

Caratterizzazione geologico-geotecnica del suolo e soprassuolo in alta val di Fassa (TN)

Martina Chiara Morandi

Laureata in Scienze Geologiche, Università di Bologna, seconda a pari merito del Premio di Laurea “Gianfranco Bruzzi” – edizione 2009

1. INTRODUZIONE

Nell’ambito del progetto di ricerca strategico “MORFEO” (Monitoraggio e Rischio da Frana mediante dati EO), finanziato dalla Agenzia Spaziale Italiana per lo sviluppo di un prodotto applicativo di “Protezione Civile dalle Frane” sono stati scelti due bacini idrografici montani come aree pilota. Il gruppo di ricerca del prof. E. Farabegoli del Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali dell’Università di Bologna collabora a questo progetto con il CUDAM (Centro Universitario per la Difesa Idrogeologica dell’Ambiente Montano) dell’Università di Trento; l’obiettivo di entrambi gli enti è la previsione delle frane in tempo reale e in tempo differito (D.P.C.M. 27 Febbraio 2004). Il mio lavoro di tesi, all’interno di questo progetto, è consistito nella caratterizzazione geologico-geotecnica di questi due aree test: su entrambi i bacini sono stati raccolti campioni di terreno e sono state eseguite analisi di laboratorio per ricavare i parametri geomeccanici del suolo. La caratterizzazione geomeccanica è stata effettuata anche mediante prove in situ di infiltrabilità e prove scissometriche. La distribuzione del dissesto è stata simulata attraverso l’utilizzo di *Shalstab* (Dietrich et al., 1992; Dietrich et al., 1993; Montgomery & Dietrich, 1994), un modello fisicamente basato per la previsione della suscettività al franamento superficiale: le simulazioni prodotte dal modello sono state calibrate con la distribuzione del dissesto reale rilevata in campagna. I risultati di *Shalstab* saranno utilizzati come vincoli per i modelli di previsione del franamento superficiale sviluppato dal CUDAM tramite l’uso del modello GEOtop (Rigon, 2006).

2. INQUADRAMENTO AREE DI STUDIO

I due bacini pilota sono quello del Rio Salei (3.05 km²) (Fig. 1) e quello del rio Duron (0.55km²), entrambi situati nella parte alta della val di Fassa.

Nell’area che comprende le grandi piattaforme carbonatiche triassiche (Gruppo del Sella, Gruppo del Sassolungo, Altopiano dello Sciliar e Catinaccio) si susseguono una serie di anticlinali-sinclinali con orientamento tendenzialmente E-W (Note illustrative Carta Geologica d’Italia 1:50,000, Foglio Marmolada). In particolare, i bacini studiati si collocano tra la sinclinale del Sella, che rappresenta il ramo orientale della sinclinale dell’Alpe di Siusi, e l’Anticlinale della Marmolada che affiora ad Est di Canazei e può essere collegata a Ovest con la linea di Tires. Nelle due aree di studio affiorano in prevalenza unità litostatigrafiche del Triassico medio. Gli ambienti deposizionali sono riferiti a piattaforme carbonatiche soggette a ripetute emersioni e a depositi carbonatico-terrigeni e vul-



Figura 1 - Immagine satellitare della Val di Fassa. In rosso sono disegnati i bacini pilota del Rio Salei e Rio Duron (modificato da GoogleEarth, 2008).

canici di riempimento bacinale. In questo lavoro ho adottato la suddivisione delle unità litostatigrafiche proposta nel catalogo delle Formazioni APAT (2004) per la Carta Geologica d’Italia 1: 50,000 Foglio n°27 (Bolzano) e n°28 (La Marmolada).

La base della colonna stratigrafica dell’alta val Duron è costituita dalla Dolomia dello Sciliar inferiore: pillow lavas, pillow breccias, ialoclastiti seguite da conglomerati vulcanici e vulcano areniti (formazione di Wengen). In val Salei la base è la piattaforma carbonatica pre-vulcanica, seguita da vulcaniti e vulcanoclastiti della formazione di Wengen; al tetto affiora la formazione di San Cassiano, ricoperta dalla Dolomia Cassiana.

3. ANALISI DI LABORATORIO

Ai fini della caratterizzazione geotecnica dei siti sono stati raccolti 8 campioni di terreno, a diverse profondità, nelle due aree di studio. I campioni MN2, MN2-1, PD50-60 e PD20-30 sono stati raccolti in alta val Duron; i campioni CR1, PRL1, LB35-41 e LB20-35 provengono invece dal bacino del rio Salei. Sui campioni sono state eseguite analisi granulometriche, prove di taglio diretto (Consolidate Drenate), sono stati determinati i limiti liquidi e plastici, è stata ricavata la densità del campione, il suo contenuto in acqua e la percentuale di materiale organico (Fig. 2).

I campioni provenienti dalla val Duron sono sabbie limose (secondo la classificazione ASTM); in val Salei ad eccezione dei campioni LB (sabbia limosa) i restanti campioni sono classificati come limi sabbiosi.

