



Internationales Symposion INTERPRAEVENT 2004 – RIVA / TRIENT

LA FRANA DI CIMA SALTI NEL TRENINO SUD-OCCIDENTALE

THE LANDSLIDE OF CIMA SALT IN THE SOUTH-WESTERN TRENINO

Mario Cerato¹, Simonetta Cola², Andrea Franceschini³
Lorenzo Malpaga¹, Paolo Simonini², Andrea Zanetti⁴

RIASSUNTO

Il versante sud-est di Cima Salti è sede di un movimento franoso di notevoli dimensioni, attivatosi nei secoli passati e rimasto quiescente fino al novembre 2000, quando una massa 3 milioni di metri cubi di terreno si è mossa e ha sbarrato l'alveo del torrente sottostante, creando una situazione di notevole rischio. Il lavoro illustra i risultati delle indagini geologiche e geotecniche, eseguite al fine di individuare la geometria dell'ammasso franato e di quello ancora potenzialmente instabile, ed esamina le condizioni di stabilità del versante prima e dopo l'evento franoso. Particolari difficoltà si sono incontrate nella predisposizione di uno schema del movimento, data la complessa storia geostrutturale dell'area, al margine tra le *facies lombarda e trentina*. Infine sono brevemente illustrati gli interventi di recupero e di messa in sicurezza dell'area, attualmente in fase d'esecuzione.

Parole chiave: Frana, Movimenti veloci, analisi retrogressiva

ABSTRACT

Since long time the South-East slope of Cima Salti is known for the presence of a very large landslide. In November 2000, after a period of particularly intensive rainfall, about 3 millions of cubic meters moved fast down for more than 100 m, obstructing a stream bed and thus originating a serious risk of flooding. The paper describes geological and geotechnical investigations carried out in order to identify the type of sliding mechanism, mechanical properties of the involved formations and underground flow conditions. Subsequently, stability analyses of the area are illustrated; the back-analysis of the landslide movement is particularly difficult due the complex geotectonic history of the area located at the border between the *lombarda and trentina facies*. In addition, some earthworks, designed to consolidate the landslide and mitigate the risk, are briefly commented.

Key words: Landslide, fast movement, back-analysis

¹ Servizio Sistemazione Montana, Provincia Autonoma di Trento, Via G.B. Trener 3, 38100 Trento, Italia, mario.cerato@provincia.tn.it, lorenzo.malaga@provincia.tn.it

² Dipartimento IMAGE, Università di Padova, via Ognissanti 39, 35129 Padova, Italia – simonetta.cola@unipd.it, paolo.simonini@unipd.it

³ Servizio Geologico, Provincia Autonoma di Trento, via Roma 50, 38100 Trento, Italia, andrea.franceschini@provincia.tn.it

⁴ Studio Zanetti E Associati, via del Brennero 315, 38100 Trento, Italia, sta@siel.it

INTRODUZIONE

La frana di Cima Salti si è verificata il 27 novembre 2000, al termine di un periodo eccezionalmente piovoso per l'intera provincia di Trento, durante il quale le piogge, cadute quasi ininterrottamente per circa 2 mesi, avevano fatto registrare alla stazione pluviometrica più prossima alla zona di frana 670 mm di pioggia cumulata in 37 giorni piovosi, evento caratterizzato da un tempo di ritorno di circa 96 anni.

Il movimento franoso ha interessato la porzione più a nord del versante NE di Cima Salti, nel Comune di Tenno, in provincia di Trento. La figura 1 mostra una visione frontale del movimento franoso, caratterizzato da un'estensione di circa 0.13 km² e sviluppo longitudinale di circa 600 m. Il materiale si è mosso con una velocità dell'ordine del m/s per circa 100 m, invadendo la sede della strada provinciale e dell'alveo del torrente Magnone, ma senza causare danni a persone.

L'area di frana è delimitata al piede dall'alveo del torrente Magnone, ora sepolto. Il bordo NO coincide con lo spartiacque tra i versanti NE e N, mentre il bordo SE attraversa il versante secondo la linea di massima pendenza, separando la porzione franata dalla parte più a sud, apparentemente stabile. Ai piedi della zona stabile, passa la strada provinciale, la quale, proprio al limite SE della frana, si allontana dal versante portandosi in destra del torrente.

Prima del movimento il versante aveva una pendenza media di 20° nella parte inferiore e di 26° nella parte superiore. Ora l'inclinazione media è di circa 13°, con valori minimi di 11° nella parte centrale dell'ammasso, di 20° sul fronte e 51° nella zona di distacco.



Fig. 1: Visione frontale della frana di Cima Salti durante i lavori di ripristino della viabilità (dicembre 2000).

Fig. 1: Frontal view of Cima Salti landslide in occurrence of works on the road (December 2000).

