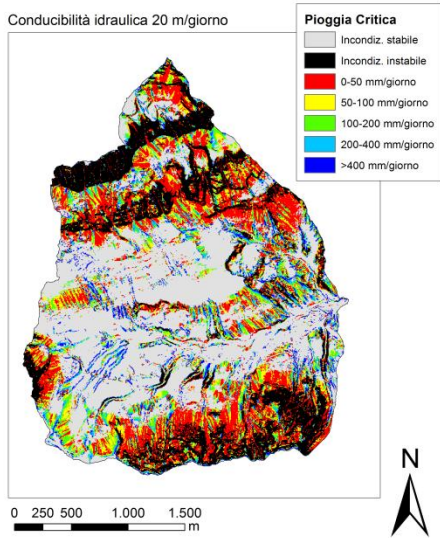


Figura 5.1.9 Mappe raster di pioggia critica ottenuta da DTM 5 m nell'ipotesi di conducibilità idraulica pari a 20, 50, 65, 80 e 100 m/giorno.

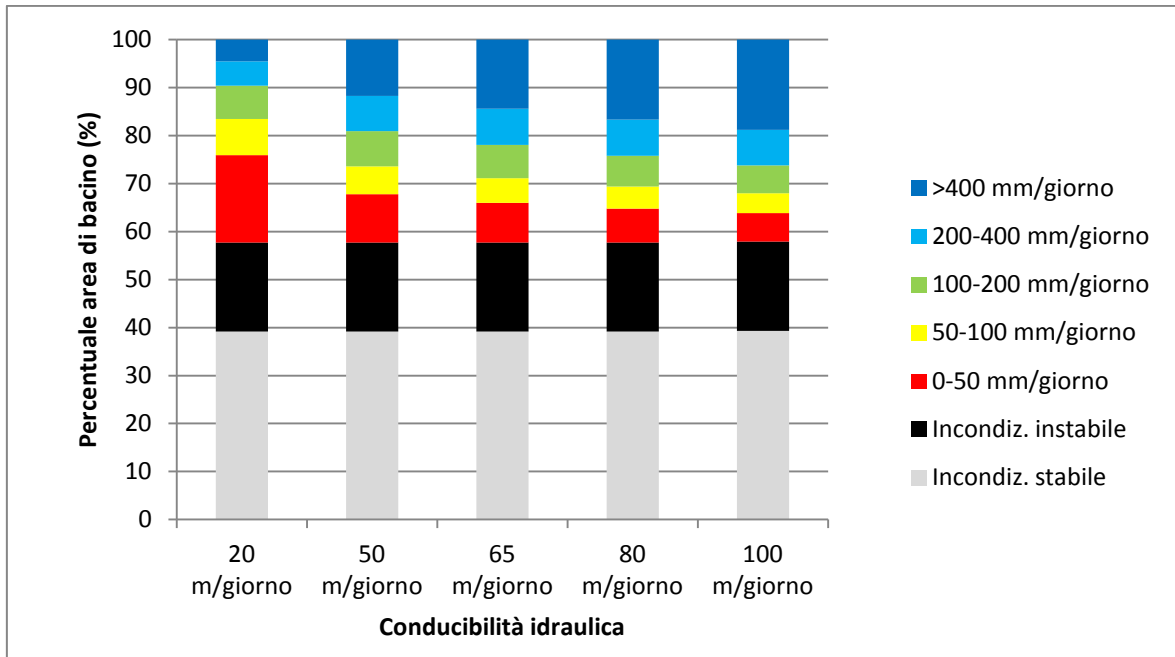


Figura 5.1.10 Frazioni percentuali di bacino delle diverse classi di pioggia critica restituite dall'applicazione del modello nell'ipotesi di conducibilità idraulica pari a 20, 50, 65, 80 e 100 m/giorno.

Dall'istogramma in Figura 5.1.10 si può notare che anche le percentuali delle altre classi di pioggia critica subiscono delle variazioni poco significative, eccetto la simulazione con ipotesi di conducibilità idraulica di 20 m/giorno. Questa presenta una frazione con valori di pioggia critica inferiori a 50 mm/giorno doppia rispetto alle altre simulazioni, e una bassa percentuale di elementi con valori maggiori a 400 mm/giorno. Nelle successive simulazioni viene adottato il valore di conducibilità idraulica più utilizzato in letteratura, pari a 65 m/giorno.

Riassumendo, applicando il modello SHALSTAB con parametri costanti per tutto il bacino, le ipotesi di lavoro ritenute più adatte per l'area studiata sono:

- angolo di attrito interno $\varphi = 35^\circ$;
- profondità del suolo $z=1$ m;
- coesione del suolo $c = 1000$ N/m²;
- conducibilità idraulica $k=65$ m/giorno;
- densità del suolo saturo $\rho_{sat} = 2000$ kg/m³.

La mappa raster di pioggia critica ottenuta con questi parametri è rappresentata in Figura 5.1.11, le frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica sono riportate in Tabella 5.1.2.

Tabella 5.1.2 Frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica ottenuta ipotizzando $\varphi=35^\circ$, $c=1000$ N/m², $k=65$ m/giorno, $z=1$ m, $\rho_{sat}=2000$ kg/m³.

Pioggia critica (mm/giorno)	Area di bacino (%)
Incondizionatamente stabile	39,1
Incondizionatamente instabile	18,6
0-50	8,3
50-100	5,1
100-200	6,9
200-400	7,6
>400	14,4

Rispetto alla simulazione fatta adottando le ipotesi suggerite da Montgomery e Dietrich (1994), quest'ultime ipotesi portano a raddoppiare l'area classificata incondizionatamente instabile e diminuire di più del 10 % l'area incondizionatamente stabile.

Con queste ipotesi, infatti, l'area classificata come potenzialmente instabile o instabilizzabile con bassi valori di pioggia critica (<50 mm/giorno) risulta essere del 26,9 %. È evidentemente una percentuale troppo elevata, ma adottare altre ipotesi per diminuire la frazione instabile sarebbe una scelta poco prudente, poiché porterebbe in primis a classificare come stabile l'area soggetta a franamenti superficiali.

Il valore di pioggia critica di ogni elemento topografico, secondo gli assunti teorici del modello, dipende da variabili di tipo topografico (A/b , ϑ) e dalle caratteristiche idrauliche e geotecniche del terreno (T , γ_{sat} , c e φ). Tuttavia, assumendo le caratteristiche del terreno costanti per tutto il bacino, in queste simulazioni la variabilità spaziale dei valori di pioggia critica nell'area studiata dipende unicamente dalle caratteristiche topografiche.

In questo modo, qualunque valore dei parametri di input venga adottato, l' 11 % dell'area del bacino che presenta pendenze maggiori rispetto alla zona soggetta a franamenti

superficiali tenderà ad essere classificata più instabile di quest'ultima, eccetto gli elementi con valori di area drenata significativamente più bassi. Per migliorare le performance del modello bisogna, quindi, calibrare i parametri del terreno in funzione dell'uso del suolo. In particolar modo bisognerà non considerare le aree in roccia con pareti verticali che il modello considera incondizionatamente instabili.