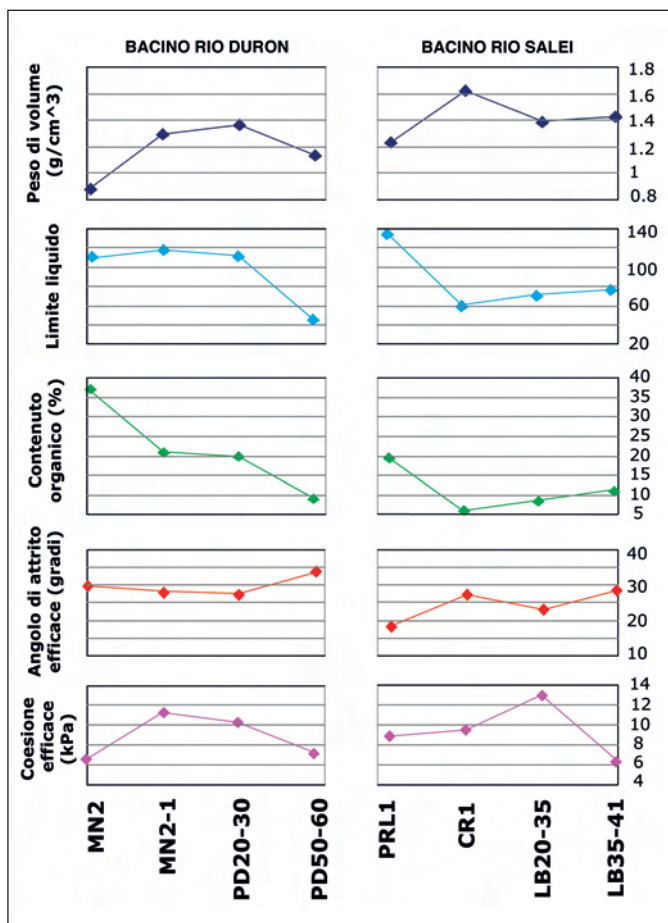


Figura 2 - Tabella riassuntiva delle caratteristiche geomeccaniche dei campioni.

In alta val Duron, il substrato (MN2 ed MN2-1) è composto da pillow-breccie e pillow lavas, mentre il substrato (PD 20-30 e PD 50-60) è ricoperto da ialoclastiti. La caratteristica rapida alterazione granulare delle ialoclastiti in sabbie vetrose e a cristalli, riscontrabile macroscopicamente sul terreno, si è tradotta nell'elevata percentuale di sabbia dei campioni PD50-60 e PD20-30, rispettivamente del 63% e 70%. In val Salei i campioni presentano una percentuale di materiale fine maggiore (fino al 47% di argilla nel campione PRL1), legata alla natura del substrato composto da marne argillose e argilliti. I valori di peso di volume dei terreni provenienti dalla val Salei ($\approx 1.4 \text{ g/cm}^3$) sono leggermente superiori ai campioni provenienti dalla val Duron ($\approx 1.2 \text{ g/cm}^3$); tuttavia, tutti i valori risultano tendenzialmente bassi per il litotipo a causa dell'alto contenuto in materiale organico (in val Duron le percentuali di materiale organico superano il 20% in 3 campioni su 4). I limiti di liquidità sono stati misurati in laboratorio utilizzando il cucchiaino di Casagrande: in val Duron i campioni hanno limiti molto alti (3 campioni superano il 100%) mentre in val Salei i valori (ad eccezione del campione PRL1) risultano più bassi. La relazione tra i valori dei limiti di Atterberg ed altri parametri misurati in queste analisi risulta particolarmente complicata a causa dell'estrema variabilità del dato tra un campione e l'altro. Inoltre, poiché questi limiti sono effettuati su campioni rimaneggiati, possono essere correlati alle caratteristiche meccaniche solo empiricamente. Le prove di taglio effettuate sui campioni in laboratorio hanno fornito valori di angolo di attrito realistici per questi tipi di terreno: le sabbie limose della

val Duron hanno angoli di attrito intorno ai 30° mentre in val Salei i valori sono più variabili (da 19° a 30°).

4. PROVE IN CAMPAGNA

La caratterizzazione geomeccanico-geotecnica del terreno è stata condotta in campagna mediante lo svolgimento di prove scissometriche, misure del contenuto in acqua del terreno e prove infiltrometriche. Queste misure sono state eseguite lungo dei transetti posizionati sui versanti trasversalmente o longitudinalmente al pendio. Sono stati stesi nove transetti di lunghezza variabile (da 11 m a 38 m, in base alle caratteristiche geomorfologiche del versante) (Fig. 3) dei quali cinque in alta val Duron e quattro all'interno del bacino del rio Salei.

Per la prova scissometrica è stato utilizzato un Vane Test manuale, consentendo la misura diretta della resistenza al taglio di picco e residua non drenata a tre diverse profondità: 12.5 cm, 20 cm e 30 cm dal piano campagna. I dati relativi al valore della resistenza al taglio di picco raccolti in val Duron sono generalmente alti (45-80 kPa), mentre gli stessi valori per il bacino del rio Salei risultano leggermente inferiori (40-60 kPa). I dati di resistenza al taglio residuo hanno valori simili in entrambi i bacini (intorno ai 15 kPa).

Sulla base della distribuzione delle resistenze al taglio fornite dai suoli ho ipotizzato che l'orizzonte pedologico della val

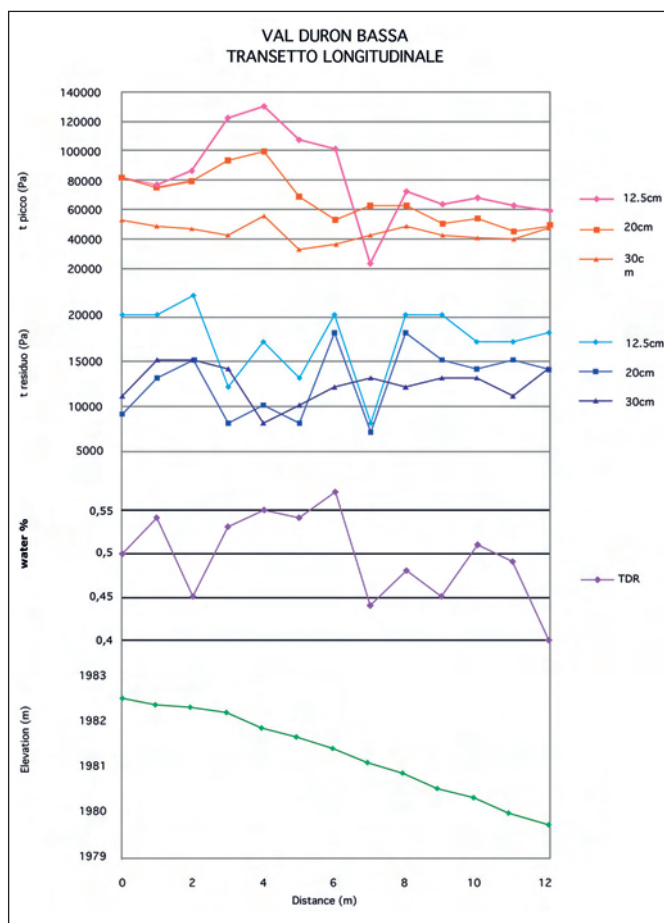


Figura 3 - Esempio di scheda di un transetto: dall'alto verso il basso è rappresentato l'andamento dei valori di resistenza al taglio di picco e residuo alle tre profondità, il contenuto in acqua ed infine il profilo del transetto.