Gli studi precedentemente eseguiti in loco (Vaia, 1981; Venzo, 1985) avevano permesso di individuare l'esistenza di un più antico ed esteso movimento franoso che probabilmente, nel 12° secolo, provocò il collasso di tutto il versante (circa 0.5 km²), sbarrando la sottostante valle e dando origine al vicino lago di Tenno. All'interno dell'accumulo di questa frana antica si sono poi verificati altri movimenti, tra i quali la frana più recente.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STRUTTURALE DELL'AREA

Il substrato litoide presente lungo i versanti di Cima Salti è costituito dalla successione sedimentaria, appartenente alla facies lombarda compresa tra il Giurassico ed il Cretaceo, caratterizzata dalla presenza di cinque formazioni: la maiolica, i calcari del Selcifero Lombardo, i calcari del Monte Tofino, la scaglia rossa e le marne di Monte Pià.

Le prime quattro sono formazioni composte prevalentemente da calcari micritici selciferi che si differenziano per la grana, il colore, la stratificazione, l'intercalazione con livelli marnosi e il contenuto in selce. Hanno elevata resistenza, ma, a causa dei cicli termici stagionali, diventano friabili: formano, perciò, pareti subverticali generalmente con abbondanti accumuli detritici al piede. Nella zona si trovano nella parte superiore del complesso di Cima Salti e lungo tutto il perimetro dell'area di frana.

Le Marne di Monte Pià sono, invece, siltiti e argilliti grigio-azzurre, intercalate a calcari micritici nastriformi selciferi grigio chiari. Hanno in genere scarsa resistenza meccanica e sono facilmente alterabili.

L'analisi tettonico-strutturale evidenzia la presenza, nel bacino del torrente Magnone e del suo affluente rio Secco, di un complesso sistema di faglie ad alto angolo, orientate a circa N-S, frequentemente associate a sovrascorrimenti suborizzontali con analoga orientazione.

Uno di questi scorrimenti interessa proprio l'area di frana. Esso causa l'accavallarsi delle formazioni del Tofino e della maiolica alle marne di Monte Pià. Purtroppo la sua posizione non è facilmente rilevabile, in quanto quasi completamente nascosto dal detrito.

La continuità planimetrica delle marne di Monte Pià è un elemento fondamentale per l'assetto statico dell'area. E', infatti, facile presupporre che questa formazione sia il punto di minore resistenza della serie stratigrafica e che la superficie di scivolamento della frana debba aver interessato prevalentemente lo strato superficiale alterato di tale materiale.

STRATIGRAFIA E CONDIZIONI IDRAULICHE NEL VERSANTE

Indagini geognostiche

Sono stati eseguiti otto sondaggi geognostici, di cui quattro all'interno dell'area franata. Quattro verticali (S1, S2, S3 e S7) sono state strumentate con inclinometro, sette (tutte ad esclusione di S7) con piezometri a tubo aperto (in S6 i piezometri installati sono 2). I sondaggi S1, S2, S3, S4 e S5 sono stati eseguiti nella primavera del 2001. Gli altri (S6, S7, S8) sono stati eseguiti nell'inverno successivo, allo scopo di acquisire informazioni di completamento alla prima campagna di indagini. La pianta dell'area di frana con indicata l'ubicazione dei punti di indagine è riportata in Figura 2.

Le indagini hanno mostrato che il corpo di frana è composto per uno spessore variabile da 20 ad oltre 60 m da detrito di calcare, di varia pezzatura e con debole matrice sabbiosa-limoso, formatosi per disgregazione dei calcari della parete rocciosa posta alle spalle della frana.

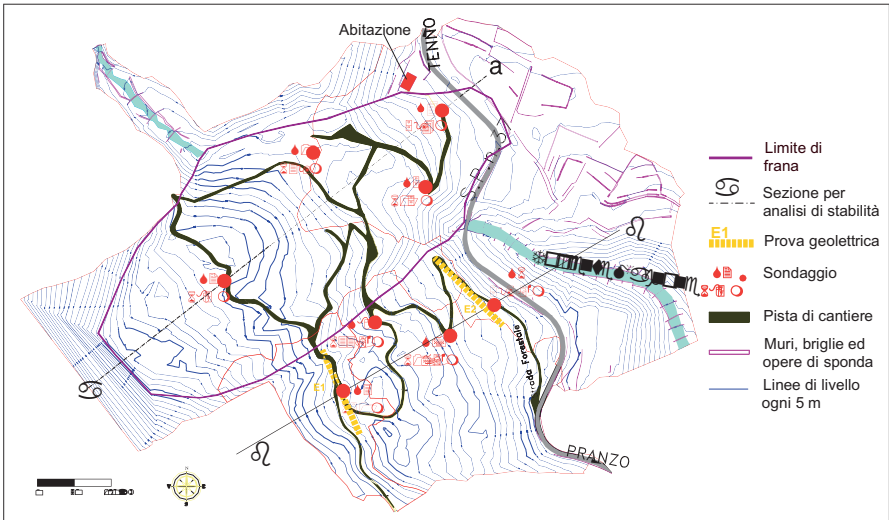


Fig. 2: Planimetria dell'area di frana e della zona limitrofa con l'ubicazione delle indagini.