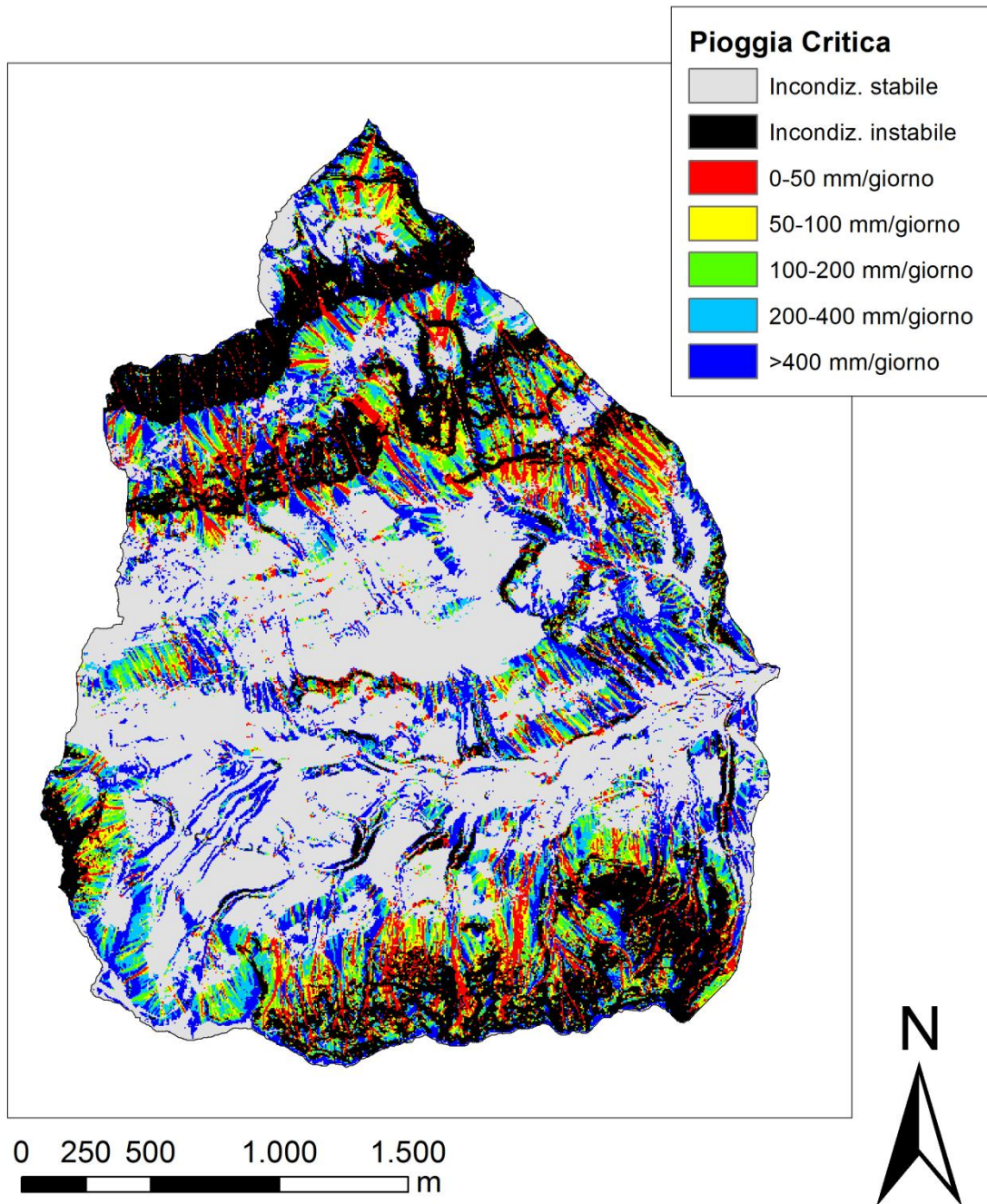


Figura 5.1.11 Mappa raster di pioggia critica ottenuta da DMT 5 m ipotizzando $\varphi=35^\circ$, $c=1000 \text{ N/m}^2$, $k=65 \text{ m/giorno}$, $z=1 \text{ m}$, $\rho_{sat}=2000 \text{ kg/m}^3$.

5.2. SIMULAZIONE CON PARAMETRI DI INPUT SPAZIALMENTE DISTRIBUITI

SHALSTAB è un modello studiato per le superfici dotate di uno strato più o meno superficiale di suolo. Come già riportato nella descrizione dell'area di studio, il 18 % della superficie del bacino è coperta da ghiaioni, e il 9 % da roccia nuda. Quindi queste superfici, prive di uno strato di suolo, non possono essere soggette a franamenti superficiali.

Le simulazioni precedentemente effettuate, che ipotizzavano una profondità del suolo di 1 m costante per tutto il bacino, individuano queste superfici come aree instabili. Questo è dovuto al fatto che i ghiaioni e le aree a roccia nuda in questo bacino presentano dei valori di pendenza molto elevati.

Inoltre, la presenza di aree caratterizzate da copertura arborea e arbustiva, suggerisce che un ruolo non trascurabile nel determinare la stabilità dei pendii debba essere assegnato al valore di coesione radicale.

Sulla base di tali considerazioni è stata delineata un'ipotesi di lavoro che tenga conto della presenza di spessore del suolo e di coesione variabili sul bacino. La calibrazione dei parametri di input è stata fatta in funzione della mappa dell'uso del suolo secondo la Tabella 5.2.1. Per la calibrazione sono stati presi in considerazione i parametri adottati da Dalla Fontana et al. (2005) e Tarolli (2006) in un'applicazione del modello SHALSTAB nel bacino alpino del Miozza, in Friuli Venezia Giulia. I valori di coesione radicale sono stati posti pari a 1000 N/m^2 per le aree a copertura erbacea, 2000 N/m^2 per le aree a copertura arbustiva e 6000 N/m^2 per le aree ad alto fusto (Schmidt et al., 2001). Sono stati considerati un angolo di attrito interno di 35° , una conducibilità idraulica di 65 m/giorno e una densità di suolo saturo di 2000 kg/m^3 . In Figura 5.2.1 sono rappresentate le mappe di distribuzione dei valori di coesione e dei valori di profondità del suolo adottati. La rete stradale, le aree edificate, coperte da ghiaioni e roccia nuda sono state poste stabili a priori. In Figura 5.2.2 è riportata la mappa di pioggia critica ottenuta con quest'ultima calibrazione, in Figura 5.2.3 si può osservare il particolare della mappa nell'area caratterizzata da franamenti superficiali. Le frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica sono riportate nella Tabella 5.2.2.

Tabella 5.2.1 Valori di profondità del suolo e coesione adottati in funzione dell'uso del suolo.

<i>Uso del suolo</i>	<i>Profondità del suolo (m)</i>	<i>Coesione (N/m²)</i>
Prati e pascoli	0,5	1000
Alneti di ontano verde	1	2000
Pecceta	1,5	6000
Lariceto	1,5	6000

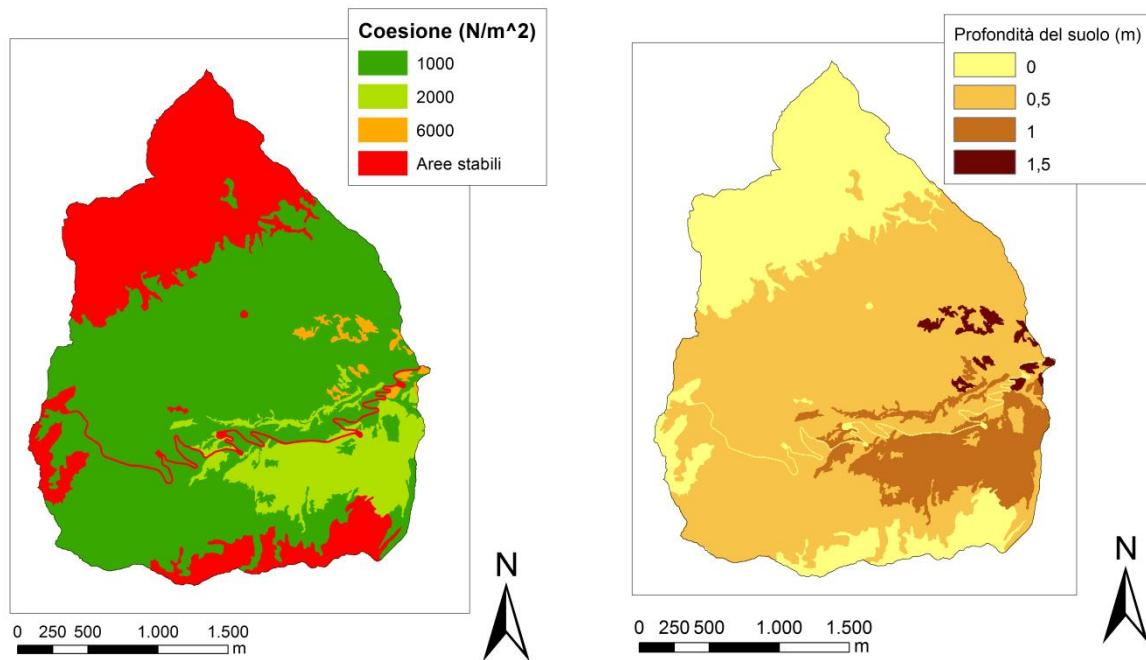


Figura 5.2.1 Mappe di distribuzione dei valori di coesione e profondità del suolo adottati della prima simulazione del modello con parametri spazialmente distribuiti.

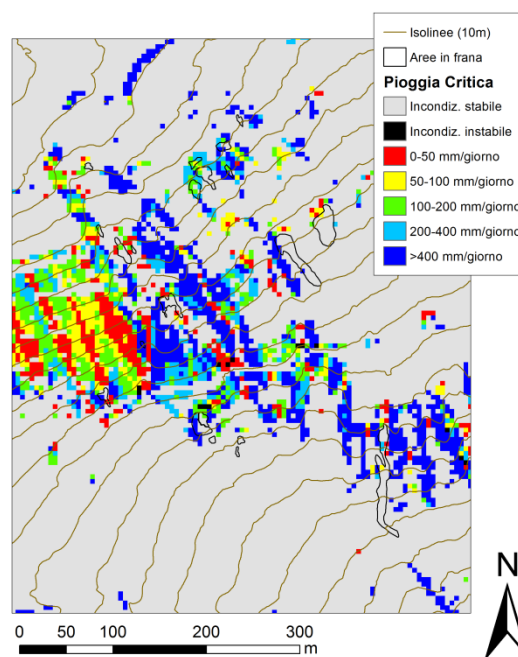
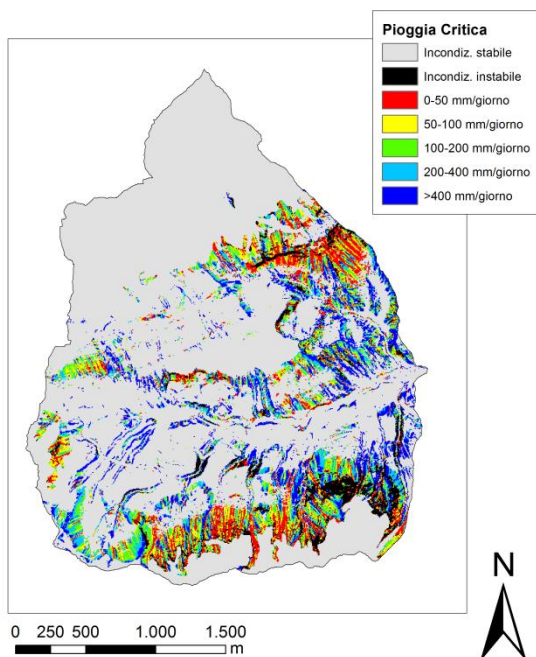


Figura 5.2.2 Mappa raster di pioggia critica ottenuta da DTM 5 m ipotizzando coesione variabile da 1000 a 6000 N/m² e profondità del suolo variabile da 0 a 1,5 m.