Duron sia più maturo e stabile rispetto a quello della val Salei in quanto i suoli maturi dovrebbero avere un apparato radicale più sviluppato e fitto e di conseguenza valori di resistenza al taglio più elevati. In val Duron la distribuzione delle resistenze al taglio è risultata estremamente omogenea in tutti i transetti; il valore crescente di questi parametri dall'orizzonte più profondo (30 cm) a quello più superficiale (12.5 cm) riflette l'effetto delle radici sui parametri di resistenza. I contenuti di materiale organico dei campioni prelevati nei due bacini confermano questa ipotesi poiché i campioni provenienti dalla val Duron hanno una percentuale di materiale organico molto più elevata rispetto a quelli della val Salei (da 20% a 37% per la val Duron a 6%-20% per i campioni del bacino del rio Salei).

La composizione granulometrica in così stretta corrispondenza con il substrato fornisce inoltre, un ulteriore elemento a sostegno di questa ipotesi in quanto, riflettendo le caratteristiche del substrato, indica che quest'ultimo non ha subito spostamenti causati da frane.

La quantità d'acqua nel suolo è stata misurata utilizzando un WCR (Water Content Reflectometer, Modello CS616, Campbell Scientific INC): in tutti i transetti studiati il contenuto di acqua nel suolo è intorno al 50%. La conducibilità idraulica allo stato saturo, *Field saturated hydraulic conductivity*, K_s , è stata misurata sul terreno tramite il permeometro di Guelph; i valori di permeabilità dei suoli in alta val Duron sono 3-4 ordini di grandezza maggiori di quelli misurati nel bacino del rio Salei (10^{-4} - 10^{-5} cm/s per la val Duron contro 10^{-7} cm/s nel bacino del rio Salei). I bassi valori di permeabilità possono essere causati dalla struttura dell'orizzonte pedologico: in val Duron ho osservato sul campo che i primi 15 centimetri di suolo sono composti da una fitta rete di radici. Ritengo che i valori estremamente bassi di permeabilità misurati nel bacino del rio Salei, siano invece dovuti principalmente alle abbondanti percentuali di materiale argilloso (fino al 47%) contenuto nei campioni di questa zona (PRL1, CR1 e R1) e alla presenza di radici nella parte più superficiale dell'orizzonte pedologico.

5. APPLICAZIONE DEL MODELLO SHALSTAB

Shalstab (Shallow Landslides Stability Model) è un modello fisicamente basato di previsione della suscettività del terreno alle frane per scivolamento superficiale (Dietrich et al., 1992; Dietrich et al., 1993; Montgomery & Dietrich, 1994). Il modello viene sviluppato su un DTM (Digital Terrain Model) sul quale vengono accoppiati un modello idrologico e un modello di stabilità del pendio. Per stimare l'apporto idrologico nelle diverse zone del versante, è utilizzato un modello che schematizza il deflusso ipodermico e superficiale allo stato stazionario (Fig. 4), sulla base del lavoro di O'Loughlin (1986). Viene ipotizzato che l'evento piovoso duri a sufficienza affinché l'intero versante raggiunga l'equilibrio afflusso/deflusso.

Il modello di stabilità del pendio si basa sulla teoria del pendio infinito secondo cui lo scivolamento del concio avviene su una superficie predefinita sub-parallela alla superficie del terreno stesso. La superficie piezometrica viene a sua volta ipotizzata sub-parallela alla superficie di scorrimento e il criterio di rottura utilizzato è quello di Mohr Coulomb. Queste assunzioni sono considerate ragionevoli per lo studio del dissesto superficiale, in cui gli spessori coinvolti sono mode-

sti e laddove si possa individuare una netta superficie di discontinuità fra coltre superficiale e substrato.

L'instabilità viene rappresentata tramite il rapporto tra la trasmittività del terreno e la precipitazione ($q/T = \rho_s/\rho_w (1 - \tan\theta/\tan\Phi) b/a \sin\theta$); vengono quindi definite quattro classi: incondizionatamente stabile, incondizionatamente instabile, stabile ed instabile.

Nel campo intermedio tra la stabilità e l'instabilità incondizionata la rottura del materiale è condizionata dalla fluttuazione della tavola d'acqua mentre il campo incondizionatamente instabile corrisponde con buona approssimazione ai siti in cui affiora il substrato.

Per questo lavoro di tesi è stato utilizzato il modello *Shalstab* su piattaforma Jgrass (Java Geographic Resources Analysis Support System). JGRASS è un "free" e "open source" GIS (Geographical Information System) dedicato ad analisi idrologiche e geomorfologiche, che nasce dall'unione di un ambiente di visualizzazione e gestione dei dati semplificato e un ambiente GIS in cui sono stati integrati nuovi algoritmi di ricerca. Questo ambiente di lavoro è stato sviluppato dal centro C.U.D.A.M. (Centro Universitario per la Difesa Idrologica dell'Ambiente Montano) dell'Università di Trento e Hydrologis.

Le analisi di stabilità sono state eseguite sulla base di due DTM (Digital Terrain Model) del 2006 a risoluzione di 1m per il bacino del rio Duron e di 2m per il bacino del rio Salei ricavati da un volo LiDAR commissionato dalla Provincia Autonoma di Trento. Le simulazioni effettuate sono state messe a confronto con le frane rilevate in campagna e con i poligoni delle frane appartenenti al database della Provincia Autonoma di Trento. I parametri utilizzati per le simulazioni provengono dalle analisi di laboratorio e dalle misure effettuate in campagna durante i sopralluoghi.