Fig. 2: Schematic plan of landslide area and stable area with borehole locations.

Nell'area della frana recente, il basamento individuato sotto il detrito calcareo è costituito da rocce marnose grigie molto compatte, la cui sommità è completamente alterata e trasformata in materiale sciolto. Lo spessore massimo di questo deposito è indeterminato ma sicuramente superiore ad alcune decine di metri. La percentuale di elementi clastici nella matrice limo-argillosa diminuisce con la profondità, mentre aumenta il grado di litificazione: in profondità il sedimento appare quasi completamente litificato. Ciò è particolarmente evidente in corrispondenza del sondaggio S3, dove il deposito è stato attraversato per circa 30 m senza giungere al suo limite inferiore. L'assenza in affioramento di litotipi analoghi nell'area circostante non consente una loro corretta collocazione stratigrafica e le indagini micropaleontologiche non ne hanno permesso la datazione essendo risultate sterili. L'attribuzione dei litotipi marnosi alla formazione di Monte Pià rimane quindi un elemento irrisolto dello studio.

Va tuttavia osservato che il fatto fondamentale ai fini statici è aver rinvenuto delle formazioni coesive alla base dell'ammasso franoso. Terreni coesivi con le stesse caratteristiche geotecniche dei materiali individuati nelle prospezioni profonde sono emersi anche in corrispondenza all'unghia di frana, a comprova del fatto che questi terreni sono certamente coinvolti nel movimento franoso.

Il basamento marnoso non ha continuità planimetrica: è stato rinvenuto in S3, ma non nella restante porzione sud-est del versante attualmente stabile dove (in S6 e S7) si sono trovati calcari selciferi intensamente fratturati, appartenenti probabilmente alla formazione del Tofino. In S8, posto al limite con l'area franata, pur scendendo molto in profondità, non si è raggiunto alcun substrato roccioso, ma solo un materiale limo-argilloso nero attribuibile sempre all'alterazione di formazioni marnose.

Circolazione idrica esterna ed ipogea

Data l'elevata permeabilità dei terreni detritici che ricoprono il versante, non è presente alcun corpo idrico superficiale continuo e tutta l'acqua di pioggia s'infiltra nel terreno, situazione

confermata da una copertura vegetale costituita da piante adatte a versanti aridi.

La circolazione idrica sotterranea è testimoniata dall'esistenza della sorgente "Acque dei Malai", sorgente a regime perenne caratterizzata da una portata mediamente variabile tra 0.1 e 1.0 l/s, posta lungo la strada alla base della porzione di versante stabile, e di altre venute d'acqua poste sulla parete messa a nudo dal movimento. Apparentemente, la prima non ha subito variazioni di regime a seguito del movimento, facendo supporre che il suo bacino imbrifero non si sia modificato.

Il livello della falda nei piezometri è stato monitorato per più di due anni. Le oscillazioni registrate ed illustrate in Figura 3 sono ridotte, anche in accordo con il regime meteorico del periodo di monitoraggio, caratterizzato da poche piogge. Le massime variazioni di livello si sono registrate nei sondaggi S1 e S4, posti nella zona più ad Ovest della frana.

Si può anche osservare che il livello della falda nella zona di frana è sempre molto profondo, in accordo con la posizione, pure profonda, del basamento. Nella zona stabile a sud, la falda è più superficiale e si colloca attorno a 10-15 m di profondità. Fa eccezione il livello misurato in S6, dove sono stati installati due piezometri in verticali contigue e dove sono state intercettate due falde, una relativamente superficiale, che permea solo localmente il terreno, ed una piuttosto profonda.

Indagini geoelettriche

Al fine di indagare con maggiore precisione le condizioni di deflusso sotterraneo nell'area meridionale stabile, che destava preoccupazione per una sua possibile attivazione, sono state eseguite due indagini di imaging elettrico (Figure 4a e 4b) la cui ubicazione è riportata, con le sigle E1 ed E2, nella planimetria Figura 2. Entrambe sono state eseguite lungo stendimenti paralleli alle linee di livello, una in corrispondenza al sondaggio S3 e l'altra vicino all'S6.

E' possibile notare che la posizione dei punti maggiormente conduttivi si trova in allineamento tra il sondaggio S3 e la sorgente dei Malai.