Figura 5.2.3 Particolare della mappa raster dell'area soggetta a franamenti superficiali.

Tabella 5.2.3 Frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica ottenuta ipotizzando coesione variabile da 1000 a 6000 N/m² e profondità del suolo variabile da 0 a 1,5 m.

Pioggia critica (mm/giorno)	Area di bacino (%)
Incondizionatamente stabile	70,2
Incondizionatamente instabile	3,5
0-50	5,6
50-100	3,7
100-200	4,7
200-400	4,8
>400	7,4

Utilizzando tale parametrizzazione si è ottenuto un sostanziale miglioramento delle prestazioni del modello. Rispetto alle simulazioni senza procedura di calibrazione è diminuita sostanzialmente la frazione di area incondizionatamente instabile, e gli elementi con pioggia critica inferiore a 50 mm/giorno sono diminuiti del 3 % (Tabella 5.2.2).

L'area soggetta a franamenti superficiali, viene classificata prevalentemente come instabilizzabile con valori di pioggia critica maggiori a 400 mm/giorno, ma rispetto alle simulazione con le ipotesi suggerite da Montgomery e Dietrich presenta un maggior numero di elementi con bassi valori di pioggia critica. In Figura 5.2.4 si può notare che le aree limitrofe vengono classificate con valori di pioggia critica più bassi. Dalla fotografia in Figura 5.2.5 si osserva che questi pendii hanno una maggiore pendenza rispetto all' area in frana. In particolare, il pendio posto a est rispetto alle frane mappate, classificato incondizionatamente instabile o instabilizzabile con bassi valori di pioggia critica, presenta evidenti processi erosivi.

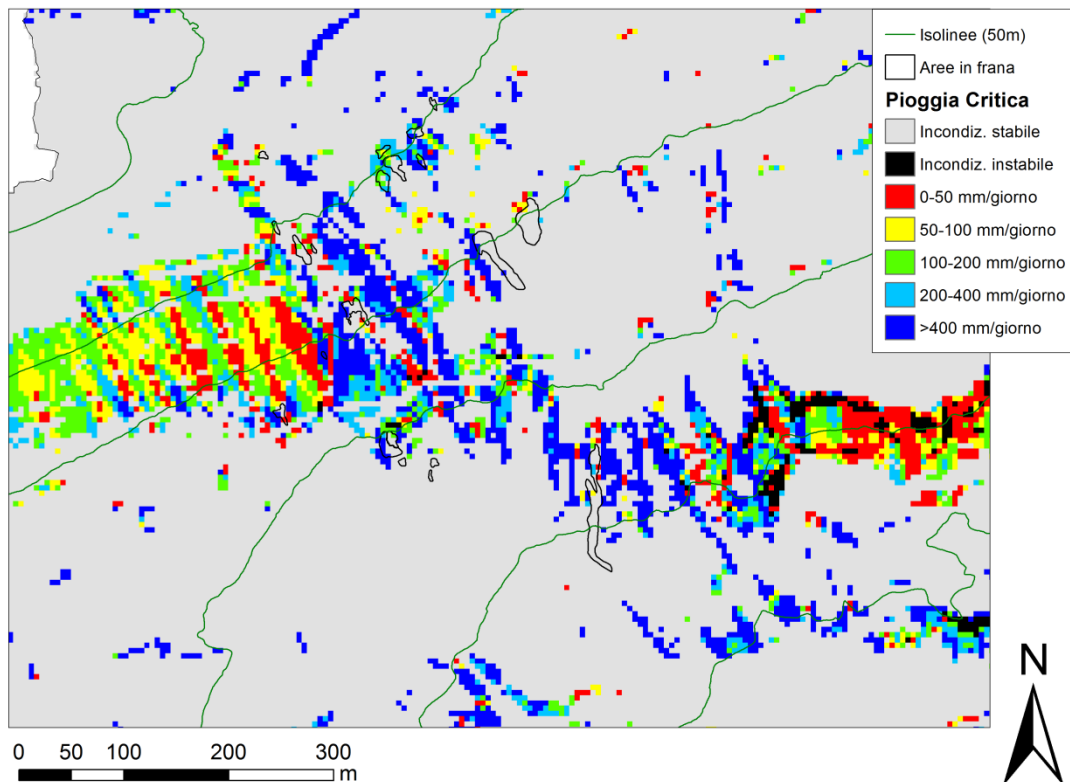


Figura 5.2.4 Particolare della mappa raster di pioggia critica dell'area soggetta a franamenti superficiali e delle aree limitrofe.



Figura 5.2.5 Al centro area soggetta a franamenti superficiali, a destra area in erosione.

Questa calibrazione, basata sui parametri adottati per il bacino del Miozza (Dalla Fontana et al. 2005, Tarolli 2006), potrebbero ritenersi inadatti per il bacino del Cordevole: a differenza del bacino del Miozza (quota minima 471 m.s.l.m., massima 2075 m.s.l.m.), il bacino oggetto di studio si colloca interamente a quote superiori ai 1800 m.s.l.m. A queste quote è difficile che il suolo raggiunga spessori superiori al metro. Per questo motivo la profondità del suolo è stata ricalibrata adottando valori di 0,5 m per le aree a copertura arbustiva ed erbacea, e 1 m per le aree a copertura arborea. La mappa della nuova distribuzione della profondità del suolo è rappresentata in Figura 5.2.6. Avendo diminuito lo spessore dello strato di suolo nelle aree a copertura arbustiva e arborea, con questa nuova calibrazione è diminuita la frazione instabile in queste aree (Fig 5.2.7). In Tabella 5.2.3 sono riportate le frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica ottenute da quest'ultima calibrazione.

Circa tre quarti dell'area di bacino sono classificati come incondizionatamente stabili, il 2,7 % incondizionatamente instabile e il 5,5 % instabilizzabile con valori di pioggia critica inferiori a 50 mm/giorno. Nell'ipotesi più gravosa di considerare precipitazioni superiori a 400 mm/giorno, le aree a rischio di franamento costituirebbero il 27,3 % dell'area del bacino.

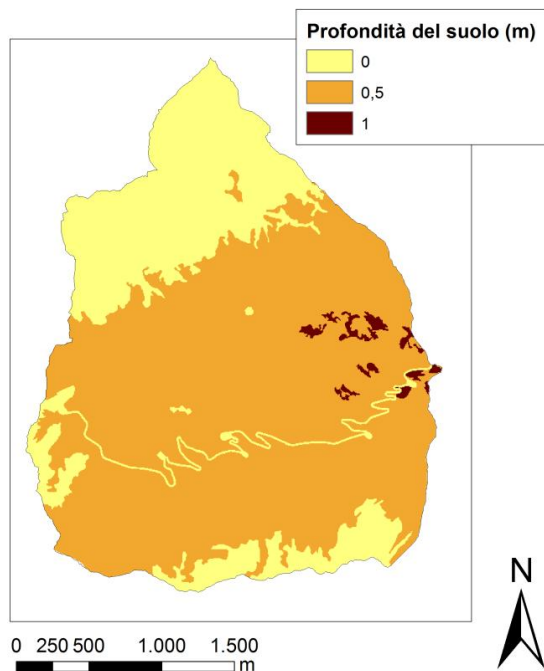


Figura 5.2.6 Mappa di distribuzione dei valori di profondità del suolo adottati della seconda simulazione del modello con parametri spazialmente distribuiti.

Tabella 5.2.3 Frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica ottenuta ipotizzando coesione variabile da 1000 a 6000 N/m² e profondità del suolo variabile da 0 a 1 m.