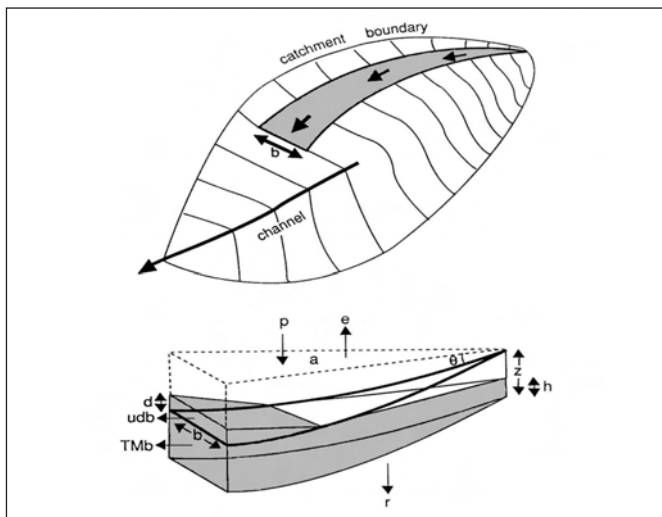


Figura 4 - Rappresentazione di un filetto di flusso elementare in un sottobacino idrografico utilizzato per discretizzare il calcolo del bilancio idrologico. Nella sezione mostrata in questa figura, la linea spessa indica la superficie del terreno. L'area grigia rappresenta il deflusso ipodermico in condizioni sature e il deflusso superficiale per saturazione con una portata uguale rispettivamente a TMb e udb . In questo modello, M è la componente della pendenza espressa come $\sin\theta$, q è la differenza tra precipitazione p ed evapo-traspirazione e , r la profondità del drenaggio (m), a l'area di drenaggio (m^2), b la larghezza della cella (m), h lo spessore del terreno (m) saturo e z lo spessore della potenziale massa instabile (m), (h e z sono misurati verticalmente).

6. MODELLAZIONE DEL DISSESTO IN VAL DURON

Per le simulazioni in val Duron è stato utilizzato il valore di densità massimo misurato nei campioni provenienti da questo bacino (1.36 g/cm^3); lo spessore del suolo è stato considerato costante su tutto il bacino (0.5 m); nella realtà questo spessore varia da 0.25 a $> 1 \text{ m}$. Il valore di trasmissività è stato ricavato dalla conducibilità idraulica (k_s) e risulta $43.2 \times 10^3 \text{ mm}^2/\text{giorno}$.

L'angolo di attrito utilizzato per la prima simulazione è il più basso fra quelli ricavati in laboratorio (28°) mentre per la coesione è stato utilizzato un valore di 6000 Pa che corrisponde circa al valore minimo di coesione dei campioni. La precipitazione critica è stata assunta di 100 mm/giorno. Questo valore si avvicina alla precipitazione critica misurata dalla stazione pluviometrica di Moena (117 mm/giorno). La mappa risultante (Fig. 5) mostra chiaramente come tutte le celle del bacino, utilizzando questi parametri, siano in condizione di incondizionata stabilità. Lo stesso risultato si ottiene anche aumentando notevolmente la precipitazione critica (ho eseguito simulazioni di precipitazione critica fino a 400 mm/giorno).

Nelle successive simulazioni ho diminuito il valore della coesione a 1000 Pa mentre sono rimasti invariati gli altri parametri. Il valore di coesione di 1000 Pa rappresenta circa il valore di sforzo al taglio residuo minimo misurato in campagna dalle prove scissometriche.

Con la diminuzione della coesione il modello simula zone incondizionatamente instabili e zone con instabilità condizionata; nel confronto della simulazione con i poligoni di frana tratti dal database della Provincia Autonoma di Trento non si è però verificata una buona corrispondenza in quanto i rilievi sono stati condotti a scala e in tempi diversi. La mappa che meglio rappresenta la distribuzione delle frane risulta quella ottenuta con angolo di attrito di 24° e coesione 1000 Pa (Fig. 6). In questa mappa le nicchie delle frane rilevate sono collocate con buona approssimazione nelle zone instabili e le zone incondizionatamente instabili combaciano bene con zone in cui affiora il substrato. Poiché il valore di angolo di attrito utilizzato è da considerarsi più vicino al valore residuo piuttosto che quello di picco (che meglio simula le condizioni critiche sulle quali è basata l'analisi di Shalstab) ho effettuato altre simulazioni con angoli di attrito più bassi (14° e 24°). I restanti valori di input (coesione e precipitazione critica) sono rimasti invariati.

La diminuzione del valore di angolo di attrito residuo com-

porta un ovvio aumento dell'instabilità generale. In particolare aumentano le zone classificate come incondizionatamente instabili, ovvero quelle celle in cui la stabilità è influenzata solo dall'angolo di attrito e dalla pendenza del versante.

7. MODELLAZIONE DEL DISSESTO IN VAL SALEI

Nelle simulazioni effettuate per il bacino del rio Salei, è stato usato un valore di densità del suolo massima di 1.62 g/cm^3 , trasmissività $T=307 \text{ mm}^2/\text{giorno}$ ed uno spessore del suolo costante di 0.5 m. Per la precipitazione critica è stato assunto lo stesso valore utilizzato per le simulazioni nel bacino del rio Duron (100 mm/giorno). Per il confronto tra la distribuzione delle frane e la distribuzione dell'instabilità simulata da Shalstab, ho utilizzato i poligoni di frana della Provincia Autonoma di Trento poiché questi dati coprono un'area di più estesa del mio rilevamento. Le simulazioni relative al bacino del rio Salei sono state eseguite seguendo lo stesso metodo utilizzato per le simulazioni relative al bacino del rio Duron. La prima simulazione è stata effettuata utilizzando il valore minimo di angolo di attrito ricavato dalle prove di laboratorio (18.9°) ed una coesione vicina ai valori misurati in laboratorio (5000 Pa). Il risultato di questa simulazione è una mappa in cui tutte le celle del bacino risultano incondizionatamente stabili, come si è verificato nella prima simulazione del bacino del rio Duron (Fig. 5). Nella successiva simulazione (Fig. 7) ho diminuito la coesione a 1000 Pa, ed ho utilizzato un angolo di attrito cautelativo di 14° , mantenendo inalterati gli altri parametri. Con questi valori si cominciano a delineare celle incondizionatamente instabili (marrone) e a instabilità condizionata (rosso).