La prova E1 ha confermato la presenza di una falda freatica con continuità trasversale posta ad una profondità di circa 10 m e sostenuta dal basamento limo-marnoso, in accordo con quanto registrato dal piezometro S3. Scendendo verso valle il corpo idrico sotterraneo si

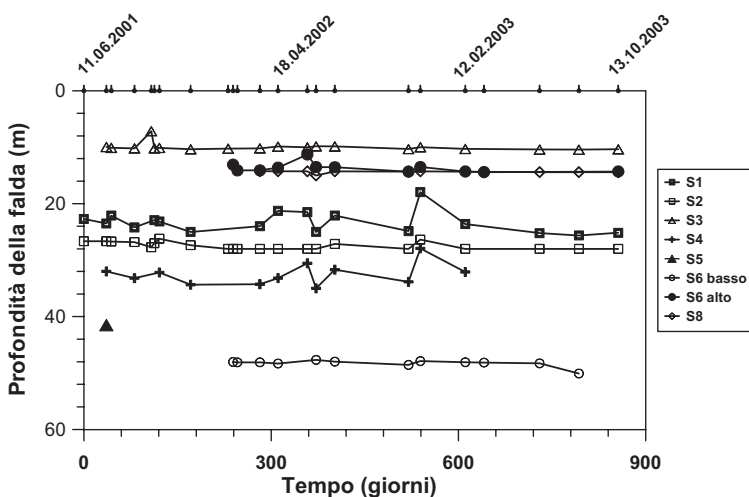


Fig. 3: Andamento dei livelli piezometrici misurati nel periodo giugno 2001 - ottobre 2003.

Fig. 3: Piezometric levels measured from June 2001 to October 2003.

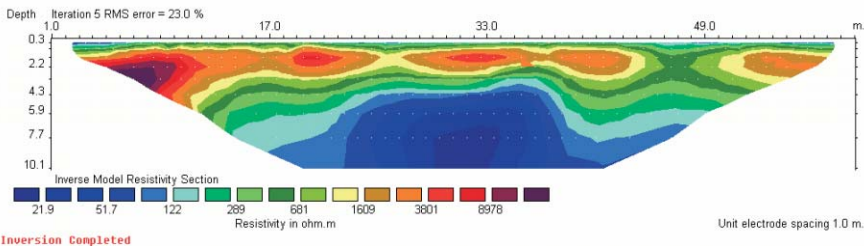


Fig. 4a: Profilo elettrico E1.

Fig. 4a: Geoelectrical profil E1.

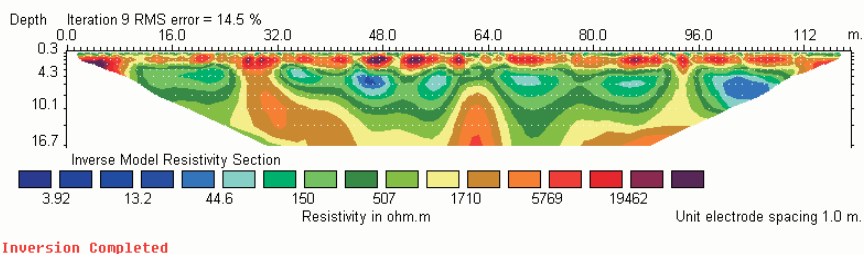


Fig. 4b: Profilo elettrico E2.

Fig. 4b: Geoelectrical profil E2.

suddivide in più filoni paralleli, che sembrano mantenersi a bassa profondità sotto la superficie del terreno. Questa particolare situazione è stata chiarita solo quando è stata eseguita la seconda prova ed installato il piezometro superficiale nel sondaggio S6, con il quale si è rilevata una falda mantenuta sospesa da alcuni strati coesivi di limitato spessore, posti a 15 m di profondità. È, pertanto, plausibile supporre che la circolazione idrica monitorata nei piezometri S3 e S6 e rilevata nei profili elettrici E1 ed E2 sia quella che alimenta la sorgente *dei Malai*.

MISURE INCLINOMETRICHE

Sono stati installati quattro tubi inclinometrici per monitorare eventuali movimenti ulteriori del corpo di frana nonché la stabilità della già citata area limitrofa.

I dati sino ad oggi acquisiti non evidenziano movimenti del versante né nella zona già franata né in quella più meridionale: infatti, dopo più di due anni di osservazioni, gli spostamenti differenziali non superano il millimetro, valore questo ultimo che rientra nel margine d'errore dello strumento.

CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DEI TERRENI

Nell'area di frana sono stati raccolti campioni rimaneggiati superficiali (A e B) e profondi (S). (Crepaldi, 2001). Sulla base della classificazione condotta, i terreni possono essere distinti in

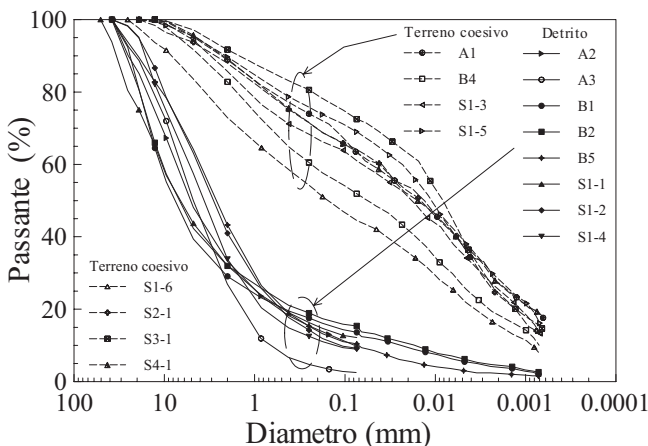


Fig. 5: Granulometria dei terreni coinvolti nella frana.
 Fig. 5: Grain-size distribution of soils involved in the landslide.

due gruppi: uno prevalentemente granulare, costituente la copertura detritica, e uno coesivo, originato per probabile alterazione della formazione marnosa.

La copertura detritica presenta una composizione granulometrica (Figura 5) ben graduata contenendo particelle di dimensioni variabili dai ciottoli al limo, con prevalente frazione ghiaiosa di forma sub-angolare e un contenuto in limo non superiore al 12%.

Campioni di terreno coesivo sono stati prelevati nella zona d'alterazione del basamento marnoso e al piede della frana, dove il terreno coesivo affiora localmente. Il loro fuso granulometrico, anch'esso riportato in Figura 5, è abbastanza ben delimitato ad eccezione di due campioni aventi una frazione ghiaio-sabbiosa pari a 50-55%, leggermente superiore alla media di 30-40% degli altri campioni. Tali materiali presentano limite liquido W_L pari a 30-43, indice di plasticità I_p pari a 13-25 e indice d'attività $A=IP/CF$ pari a 0.5-1.1 (CF è la percentuale di particelle fini con dimensione inferiore a $2 \mu m$): sono classificabili, quindi, come argille inorganiche di media plasticità e media attività.

Sui terreni coesivi sono state eseguite prove di taglio diretto e anulare (TD e TA) e di compressione triassiale (TX), al fine di valutare la resistenza dei terreni probabilmente interessati dalla superficie di scorrimento. Ad eccezione del campione A1, i provini sono stati ottenuti consolidando a diverse tensioni verticali il terreno, prima privato della frazione con dimensione maggiore di 0.42 mm e omogeneizzato ad un contenuto d'acqua pari a $1.5 \cdot W_L$.

Va osservato che nei campioni utilizzati per le prove di resistenza meccanica, la frazione con dimensione minore di 0.42 mm è pari a 70-80%: in questi casi, la matrice costituita dalla componente fine satura d'acqua, circonda completamente le particelle granulari, impedendone il contatto e annullando gli effetti della loro presenza ai fini della resistenza al taglio. Tale ipotesi trova sostegno nei risultati della prova condotta sul campione A1 non vagliato, che fornisce risultati in accordo con quelli degli altri campioni.

Nel diagramma di Figura 6 sono riportati, in funzione della tensione normale efficace, i valori sperimentali dell'angolo di attrito determinati in condizioni di rottura.

I valori dell'angolo d'attrito ottenuti con l'apparecchio di taglio anulare (condizioni residue - area retinata in Figura 6), sono tra loro abbastanza coincidenti, mentre più dispersi e leggermente inferiori appaiono i risultati delle prove TD, queste ultime condotte invertendo più volte la direzione di taglio per raggiungere le condizioni residue. I valori desunti dalle

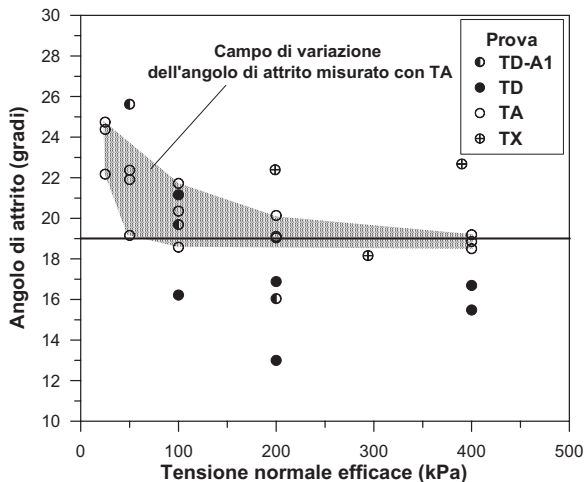


Fig. 6: Resistenza al taglio dei terreni coesivi.