Pioggia critica (mm/giorno)	Area di bacino (%)
Incondizionatamente stabile	72,7
Incondizionatamente instabile	2,7
0-50	5,5
50-100	3,6
100-200	4,5
200-400	4,6
>400	6,4

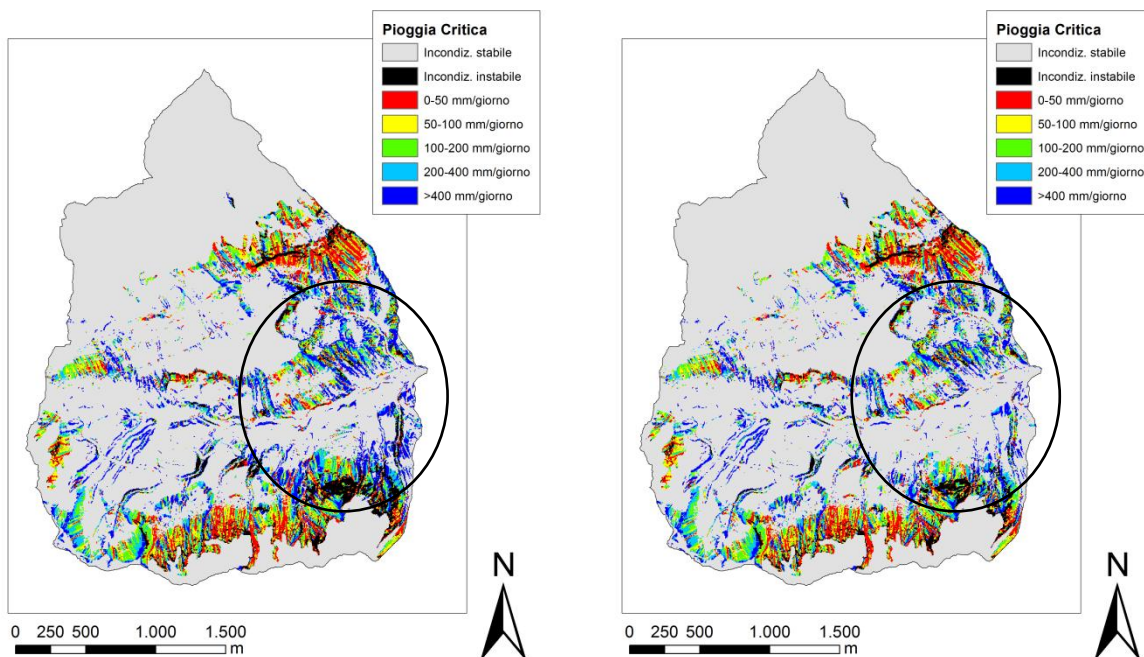


Figura 5.2.7 Mappe raster di pioggia critica ottenute da DTM 5 m con valori di profondità del suolo variabile da 0 a 1,5 m (a sinistra) e da 0 a 1 m (a destra); i valori di pioggia critica delle due mappe differiscono solamente nell'area cerchiata.

Le aree in frana mappate costituiscono lo 0,06 % dell'area del bacino e sono circoscritte in una specifica zona, mentre il modello classifica come instabili molte più aree di quelle osservate in campo (2,7 %). In queste aree instabili rientra quel 2 % della superficie del bacino con pendenza maggiore rispetto all'area in frana. I rilievi in campo e le ortofoto riescono ad individuare solamente le frane più recenti, e molte delle aree classificate come instabili dal modello potrebbero esser state soggette a franamenti superficiali in passato. La morfologia del versante classificato come instabile suggerisce che queste zone rappresentino aree in cui il franamento sia il principale processo di trasporto dei sedimenti considerando scale temporali molto ampie (Montgomery e Dietrich, 1994). È possibile comunque che il modello sovrastimi le aree potenzialmente instabili. È da sottolineare come l'esito della classificazione di stabilità sia da interpretare come un indice territoriale di propensione potenziale al franamento superficiale e non come una puntuale previsione del verificarsi di una frana in uno specifico sito. Quindi, viene considerata accettabile la percentuale classificata come instabile.

Le aree ripide classificate come instabili generalmente corrispondono ad aree con rocce affioranti. Queste aree rappresentano siti di instabilità permanente, dove difficilmente riesce ad accumularsi una grande quantità di materiale (Montgomery e Dietrich, 1994). Infatti, la maggior parte dell'area instabilizzabile con valori di pioggia critica inferiori a 50 mm/giorno viene individuata nelle aree a copertura erbacea e arbustiva in una fascia di quota compresa indicativamente tra 2100 e 2400 m s.l.m.; a quote immediatamente superiori si trovano ghiaioni e rocce, mentre inferiormente vi sono pascoli e alnete con valori di pendenza significativamente più bassi. La presenza di rocce affioranti in queste aree potrebbe indicare uno spessore di suolo ancora inferiore a 0,5 m. Per una calibrazione ancora più dettagliata sarebbero necessari specifici rilievi in campo, che in questo studio non sono stati fatti. Per questo motivo si è scelto per le aree vegetate di non scendere al di sotto di 0,5 m di profondità di suolo.

Altre aree incondizionatamente instabili o con bassi valori di pioggia critica sono individuati più a valle alla sinistra idrografica del torrente Cordevole, su pascoli caratterizzati da una forte pendenza. Alla destra idrografica, invece, le aree instabili si localizzano lungo corsi d'acqua di basso ordine.

Per quanto riguarda l'area caratterizzata da franamenti superficiali, nessuna delle simulazioni effettuate ha classificato l'area come incondizionatamente instabile o instabilizzabile con bassi valori di pioggia critica, eccetto quella con ipotesi di angolo di attrito interno pari a 30° e suolo non coesivo (ipotesi ritenute inaccettabili). Tuttavia, gli elementi a monte di ogni frana vengono classificati incondizionatamente instabili o instabilizzabili con bassi valori di pioggia critica (Fig 5.2.8). Questo indica una buona risposta del modello nell'individuare le aree potenzialmente instabili nell'area studiata.

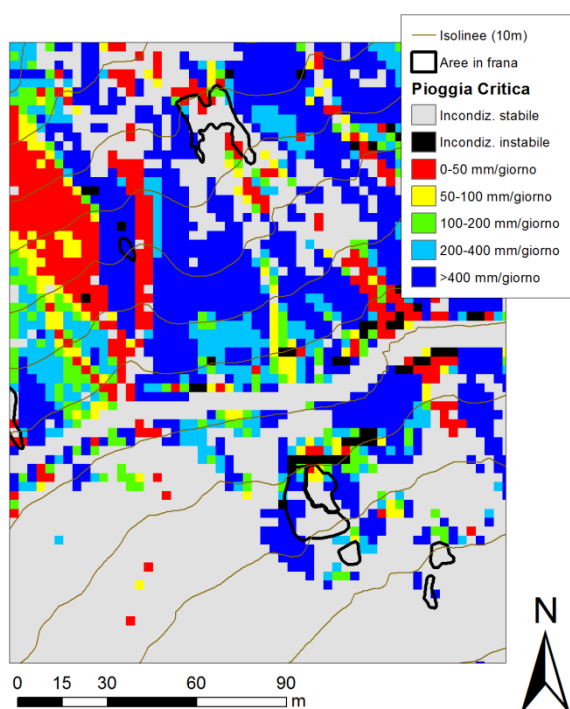


Figura 5.2.8 Mappa raster di pioggia critica ottenuta da DTM 3 m dell'area soggetta a franamenti. Si notino gli elementi classificati instabili a monte di ogni frana.

Quindi, applicando il modello SHALSTAB con parametri spazialmente distribuiti, le ipotesi di lavoro ritenute più adatte per l'area studiata sono:

- angolo di attrito interno $\varphi = 35^\circ$;
- conducibilità idraulica $k = 65$ m/giorno;
- densità del suolo saturo $\rho_{sat} = 2000$ kg/m³;
- profondità del suolo z nulla per le aree a roccia nuda e ghiaioni, pari a 0,5 m per le aree a copertura erbacea e arbustiva e 1 m per le aree a copertura arborea;
- coesione c pari a 1000 N/m² per le aree a copertura erbacea, 2000 N/m² per le aree a copertura arbustiva, 6000 N/m² per le aree a copertura arborea.

Specifici rilievi in campo contribuirebbero al miglioramento della calibrazione del modello.

La mappa raster della pioggia critica ottenuta con questa parametrizzazione è rappresentata in Figura 5.2.9. Le Figure 5.2.10, 5.2.11, 5.2.12 e 5.2.13 riportano alcuni particolari della mappa di pioggia critica di aree classificate come instabili affiancati dalla foto aerea.