È stata poi effettuata una simulazione aumentando l'angolo di attrito al valore minimo ricavato in laboratorio (18.9°), mantenendo costante la coesione a 1000 Pa (Fig. 8). Aumentando il valore dell'angolo di attrito si riducono le celle incondizionatamente instabili e aumentano notevolmente le celle a instabilità condizionata. La simulazione effettuata utilizzando un angolo di attrito di 14° sembra rappresentare meglio lo scenario del dissesto in queste zone. Sopralluoghi effettuati nella parte alta del bacino hanno evidenziato come le zone sottostanti al Col dè Tòi siano in condizioni di incondizionata stabilità (Fig. 9). Questi versanti infatti sono in continuo franamento a causa dell'elevata pendenza (fino a 50° nelle zone più acclivi); la copertura erbosa è stata completamente lacerata quindi non risentono neanche dell'apporto coesivo delle radici sul terreno.

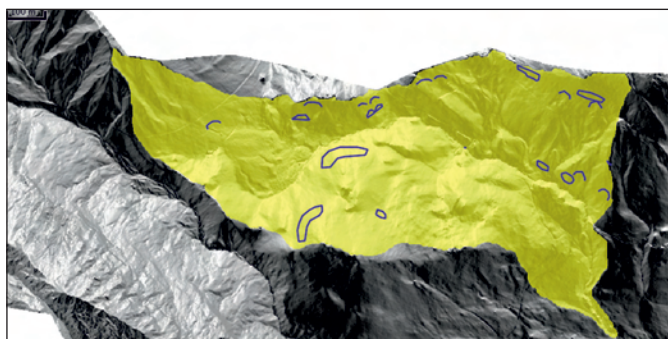


Figura 5 - Mappa del dissesto utilizzando una coesione di 6000 Pa angolo di attrito di 28° : tutte le celle risultano incondizionatamente stabili. I poligoni blu rappresentano zone di affioramento mentre i semicerchi rappresentano le nicchie di distacco delle frane.

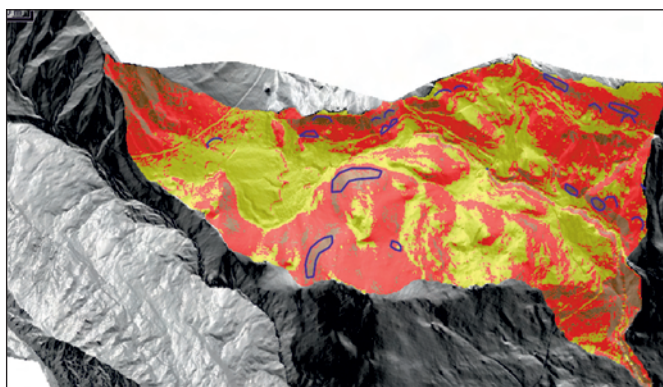


Figura 6 - Mappa del dissesto utilizzando un angolo di attrito di 24° e coesione di 1000 Pa.

8. DISCUSSIONE E INTERPRETAZIONE DELLE SIMULAZIONI

Le simulazioni effettuate utilizzando valori di input ricavati da prove in laboratorio ed in campagna hanno dipinto uno scenario di stabilità non realistica sia per il bacino del rio Duron che per il bacino del rio Salei. Solo attraverso la diminuzione dei parametri di angolo di attrito e coesione è stato possibile ottenere una distribuzione del dissesto corrispondente a quella reale.

Nel bacino del rio Duron, scartata la simulazione con coesione alta (Fig. 5), il modello riesce a riconoscere con buona approssimazione gli affioramenti del substrato come zone incondizionatamente instabili o al limite dell'instabilità condizionata. La stabilità di queste zone viene influenzata soltanto minimamente dalle condizioni idrologiche del terreno: dipende soprattutto dall'angolo di attrito, coesione e dalla pendenza del versante.

Nel bacino del rio Salei la condizione di instabilità è generalmente più diffusa, anche a causa dell'estrema acclività dei versanti, che supera facilmente il 100% soprattutto nella parte alta del bacino (Fig. 9).

Gli scenari proposti dalle simulazioni, evidenziano, come atteso, una suscettività al franamento superficiale maggiore di quella cartografata e rilevata in campagna. Variando i parametri di input precipitazione critica e angolo di attrito, la condizione di instabilità rimane diffusa; solo variando la coesione si ottiene una notevole stabilizzazione dei versanti. Le pro-

prietà resistive del soprassuolo, fornite dalla fitta rete di radici ed erba, sembrano quindi giocare un ruolo fondamentale nella stabilizzazione di questi versanti. Il modello Shalstab di analisi della stabilità sembra essere molto più sensibile al cambiamento della coesione rispetto agli altri parametri di input (angolo di attrito, densità del suolo, trasmissività, spessore del suolo e precipitazione critica).

I valori di pseudo coesione misurati in campagna attraverso le prove scissometriche, sono da uno a due ordini di grandezza superiori a quello che ho utilizzato per le mie simulazioni (1000 Pa), ad ulteriore dimostrazione del fatto che solo diminuendo questo parametro si arriva a rottura del pendio.

L'analisi di stabilità effettuata con Shalstab all'interno del bacino del rio Salei risente fortemente della topografia: la condizione di instabilità è spesso legata alla estrema pendenza dei versanti soprattutto nella parte alta del bacino. Le ripetute visite condotte nei bacini sembrano indicare chiaramente che la neve è un altro fattore che influenza la stabilità; purtroppo questo parametro non rientra nell'analisi di *Shalstab*. Da novembre fino a maggio questi bacini sono ricoperti da un manto nevoso alto mediamente 1.5 m con punte fino a 3 m. La neve agisce in due modi sui versanti: con il suo scioglimento aumenta il contenuto in acqua, ed aumenta, con il suo peso, il carico verticale del terreno. Inoltre, scivolando sui versanti, la neve esercita anche una forza di trazione sul manto erboso; le radici possono essere lacerate causando una forte diminuzione della coesione del suolo.