Fig. 6: Shear strength of cohesive soils.

prove TX, corrispondenti ad una condizione di resistenza massima per il terreno normalconsolidato, si collocano invece ai limiti superiori. Supponendo che i valori desunti dalle misure di resistenza in condizioni residue siano i più rappresentativi delle reali condizioni del sito, si ricava che, in un intervallo di tensione efficace di 200-400 kPa, l'angolo di attrito residuo è pari a 18-19°, valori abbastanza caratteristici per le argille di media plasticità (Lupini *et al.*, 1981).

CONDIZIONI DI EQUILIBRIO

Analisi retrospettiva del movimento del novembre 2000

Data la difficoltà a definire la reale posizione del basamento roccioso, le analisi retrospettive di stabilità sono state eseguite, nell'ipotesi bidimensionale, per la sezione centrale della frana (Figura 7) posta lungo l'allineamento dei sondaggi S2-S4 (sezione *a-a* in Figura 2). Si fa notare che l'assunzione di condizioni di rottura bidimensionali nei terreni granulari si riflette in una leggera sottostima del coefficiente di sicurezza reale, con un errore di circa il 10-15%.

Per il detrito superficiale si è adottato un angolo d'attrito interno $\phi^{\circ}=40^{\circ}$ e coesione $c'=0$, data la forma spigolosa dei clasti e la quasi totale mancanza di frazione fine. Per il materiale di alterazione del basamento si è ipotizzato che il movimento sia avvenuto lungo una superficie di scivolamento preesistente e che la massima resistenza al taglio mobilitata sia pari alla resistenza residua, con parametri costanti lungo la superficie di scorrimento $c'_{res}=0$ e $\phi'_{res}=19^{\circ}$. Alla luce delle misure di resistenza assai disperse delle indagini di laboratorio, la scelta di questa coppia di parametri resistenti è stata piuttosto controversa perché, come illustrato più avanti, fortemente condizionante i risultati dell'analisi retrospettiva del fenomeno franoso.

Le analisi di stabilità sono state effettuate con il metodo dell'equilibrio limite di Janbu semplificato assumendo un meccanismo di rottura a blocchi, delimitato da tratti rettilinei, più consoni alla natura attritiva dei materiali coinvolti e alla conformazione del substrato marnoso. La superficie di scivolamento ipotizzata corre a 3 m sotto il contatto detrito-marna,

si raccorda a monte con la parete rocciosa e, a valle, esce dal versante in corrispondenza all'alveo.

Allo stato attuale il livello di falda nell'ammasso detritico è condizionato dalle piogge che, cadendo sul versante, permeano dentro il detrito, ma anche dall'infiltrazione dell'acqua del torrente verso il corpo frana, che sembra condizionare l'escursione della piezometrica nel sondaggio S1. Purtroppo le attuali condizioni di filtrazione nel corpo frana sono certamente diverse da quelle antecedenti all'evento franoso e quindi i dati di monitoraggio (soprattutto quelli registrati al piede della frana) non possono essere assunti come rappresentativi. Dato che non si avevano a disposizione sufficienti indicazioni sulle variazioni del regime di falda prima dell'evento, nelle verifiche si sono ipotizzate varie posizioni della falda parallele al piano di scorrimento, osservando che la condizione critica ($F_S=1$) si raggiunge con un'altezza di falda di 4 m sul piano del basamento.

Va osservato che, in quest'ultimo caso, la differenza tra la quota della linea di saturazione e quella della superficie di scorrimento è relativamente modesta e si abbasserebbe ulteriormente se si fossero assunti valori dell'angolo d'attrito inferiori di qualche grado, valori peraltro compatibili con i risultati delle indagini di laboratorio. In tal caso, considerata l'elevata permeabilità del detrito di copertura, è possibile che per condurre il pendio all'instabilità sia stata sufficiente la sola saturazione della coltre di marna alterata, in presenza di un modesto carico idraulico, legata alle piogge persistenti.

Sono state condotte anche alcune verifiche di stabilità del versante nell'attuale conformazione, riportata anch'essa nello schema di Figura 7. Adottando una superficie di scivolamento polilinea, analoga a quella usata nell'analisi retrospettiva, e assumendo che il livello di falda coincida con la quota massima osservata durante il monitoraggio, le verifiche hanno fornito valori del coefficiente di sicurezza sempre molto superiori all'unità.