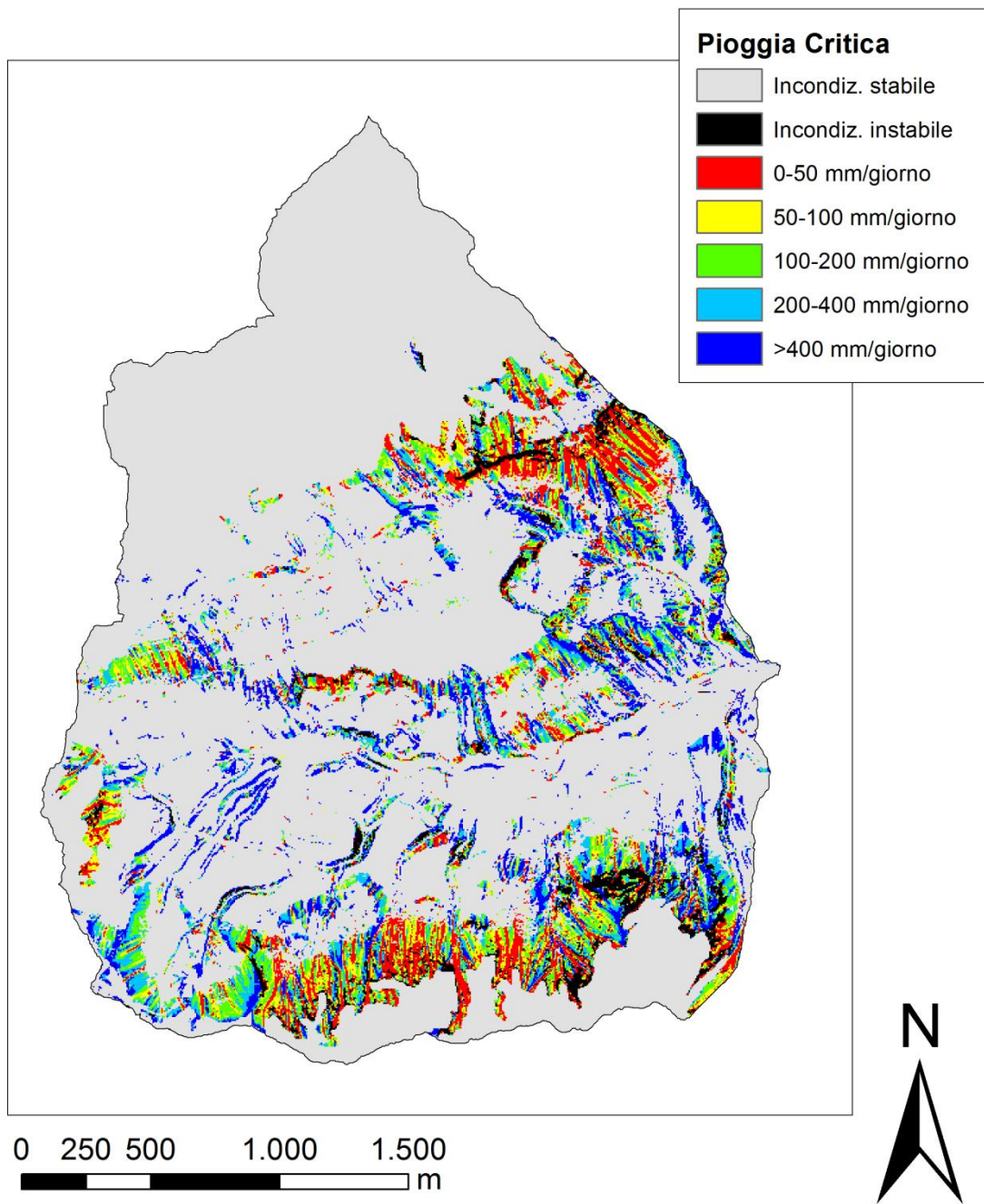


Figura 5.2.9 Mappa raster di pioggia critica ottenuta da DTM 5 m con le ipotesi di lavoro ritenute più adatte per il bacino studiato.

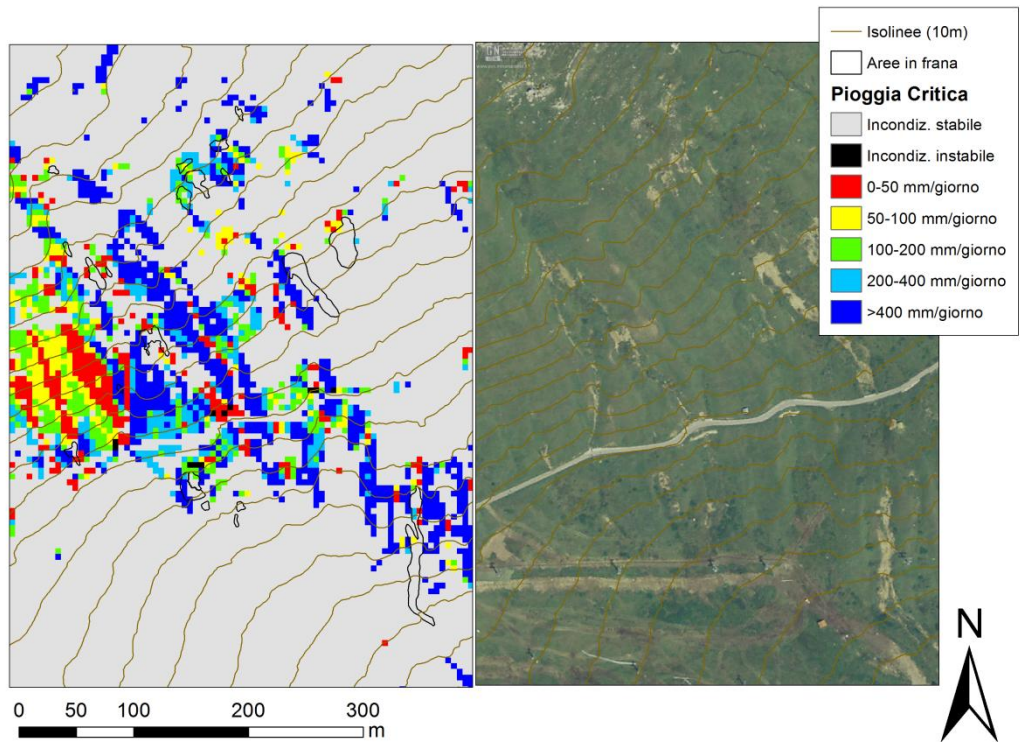


Figura 5.2.10 Particolare della mappa raster di pioggia critica dell'area soggetta a franamenti superficiali e la foto aerea corrispondente.

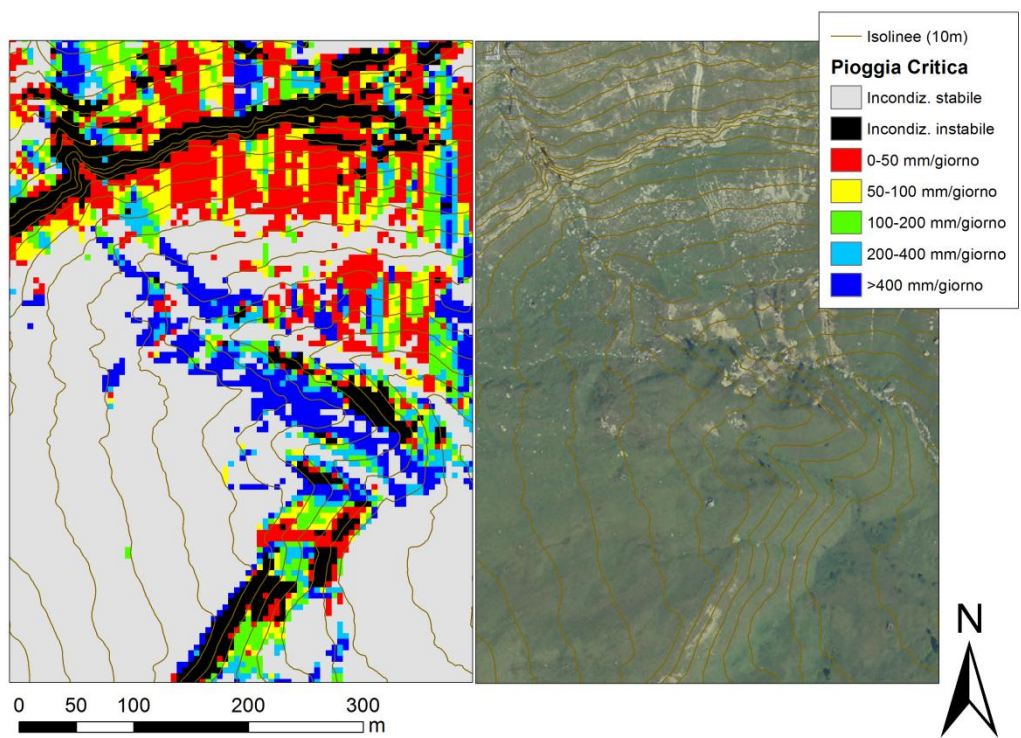


Figura 5.2.11 Particolare della mappa di pioggia critica di un'area con rocce affioranti classificata come incondizionatamente instabile e la foto aerea corrispondente.