Questa azione è drastica sui versanti con inclinazione compresa tra il 60% e il 100% (Fig. 10); gli effetti della neve possono essere meno rilevanti se i pendii coperti dal manto nevoso sono poco inclinati: lo scivolamento delle neve risulterà quindi più limitato.

Un ulteriore fattore che destabilizza il terreno è la presenza di grazing su tutto il bacino; il continuo movimento del pascolo infatti lacera le radici causando anch'esso una diminuzione della coesione del suolo. Utilizzando i parametri ricavati in laboratorio, entrambi i bacini Duron e Salei risultano stabili, è quindi con il deterioramento delle proprietà geomeccaniche del suolo-soprassuolo che si raggiunge una condizione critica e si innescano le frane. Questo decadimento può essere legato alla rottura delle radici che forniscono al suolo una altissima coesione e lo rendono estremamente stabile.

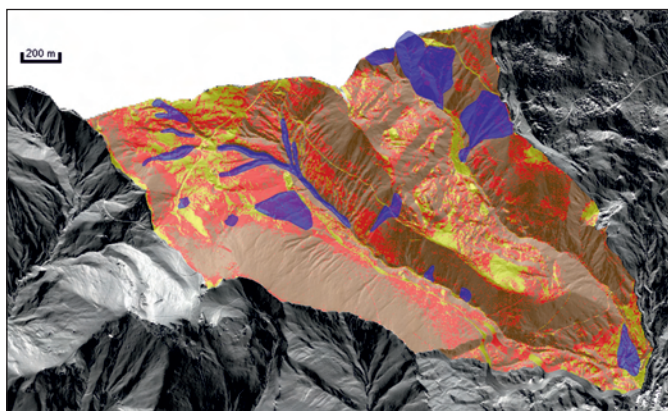


Figura 7 - Mapa dell'instabilità simulata utilizzando un angolo di attrito di 14° e coesione 1000 Pa. I poligoni blu rappresentano le frane appartenenti al database della Provincia Autonoma di Trento.

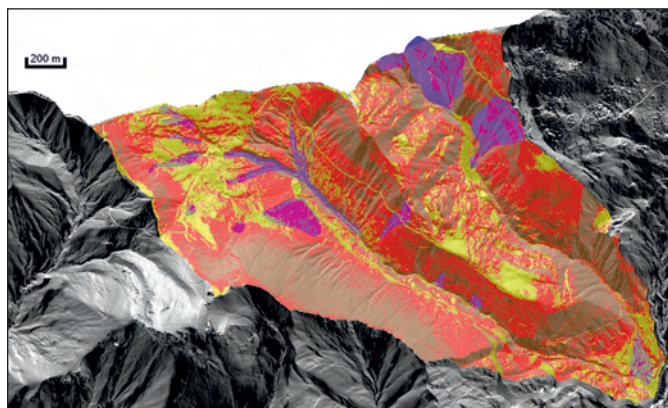


Figura 8 - Mapa dell'instabilità ($\phi=18.9^\circ$ e coesione 1000 Pa).



Figura 9 - Versante in frantoio al di sotto del Col de Tòi (parte alta del bacino del rio Salei).

9. SHALSTAB-C: L'ESPERIENZA AMERICANA

Per questo progetto di tesi ho svolto un periodo di studio all'estero presso la Washington University a Seattle, U.S.A. All'interno del Quaternary Research Center del Dipartimento di "Earth and Space Sciences" ho avuto la possibilità di applicare il modello *Shalstab* e di confrontare l'approccio modellistico americano con quello italiano.

L'attività svolta in America è consistita nell'applicare questo modello di previsione del franamento superficiale nel territorio del Parco Nazionale del Mount Rainier nel Washington State, U.S.A. (Fig. 11) e nell'inserire all'interno di *Shalstab* un ulteriore modello che tiene conto della variabilità dello spessore del suolo (*Shalstab-C*). L'analisi statistica della distribuzione del dissesto ha permesso di ipotizzare quale sia il modello (con o senza spessore variabile del suolo) che fornisce una rappresentazione più veritiera della suscettività al franamento superficiale.

Shalstab-C è una variante del modello originale *Shalstab* che invece di calcolare rapporto q/T , risolve l'equazione madre per la coesione critica. Il modello che calcola lo spessore del suolo fa parte del D.H.S.V.M. - Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (Wigmosta et alii, 2002), un modello idrologico distribuito che rappresenta gli effetti della topografia e della vegetazione sul deflusso delle acque attraverso il territorio.

Lo spessore del suolo viene calcolato su ogni cella del DEM (Digital Elevation Model) in base alla pendenza ed elevazione delle celle contribuenti a monte. I soli dati di input che vengono richiesti sono lo spessore minimo e massimo del suolo.

La distribuzione del dissesto modellata da *Shalstab-C* è stata confrontata con la distribuzione delle frane cartografate all'interno del parco. I poligoni utilizzati appartengono ad un database compilato dal North Coast Cascade National Park Geology Staff e aggiornato al 2007. La zonazione del rischio per franamento superficiale al Parco Nazionale del Mt. Rainier, è stata svolta sulla base di un DEM USGS del parco con maglia delle celle di 10 m.

Per le simulazioni è stato assunto un valore di trasmissività T 65 m^2/day , angolo di attrito ϕ di 33°, densità del suolo ρ_s 2000 kg/m^3 e per la precipitazione è stata utilizzata una griglia (sempre con maglia di 10 m) contenente la precipitazione cumulativa annua. Questi parametri sono stati ricavati da numerosi rilevamenti condotti all'interno di un'area studio nell'Oregon settentrionale (Montgomery, 1997) e sebbene variazioni locali di questi parametri possano influenzare la distribuzione delle frane, questi parametri vengono considerati costanti e caratteristici anche per terreni nello stato di Washington (Montgomery, 1998). Per determinare lo spessore minimo e massimo da inserire all'interno del modello sono state effettuate numerose simulazioni con range di valori di spessore minimo e massimo molto ampi; è stato riscontrato che lo spessore del suolo (simulato) non eccede 1.5 m e non è mai inferiore a 76 cm. Questi valori sono stati confrontati con dati provenienti da carotaggi effettuati all'interno del parco per l'ampliamento delle strutture turistiche (Sunrise Water Treatment and Storage, 2007). In queste analisi viene assunto che la trasmissività non varia con la profondità e che tutta l'acqua proveniente dalle precipitazioni si infiltra nel terreno. Le simulazioni sono state eseguite su piattaforma ArcGis 9.2, richiamando dal command prompt gli script



Figura 10 - Effetto della neve su un versante molto acclive (Foto E. Farabegoli).