Condizione di stabilità nella zona laterale

Il movimento franoso del 2000 aveva destato particolare preoccupazione perché, in un primo tempo, si era pensato che potesse estendersi anche alla zona meridionale del versante. In assenza di informazioni dirette (si ricorda che sondaggi S6, S7 ed S8 sono stati eseguiti solo

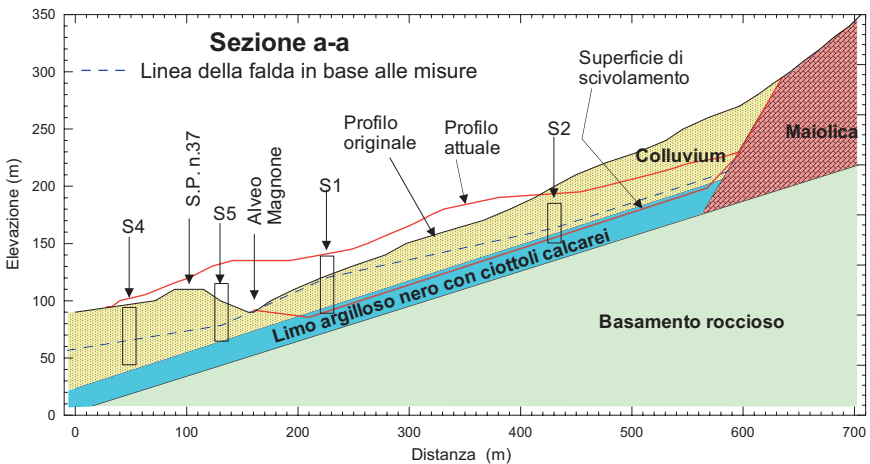


Fig. 7: Sezione longitudinale a-a.

Fig. 7: Longitudinal section a-a.

in un secondo momento) la stabilità della zona laterale era stata esaminata ipotizzando che la sorgente *dei Malai* fosse sostenuta dal basamento marnoso con caratteristiche di continuità che si estendevano dalla strada provinciale fin verso la zona alta del versante.

Le analisi effettuate con i massimi livelli piezometrici misurati avevano fornito un coefficiente di sicurezza relativamente basso ($F_S = 1.07 \div 1.11$), dimostrando che bastava un innalzamento di circa 3 m per raggiungere le condizioni di criticità.

Alla luce delle indagini di seconda fase, le ipotesi iniziali sono state completamente contraddette, in quanto nei sondaggi S6 e S7 è stato individuato un substrato roccioso costituito da calcari grigi molto fratturati anziché il substrato coesivo-marnoso ipotizzato.

In Figura 8 è schematizzata la sezione trasversale *b* posta lungo l'allineamento dei sondaggi S3, S6 e S7 ed utilizzata per le nuove verifiche di stabilità, nelle quali si è assunta una superficie polilinea analoga a quella impiegata per l'analisi della porzione franata.

Per la posizione della linea di falda si è ipotizzato che, a monte, la posizione coincidesse con quella osservata nei piezometri, mentre a valle il detrito potesse saturarsi quasi completamente in occorrenza di un evento meteorico. Tale ultima scelta è assai prudentiale e si discosta da quanto misurato, poiché nel piezometro profondo in S6 la falda è sempre rimasta stabile a circa 48 m di profondità, quasi coincidente con il livello nell'alveo del torrente Magnone.

Le verifiche di stabilità hanno dimostrato che, anche in tali ipotesi prudentiali, il pendio è più che stabile, con un coefficiente di sicurezza per il movimento di traslazione pari a $F_S = 1.73$.

Da quanto evidenziato nelle due sezioni precedenti è possibile trarre le due osservazioni conclusive.

i) L'analisi retrospettiva del movimento franoso di Cima Salti è stata assai complessa per le molteplici difficoltà relative alla ricostruzione di un profilo stratigrafico accurato, all'impossibilità evidente di disporre di un quadro della circolazione d'acqua sotterranea e alle incertezze legate alla misura della resistenza corrispondente alle reali condizioni in sito. Ciononostante, sulla base delle analisi condotte, è apparso come sia stato sufficiente un modestissimo carico idraulico nel terreno, del resto compatibile con le caratteristiche di

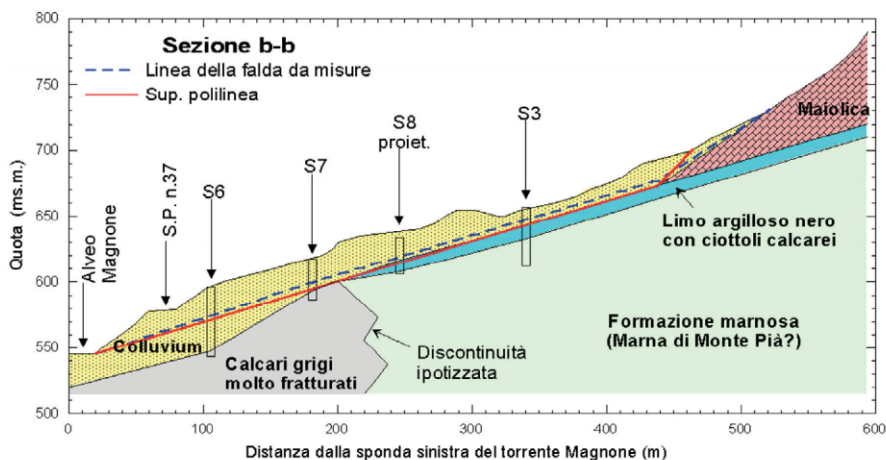


Fig. 8: Sezione longitudinale b-b interessante la porzione stabile.