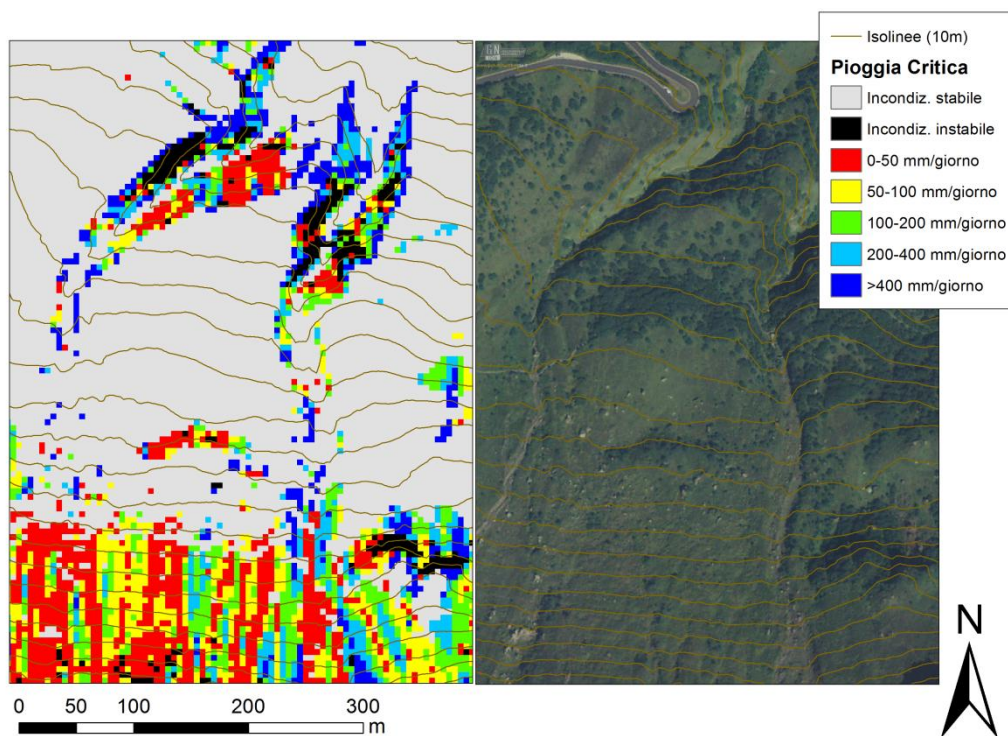


Figura 5.2.12 Particolare della mappa di pioggia critica di un'area classificata come incondizionatamente instabile lungo il corso d'acqua di basso ordine e la foto aerea corrispondente.

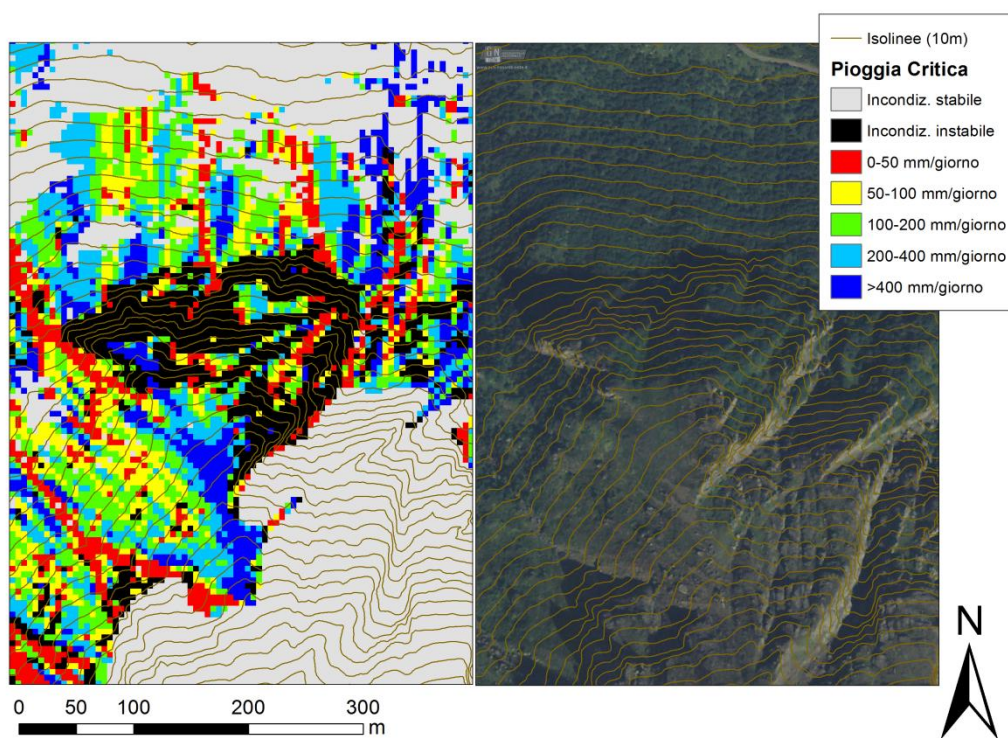


Figura 5.2.13 Particolare della mappa di pioggia critica di un'area a copertura arbustiva classificata come incondizionatamente instabile e la foto aerea corrispondente.

5.3. SIMULAZIONE DEL MODELLO CON DTM A DIVERSA RISOLUZIONE

Le simulazioni del modello sono state effettuate utilizzando DTM con celle di 3 m e 5 m. Di seguito vengono messe a confronto le mappe ottenute da tre simulazioni precedentemente effettuate. Per ogni simulazione viene riportata una figura che confronta le mappe di pioggia critica nell'area caratterizzata da franamenti superficiali e una tabella che riporta le frazioni percentuali di bacino nelle varie classi di pioggia critica. Le differenze sono dovute unicamente alla diversa risoluzione dei DTM utilizzati.

In tutte le simulazioni le mappe con risoluzione di 3 m tendono a sottostimare la frazione incondizionatamente stabile di circa l'1 % rispetto alle mappe con risoluzione di 5 m, e sovrastimano la frazione incondizionatamente instabile di meno dell'1%. Anche le frazioni percentuali delle altre classi di pioggia critica non presentano differenze significative (Tabelle 5.3.1, 5.3.2, 5.3.3). Le mappe ricavate da DTM 3 m forniscono ovviamente un maggior dettaglio, ma le mappe ottenute da DTM 5 m consentono una lettura più rappresentativa della scala dei processi analizzati. Utilizzando DTM 3 m i dettagli creano rumore, con DTM 5 m si ha invece una mitigazione di questo rumore della superficie e, quindi, la scala delle frane viene meglio rappresentata. Infatti, una nicchia di frana può variare da 5 a 10 m (Fig. 5.3.1, 5.3.2, 5.3.3). Quindi, i DTM con risoluzione di 5 m vengono ritenuti più adatti per queste applicazioni (Tarolli e Tarboton, 2006). Per questo motivo nei capitoli precedenti sono state riportate le mappe ottenute da DTM 5 m.

- *Simulazione con parametri suggeriti da Montgomery e Dietrich (1994)*

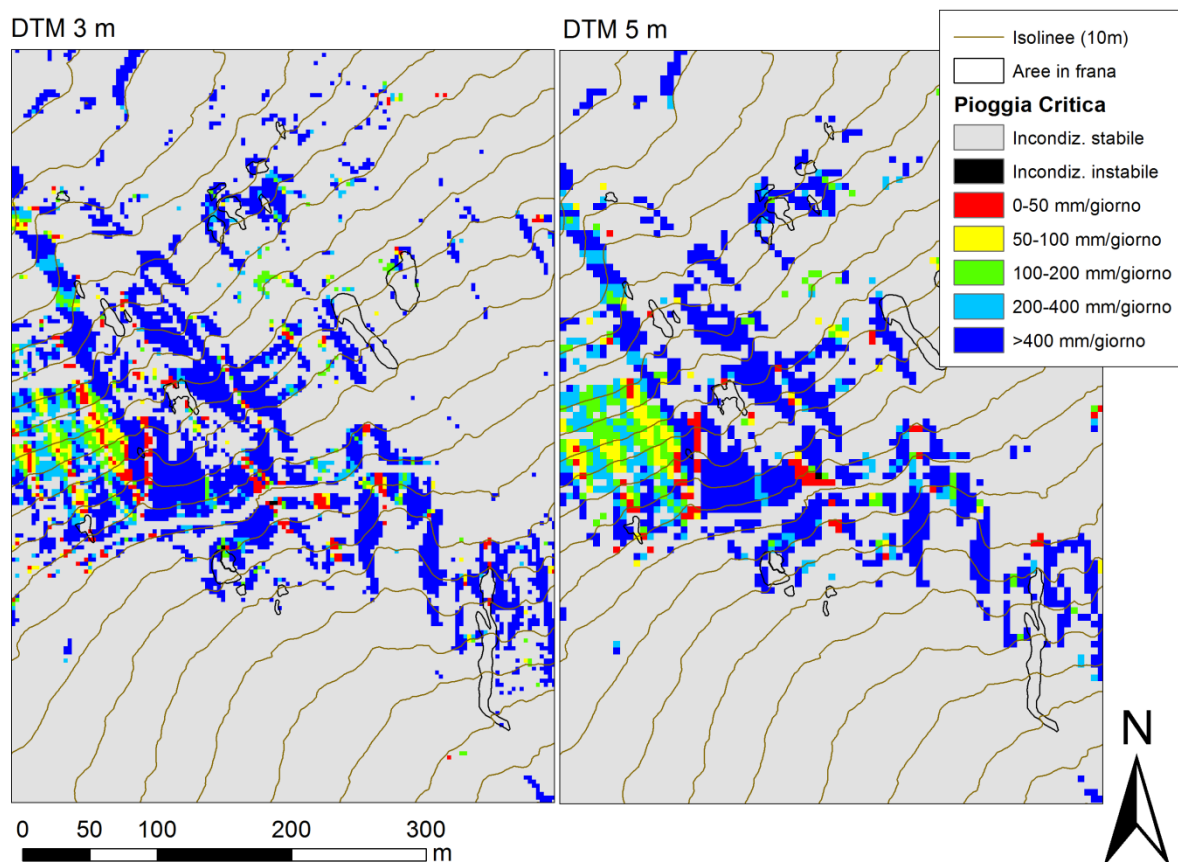


Figura 5.3.1 Mappe raster di pioggia critica dell'area caratterizzata da franamenti superficiali ottenuta da DTM 3 m (a sinistra) e da DTM 5 m (a destra) con le ipotesi suggerite da Montgomery e Dietrich (1994).