Figura 11 - Versante situato nella parte meridionale del parco inciso da numerosi canali di flusso. Sullo sfondo appare la porzione orientale del versante meridionale del vulcano Rainier.

(in ArcMacroLanguage) relativi all'equazione di *Shalstab* (stability_code.aml).

Per la simulazione con il modello soil-depth, lo script relativo al modello (soildepth.aml) è stato inserito come argomento nello stability_code (invece di assumere un valore costante di 1 m) (Fig. 12).

L'analisi statistica della distribuzione delle classi di coesione critica è stata utilizzata per capire quale modello rappresenti meglio la distribuzione del dissesto per franamento

superficiale. L'idea di questo tipo di analisi è stata presa da un lavoro di Montgomery (1998) in cui il modello *Shalstab* era stato sottoposto al test del X^2 .

In questo studio sono stati utilizzati i valori di coesione critica di ogni cella all'interno dei poligoni delle frane. Per restringere questa analisi alle sole nicchie di distacco delle frane, all'interno dei poligoni sono state escluse le aree in cui la pendenza è minore di 5° poiché rappresentano tendenzialmente aree di deposito. È stata valutata la frequenza delle singole classi di coesione critica all'interno dei poligoni delle frane sia per la simulazione con uno spessore di suolo costante, sia per la simulazione che utilizza il modello *soil_depth*. L'ipotesi di lavoro è che il modello migliore sia quello che classifica il maggior numero di celle nella classe di coesione critica più alta, in quanto le frane hanno maggiore probabilità di innescarsi dove la coesione critica richiesta per la stabilità è maggiore. La distribuzione del dissesto simulata attraverso *Shalstab* (Fig. 12) non sembra mostrare differenze facilmente riscontrabili con o senza l'utilizzo di uno spessore di suolo variabile. L'analisi statistica tuttavia, evidenzia quale dei due modelli fornisce una rappresentazione più veritiera della distribuzione della coesione critica. Nella rappresentazione istografica (Figg. 13 e 14) il modello che utilizza uno spessore costante di suolo presenta una frequenza maggiore di celle (50% contro 33%) con coesione critica da 5 a 6 k Pa, rispetto al modello che considera lo spessore variabile. In accordo con le ipotesi di lavoro, la simulazione effettuata assumendo lo spessore costante rappresenta meglio la distribuzione del dissesto idrogeologico.

Il modello *soil_depth* sembra non rappresentare fedelmente la distribuzione dello spessore del suolo in questa area: nel parco nazionale del Mt. Rainier i suoli sono spesso ricoperti da potenti strati di ceneri vulcaniche (la sola esplosione del vicino Mt. S. Helens nel 1980 ha depositato uno strato di ceneri dello spessore di circa 15 cm, soprattutto nella parte meridionale del parco). Questo tipo di deposito subisce un'erosione minore rispetto ad un orizzonte pedologico maturo e il suo assottigliamento gravitativo (espresso in

questa simulazione dal modello *soil_depth*) non è facilmente correlabile alla topografia.

L'analisi statistica qui utilizzata apre una ampia serie di considerazioni in merito all'incidenza delle diverse parti del modello nella simulazione finale. In questo studio è stato preso in considerazione solo il modello di variazione dello spessore del suolo; tuttavia, risulterebbe interessante testare la validità della simulazione variando altre parti del modello (ad esempio togliendo il modello idrologico e confrontarlo con una simulazione standard).

10. CONCLUSIONI

Attraverso prove geotecniche e geomeccaniche, sono stati caratterizzati i suoli dell'alta val di Fassa. I parametri raccolti in campagna e in laboratorio differiscono tra i due bacini e indicano che il suolo e il soprassuolo in val Duron sono più resistenti.

I campioni raccolti nel bacino del rio Duron hanno un angolo di attrito e una coesione mediamente superiore a quelli della val Salei; questi parametri, uniti alla morfologia dei versanti (meno acclivi rispetto a quelli del bacino del rio Salei) conferiscono una stabilità maggiore ai versanti della val Duron.

Un altro parametro che differisce nei due bacini è il contenuto in sostanza organica: nel bacino del rio Duron il contenuto organico è maggiore. La maggiore abbondanza di materiale vegetale, grazie alla coesione di radici ed erba, conferisce al terreno una resistenza maggiore agli sforzi di taglio. I valori massimi di resistenza al taglio di picco sia in laboratorio che in campagna sono stati infatti misurati nei campioni e nei trassetti della val Duron.

L'evoluzione della granulometria ha messo in evidenza come lo sviluppo dell'orizzonte pedologico possa essere un indizio per ricostruire la storia della franosità del luogo; anche secondo queste ipotesi, i versanti in val Duron risulterebbero più stabili in quanto i campioni mostrano una distribuzione granulometrica tipica di un suolo maturo.

Le simulazioni effettuate utilizzando i parametri ricavati in laboratorio hanno invece dipinto uno scenario di distribuzio-