Fig. 8: Longitudinal section b-b in the stable area.

elevata permeabilità del detrito superficiale, per condurre il pendio al collasso.

ii) Pur tenendo conto di tutte le incertezze sopra descritte, la fondamentale importanza della corretta ricostruzione del profilo geologico-geotecnico nella zona meridionale ancora stabile, basata sulle prospezioni geotecniche e sulla misura dei livelli piezometrici, ha permesso di accertare le vantaggiose condizioni di stabilità del versante meridionale. Tali condizioni sono legate alla presenza fisicamente accertata, ma del tutto inattesa, di una discontinuità subverticale del basamento marnoso alterato, impermeabile e poco resistente, a vantaggio dei permeabili e più resistenti calcari fratturati. Ciò è stato di notevole conforto per la sicurezza dell'intero versante e della strada provinciale che corre ai piedi del pendio.

INTERVENTI DI RIPRISTINO

All'indomani del franamento, la maggiore preoccupazione era legata all'eventualità che le acque di piena del torrente Magnone tracimassero. Il potente accumulo della frana aveva, infatti, totalmente occluso l'alveo torrentizio per quasi quattrocento metri, configurando una situazione di grave pericolo per la sicurezza delle aree sottostanti.

Il primo provvedimento assunto allo scopo di scongiurare tale rischio è consistito nella posa di un condotto in lamiera ondulata e zincata di diametro sufficientemente grande a raccogliere le acque del torrente a monte del franamento e recapitarle a valle del medesimo. L'intervento, ultimato tre mesi più tardi, ha peraltro assunto un carattere di dichiarata provvisorietà, poiché una tubatura con tali caratteristiche costituisce una soluzione eccellente nel breve e medio periodo, ma non è in grado di resistere all'azione erosiva delle acque torbide di piena.

Sulla base dei risultati delle indagini di carattere geologico e geotecnico e delle analisi dei deflussi di piena e del trasporto solido, sono state considerate diverse ipotesi d'intervento, al fine di ricercare la soluzione migliore da un punto di vista non solo tecnico-economico, ma anche paesaggistico.

Tra le varie ipotesi ha prevalso l'idea di realizzare un nuovo alveo esterno all'accumulo di frana, apportando sostanziali modifiche anche alla viabilità locale, con la traslazione verso valle della strada provinciale e il suo attraversamento da parte del nuovo alveo mediante la creazione di un apposito sottopasso. L'aspetto finale dell'area ai piedi della frana è osservabile nella figura 9 ottenuta con la tecnica *rendering*, che permette di avere una visione complessiva degli interventi in progetto già inseriti nel paesaggio.

Infine, l'impatto paesaggistico dell'intervento è stato attentamente vagliato, poiché l'area interessata dal franamento, posta nei pressi del suggestivo *lago di Tenno*, è storicamente connotata da una serie di terrazzamenti sorretti da muri di sassi calcarei posati a secco: si è dunque previsto che il consolidamento dell'alveo sia realizzato mediante briglie e argini in massi calcarei legati con calcestruzzo, nelle quali tuttavia l'elemento legante deve apparire il meno possibile. In tal modo, si vuole ottenere un inserimento ottimale del nuovo alveo torrentizio nell'ambiente circostante, senza peraltro sottacerne la presenza: va, infatti, ricordato come il *torrente Magnone* costituisca da tempo immemorabile una fonte di rischio per queste zone, tant'è che i primi interventi organici per la sua sistemazione, furono attuati già agli inizi del XIX secolo e consistettero nella realizzazione di numerose briglie costituite da intelaiature di castagno riempite di massi.



Fig. 9: Inserimento del nuovo alveo del torrente Magnone e della rettifica della strada provinciale.
Fig. 9: Rendering with the modified location of Magnone river and road.

Riferimenti bibliografici

- Lupini, J.F., Skinner, A.E., Vaughan, P.R. (1981): The drained residual strength of cohesive soils. *Geotechnique*, 31, n.2, pp.181-213.
- Crepaldi, D. (2001): Studio geotecnica della frana di Cima Salti in comune di Tenno (Riva del Garda). Tesi di Laurea, Università degli studi di Padova.
- Venzo, S. (1935) Il lago di Tenno. Cenni geografici-geologici. *Studi Trentini di Scienze Naturali*. Vol. 16. pp.3-14, Trento.
- Vaia, F. (1981) La frana del lago di Tenno (Trentino). *Studi Trentini di Scienze Naturali*. Vol. 58. Acta Geologica, pp.163-174, Trento.