Tabella 5.3.1 Frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica ottenuta da DTM 3m e 5m con le ipotesi suggerite da Montgomery e Dietrich.

Pioggia critica (mm/giorno)	DTM 3 m	DTM 5 m
Incondizionatamente stabile	50,9	51,9
Incondizionatamente instabile	8,7	8,5
0-50	3,5	3,9
50-100	2,6	3,0
100-200	4,3	5,1
200-400	6,5	7,3
>400	23,5	20,4

- Simulazione con parametri costanti per tutto il bacino

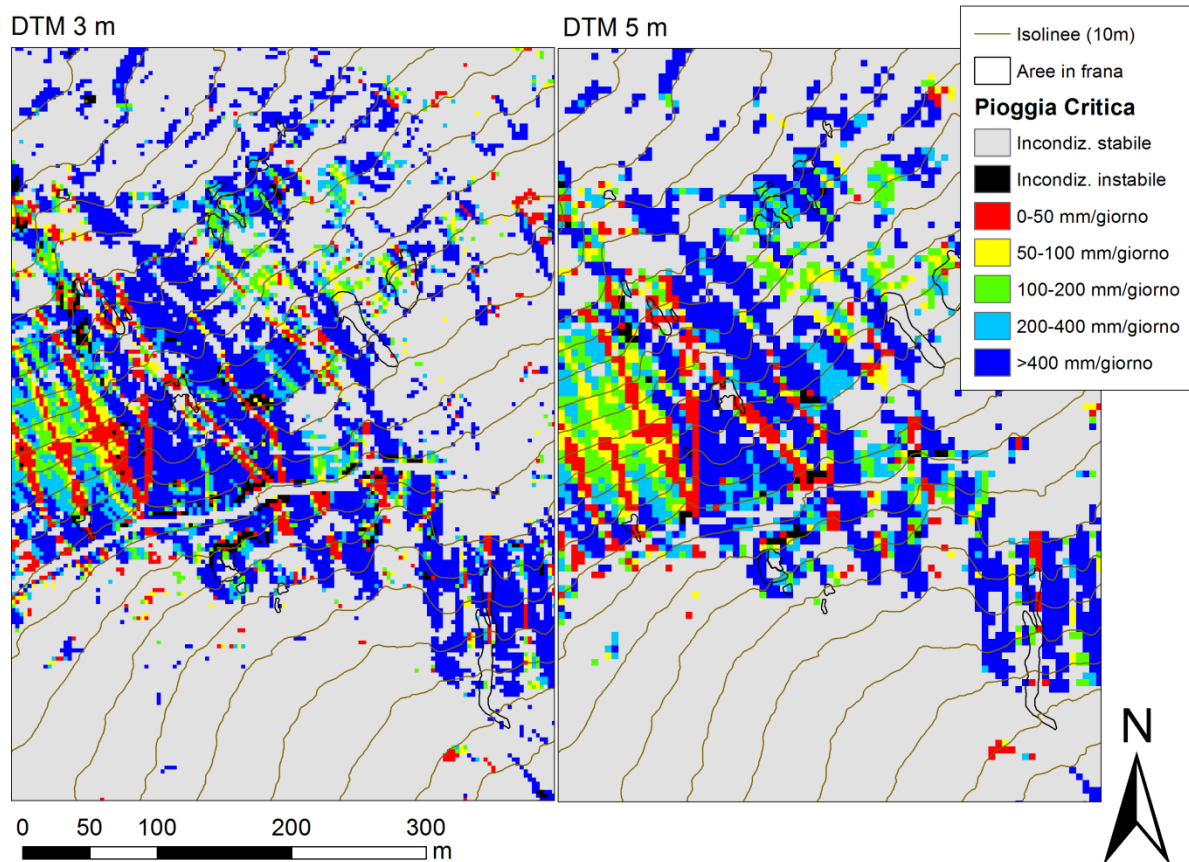


Figura 5.3.2 Mappe raster di pioggia critica dell'area caratterizzata da franamenti superficiali ottenuta da DTM 3 m (a sinistra) e da DTM 5 m (a destra) ipotizzando $\varphi=35^\circ$, $c=1000 \text{ N/m}^2$, $k=65 \text{ m/giorno}$, $z=1 \text{ m}$, $\rho_{sat}=2000 \text{ kg/m}^3$.

Tabella 5.3.2 Frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica ottenuta da DTM 3m e 5m ipotizzando $\varphi=35^\circ$, $c=1000 \text{ N/m}^2$, $k=65 \text{ m/giorno}$, $z=1 \text{ m}$, $\rho_{sat}=2000 \text{ kg/m}^3$.

Pioggia critica (mm/giorno)	DTM 3 m	DTM 5 m
Incondizionatamente stabile	38,4	39,1
Incondizionatamente instabile	19,2	18,6
0-50	7,2	8,3
50-100	4,4	5,1
100-200	6,1	6,9
200-400	7,2	7,6
>400	17,4	14,4

- *Simulazione con valori di coesione e profondità del suolo spazialmente distribuiti*

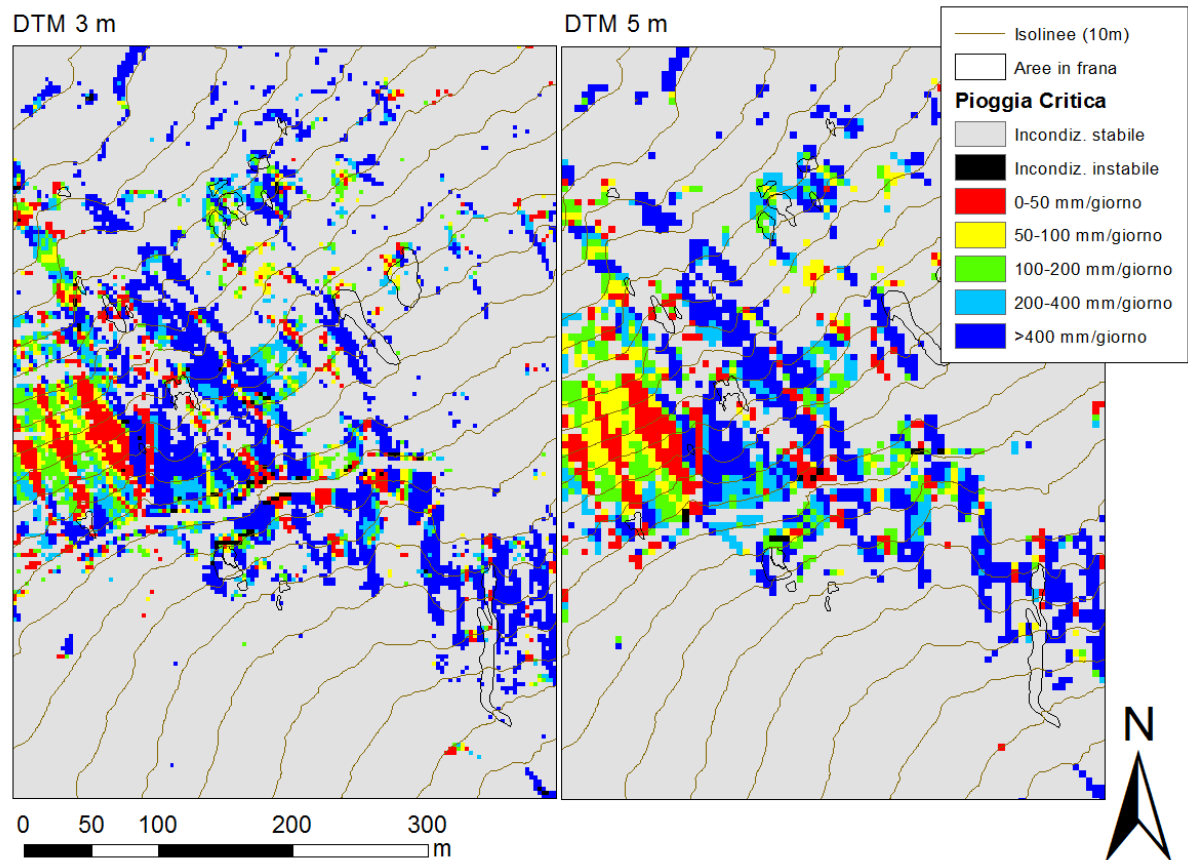


Figura 5.3.3 Mappe raster di pioggia critica dell'area caratterizzata da franamenti superficiali ottenuta da DTM 3 m (a sinistra) e da DTM 5 m (a destra) ipotizzando coesione variabile da 1000 a 6000 N/m² e profondità del suolo variabile da 0 a 1 m.