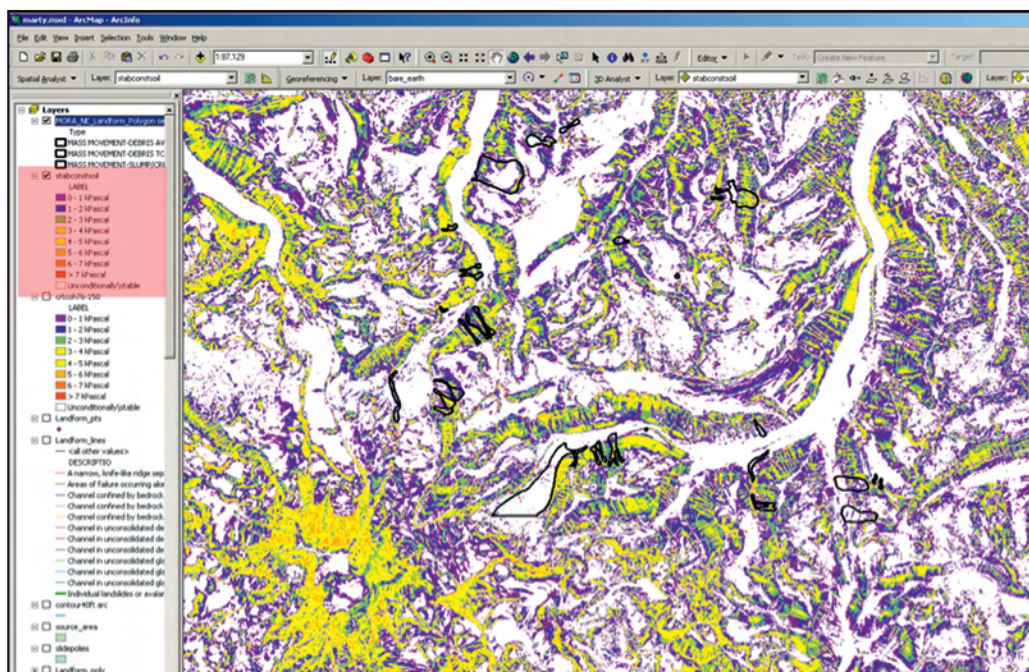


Figura 12 - Simulazione con *Shalstab* assunto uno spessore del suolo costante (1 m). Le celle con coesione critica maggiore sono arancioni (5-6k Pa), in seguito gialle scure (4-5k Pa), gialle chiare (3-4k Pa), verdi (2-3k Pa), blu (1-2k Pa) e viola (0-1k Pa). Le aree bianche sono considerate incondizionatamente stabili. I poligoni neri sono le frane cartografate.

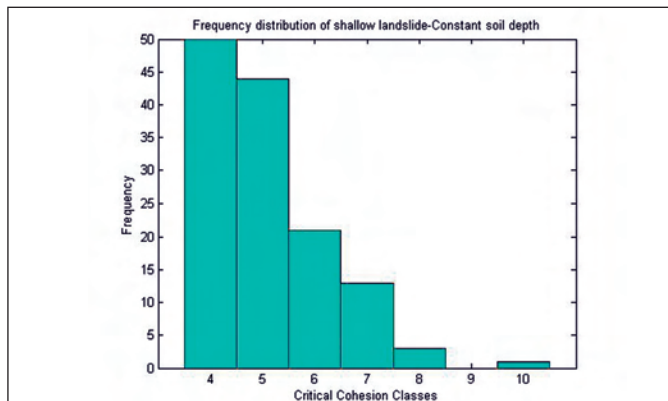


Figura 13 - Frequenza delle celle a determinate coesioni critiche all'interno di poligoni delle frane assumendo uno spessore del suolo costante. Classe 4= 5-6k Pa, 5=4-5k Pa, 6=3-4k Pa, 7=2-3k Pa, 8=1-2k Pa, 9=0-1k Pa, 10=incondizionatamente stabile.

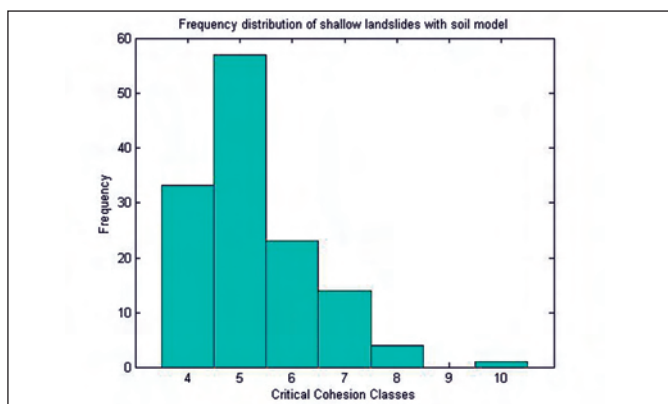


Figura 14 - Frequenza delle celle a determinate coesioni critiche all'interno di poligoni delle frane utilizzando il modello soil_depth. Classe 4= 5-6k Pa, 5=4-5k Pa, 6=3-4k Pa, 7=2-3k Pa, 8=1-2k Pa, 9=0-1k Pa, 10=incondizionatamente stabile.

ne del dissesto non realistico: per ottenere infatti zone instabili ho dovuto abbassare drasticamente i parametri di angolo di attrito e soprattutto di coesione. La proprietà geomeccanica che sembra avere il maggior effetto sulla stabilità (soprattutto in val Duron) è la coesione. In questi bacini l'altissima coesione è fornita dalle radici; solo la rottura di queste ultime determina un deterioramento delle caratteristiche meccaniche e rende possibile l'innesco della frana. Nel corso dell'esperienza negli Stati Uniti ho utilizzato il modello *Shalstab-C* che risolve l'equazione madre di *Shalstab* per la coesione critica: i dati di input non fanno riferimento però a specifiche analisi geotecniche e geomeccaniche ricavate da prove di laboratorio su campioni presi in situ.

Il vantaggio di usare questo approccio modellistico consiste nel riuscire ad individuare le zone a maggiore instabilità sulla base della coesione critica, che, come abbiamo visto nelle analisi svolte nei bacini della val di Fassa risulta essere uno dei fattori di stabilità più importanti. Tuttavia, l'utilizzo di parametri così approssimativi e non residui, può fornire una modellazione del dissesto apprezzabile solo qualitativamente.

11. BIBLIOGRAFIA

Per la bibliografia si rimanda alla Tesi "*Caratterizzazione geologico-tecnica del suolo e soprassuolo in alta val di Fassa (TN)*" (Morandi, 2009).

12. RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare il prof. Enzo Farabegoli e il dott. geol. Giuseppe Onorevoli per l'attenzione e disponibilità che mi hanno fornito durante lo svolgimento di questo lavoro; desidero inoltre ringraziare l'ing. Christian Tiso e il dott. Antonino Calafato per la preziosa collaborazione.