Tabella 5.3.3 Frazioni percentuali di bacino per ciascuna classe di pioggia critica ottenuta da DTM 3 m e 5 m ipotizzando coesione variabile da 1000 a 6000 N/m² e profondità del suolo variabile da 0 a 1 m.

Pioggia critica (mm/giorno)	DTM 3 m	DTM 5 m
Incondizionatamente stabile	71,4	72,7
Incondizionatamente instabile	3,4	2,7
0-50	4,8	5,5
50-100	3,2	3,6
100-200	4,2	4,5
200-400	4,7	4,6
>400	8,4	6,4

6. CONCLUSIONI

Il modello SHALSTAB è stato applicato al bacino dell'alto Cordevole, situato nei pressi del Passo Pordoi, in provincia di Belluno sul confine col Trentino Alto-Adige. Il bacino è caratterizzato da franamenti superficiali di piccole dimensioni, concentrati in un'area ristretta a copertura erbacea. Essi coprono lo 0,06 % della superficie del bacino, e perciò non è possibile operare un confronto statistico tra queste aree e quelle classificate instabili dal modello.

Lo schema di calcolo SHALSTAB proposto da Montgomery e Dietrich (1994) è applicabile a tutti quei fenomeni riguardanti la traslazione dello strato superficiale del suolo con spessore inferiore ai 3-4 m la cui dinamica è riconducibile alla convergenza del deflusso sottosuperficiale. Secondo tale approccio, le condizioni di stabilità di un versante vengono descritte tramite un semplice modello idrologico stazionario ed espresse in funzione dell'area contribuente, della pendenza locale, dell'intensità di pioggia e delle caratteristiche idrologiche e geomeccaniche del terreno.

Le mappe di pioggia critica forniscono una valutazione distribuita della potenziale propensione al franamento superficiale sul bacino. È da sottolineare come l'esito della classificazione di stabilità sia da interpretare come un indice territoriale di propensione potenziale al franamento superficiale e non come una puntuale previsione del verificarsi di una frana in uno specifico sito. È, tuttavia, evidente che mappe di pioggia critica come quelle prodotte dal modello possono essere utilmente impiegate per una preliminare classificazione della pericolosità da instabilità superficiale dei versanti.

L'adozione di diverse modalità di individuazione delle direzioni di deflusso portano a mappe dell'area drenata significativamente diverse, e quindi a mappe di pioggia critica diverse. In questo lavoro è stato utilizzato l'algoritmo D-infinito, ritenuto da letteratura il più rappresentativo per la descrizione delle direzioni di deflusso su versante.

L'accuratezza dei risultati restituiti dal modello è strettamente legata all'accuratezza del modello digitale del terreno utilizzato. In questo lavoro sono stati utilizzati DTM con celle di 3 e 5 m di alta qualità, basati su rilievi condotti con tecniche LiDAR. I risultati ottenuti con

DTM 3 m forniscono un maggior dettaglio, mentre quelli ottenuti da DTM 5 m consentono una lettura più rappresentativa della scala dei processi analizzati.

L'applicazione di SHALSTAB al bacino del Cordevole non ha condotto a buoni risultati adottando l'ipotesi di lavoro classica che fa riferimento a suoli non coesivi e ad angoli di attrito interno elevati. Ipotizzando un angolo di attrito interno pari a 35° , coesione 1000 N/m^2 e profondità del suolo 1 m costanti per tutto il bacino il modello classifica come instabile o instabilizzabile con bassi valori di pioggia critica il 26,9 % dell'area del bacino. Tra le aree instabili vengono individuate rocce e ghiaioni, privi di uno strato di suolo e quindi non a rischio di franamenti superficiali.

Si è visto che la frazione instabile aumenta significativamente al diminuire dell'angolo di attrito interno. Ipotizzando valori di coesione sempre maggiori, la frazione stabile aumenta a sfavore di quella instabile. Adottare diversi valori di profondità del suolo porta ad aumentare la frazione instabile, mentre quella stabile si mantiene abbastanza costante. Variando la conducibilità idraulica le frazioni incondizionatamente instabili ed incondizionatamente stabili non subiscono modifiche; anche le frazioni percentuali delle altre classi non variano in modo significativo. Solamente valori di conducibilità molto bassi (20 m/giorno) portano ad avere un sostanziale aumento della frazione potenzialmente instabile con valori inferiori a 50 mm/giorno e a diminuire la percentuale di elementi con pioggia critica maggiore a 400 mm/giorno .

Solamente considerando coesione e spessore del suolo variabili sul bacino, in funzione dell'uso del suolo, si sono ottenuti significativi miglioramenti nelle prestazioni del modello. Viene classificato incondizionatamente instabile il 2,7 % dell'area del bacino, corrispondente ad aree a copertura erbacea e arbustiva con rocce affioranti, aree a forte pendenza e lungo i corsi d'acqua di basso ordine. È possibile che il modello tenda a sovrastimare le aree potenzialmente soggette a franamenti superficiali, ma la morfologia dei versanti classificati come instabili suggerisce che queste zone rappresentino aree in cui il franamento sia il principale processo di trasporto dei sedimenti in scale temporali molto ampie (Montgomery e Dietrich, 1994).

L'area caratterizzata da franamenti superficiali viene prevalentemente classificata come instabilizzabile con alti valori di pioggia critica. Tuttavia, gli elementi a monte di ogni frana vengono classificati incondizionatamente instabili o instabilizzabili con bassi valori di pioggia critica. Questo indica una buona risposta del modello nell'individuare le aree potenzialmente instabili nell'area studiata.

Il considerare coesione e spessore del suolo variabili sul bacino, ancorché plausibile nella situazione analizzata, pone tuttavia problemi di parametrizzazione che richiedono ulteriori approfondimenti e analisi. Una più corretta distribuzione dei valori di coesione e profondità del suolo è possibile solamente tramite specifici rilievi di campo.

BIBLIOGRAFIA

Borga M., Dalla Fontana G., Dar Ros D., Marchi L., 1998. Shallow landslide hazard assessment using a physically based model and digital elevation data, *Environmental Geology*, 35, 81-88.

Borga M., Dalla Fontana G., Gregoretti C., Marchi L., 2002. Assesment of shallow landsliding by using a physically based model of hillslope stability, *Hydrological Processes*, 16, 2833-2851.

Carrara A., Cardinali M., Detti R., Guzzetti F., Pasqui V., Peichenbach P., 1991. GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard, *Earth Surface processes and Landforms*, 16, 427-445.

Dalla Fontana G., Borga M., Tarolli P., 2005. Modellazione dei processi di instabilità superficiale, La prevenzione del rischio idrogeologico nei piccoli bacini montani della regione: esperienze e conoscenze acquisite con il progetto Catchrisk, 5, 95-111. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.

Dietrich W.E., Wilson C.J., Montgomery D.R., McKean J., Bauer R., 1992. Erosion Thresholds and Land Surface Morfology, *Geology*, 20, 675-679.

Iverson R.M., 2000. Landlide triggering by rain infiltration, *Water Resources Research*, 36, 1897-1910.

Montgomery D.R., Dietrich W.E., 1994. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding, *Water Research*, 30 (4), 1153-1171.

Montgomery D.R., Sullivan K., Greenberg H.M., 1998. Regional test of a model for shallow landsliding, *Hydrological Processes*, 12, 943-955.

O'Callaghan J.F., Mark D.M., 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Computer Vision, Graphic and Image Processing*, 28, 323-344.

Pack R.T., Tarboton D.G., Goodwin C.N., 1998. The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping, 8th Congress of the International Association of Engineering Geology, Vancouver, British Columbia, Canada.

Quinn P., Beven K., Chevallier P., Planchon O., 1991. The Prediction of Hillslope Flow Paths for Distributed Hydrological Modeling Using Digital Terrain Models, *Hydrological Processes*, 5, 59-80.

Schmidt K. M., Roering J.J., Stock J.D., Dietrich W.E., Montgomery D.R. and Schaub T., 2001. The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. *Can. Geotech. J.*, 38, 995–1024.

Tarolli P., Borga M., Cesare B., Zanon F., Tollardo M., Macconi P.P., 2006. Innesco di frane superficiale durante eventi di precipitazione brevi ed intensi in zone alpine, Le sistemazioni idraulico-forestali per la difesa del territorio, *Idronomia montana* 26. Nuova Bios.

Tarboton D.G., 1997. A New Method for the Determination of Flow Directions and Contributing Areas in Grid Elevation Models, *Water Resources Research*, 33(2), 309-319.

Tarolli P., 2006. Modellazione dei processi di franamento superficiale, F.R.A.N.E. Linee guida per la mitigazione del rischio idrogeologico, 5, 85-94. Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.

Tarolli P., Tarboton D.G., 2006. A new method for the determination of most likely landslide initiation points and the evaluation of digital terrain model scale in terrain stability mapping, *Hydrological Earth System Science Discussion*, 10, 663-667.

Wu W., Sidle R.C., 1995. A Distributed Slope Stability Model for Steep Forested Watersheds, *Water Resources Research*, 31 (8), 2097-2110.