



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA
Curriculum Geologia Tecnica

**LE DEFORMAZIONI GRAVITATIVE DEL
VERSANTE SINISTRO DELLA VAL RIDANNA
(ALTO ADIGE-SÜDTIROL, ITALIA):
GEOLOGIA STRUTTURALE E
GEOMECCANICA**

Relatore: Prof. Rinaldo Genevois
Correlatori: Dott. Luca Zorzi
Dott. Matteo Massironi

Laureando: Lorenzo Flaim

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012

a Sandro, Olga, Chiara e Gabriele

Abstract

Two significant deep-seated gravitational slope deformations (DSGSDs) were recognized for the first time in this thesis along the northern slope of the Ridnaun Valley, west of Vipiteno/Sterzing (South Tyrol-Südtirol, Italy). They were named ‘DSGSD of the Wetterspitz’ and ‘DSGSD of the Telfer Weissen’ and are located respectively northwest and southeast of the niche of the post-Glacial Ridnaun-valley rockslide. Field surveys and aero-photo interpretation were carried out in order to clarify the structural, geological and geomechanical setting in which the DSGSDs are developing. The deformations affect both micaschists and gneisses, belonging respectively to the Upper Austroalpine basement of the Schneeberg Unit and of the Ötztal-Stubai Complex, as well as Late Pleistocene and Holocene glacial and slope deposits. Geomechanical investigations were conducted in order to divide the studied area in geomechanical domains, with sufficiently homogeneous properties. For each domain, the mechanical properties of discontinuities and of rocks were defined through field measurements and application of failure criteria (Barton-Choubey and Hoek-Brown criteria).

Although the regional schistosity (Cretaceous in age) dips into the northern slope of the valley, the western DSGSD is clearly influenced by the structural setting of the area. N-S and NE-SW trending faults define the limits of the deformed area, whereas relicts of a south-dipping schistosity constitute the hinge zones of large-scale folds and therefore act as a favorable factor for sliding. Instead, brittle and ductile settings apparently doesn’t influence the kinematics of the eastern mass movement. The DSGSDs show present-day medium-rate activity, as indicated by polished surfaces of many morphostructures and by interferometric data (courtesy of the ‘Provincia Autonoma di Bolzano’), with the western one more active.

The recognized DSGSDs and the Rock Avalanche are interpreted to be three different stage of the same gravitational evolution. In fact, the DSGSD of the Telfer-Weissen is considered to be the initial stage of the deformation, whereas the “Wetterspitz” DSGSD is the expression of an advanced deformative stage. Both of them are leading to a rock avalanche-type slope evolution. More detailed

studies and numerical modeling are needed in the future to entirely clarify the kinematics and dynamics of the recognized ongoing DSGSDs.

Keywords: Deep-seated gravitational slope deformation · Schneeberg · Eastern Italian Alps · Structural influence · Geomechanics

INDICE

1. INTRODUZIONE.....	- 1 -
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO.....	- 5 -
3. DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE.....	- 17 -
3.1 Aspetti generali.....	- 17 -
3.2 Caratteristiche morfostrutturali, reologia e fattori di innesco.....	- 19 -
4. ROCK AVALANCHES	- 27 -
5. ANALISI GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA.....	- 31 -
5.1 Materiali e metodologie.....	- 31 -
5.1.1 Base topografica	- 31 -
5.1.2 Modello digitale del terreno (DTM)	- 31 -
5.1.3 Legenda e simboli.....	- 34 -
5.2 Assetto geologico del versante sinistro della Val Ridanna.....	- 35 -
5.2.1 Unità litologiche	- 35 -
5.2.2 Elementi geologico-strutturali	- 42 -
5.3 Geomorfologia della Val Ridanna	- 47 -
5.3.1 Morfologia glaciale e periglaciale	- 47 -
5.3.2 Forme e depositi di origine gravitativa	- 50 -
5.3.3 Forme fluviali e depositi alluvionali.....	- 53 -
5.4 Interferometria	- 57 -
6. CARATTERIZZAZIONE DELL'AMMASSO ROCCIOSO.....	- 61 -
6.1 Rilievo di campagna ed elaborazione dei dati	- 62 -

6.2	Analisi dei dati geomeccanici	- 64 -
6.2.1	Orientazione delle discontinuità	- 67 -
6.2.2	JCS (Joint wall Compressive Strength)	- 71 -
6.2.3	GSI (Geological Strength Index)	- 72 -
6.2.4	Spaziatura delle discontinuità	- 73 -
6.3	Domini geomeccanici	- 76 -
6.3.1	Sistemi di discontinuità.....	- 76 -
6.3.2	Ammasso roccioso equivalente.....	- 79 -
7.	LE DGPV E LA ROCK AVALANCHE DELLA VAL RIDANNA.....	- 83 -
7.1	Rock Avalanche della Val Ridanna	- 84 -
7.2	‘DGPV della Wetterspitz’	- 89 -
7.3	‘DGPV delle Telfer Weissen’	- 93 -
8.	CONCLUSIONI.....	- 97 -
9.	BIBLIOGRAFIA	- 99 -
10.	APPENDICI	- 113 -
	APPENDICE A - Il rilievo geomeccanico di dettaglio.....	- 113 -
	APPENDICE B - Schede per il rilievo geomeccanico di dettaglio	- 120 -
	APPENDICE C - Sistemi di classificazione dell’ammasso roccioso	- 123 -
	APPENDICE D - Modelli di rottura.....	- 139 -
	APPENDICE E - Dati geomeccanici.....	- 144 -

1. INTRODUZIONE

La presenza in Val Ridanna (Provincia Autonoma di Bolzano, Italia) di un enorme corpo di *Rock Avalanche*, che ha interessato la valle nel suo versante sinistro presso Ridanna, è stata messa in evidenza già da altri autori (Damian, 1894; Klebelsberg, 1920, 1953; Holzmann, 2005; Ostermann et al., 2010), ma nessuno studio atto alla comprensione della meccanica del fenomeno è stato per ora condotto.

Gli scopi della presente Tesi di laurea sono la caratterizzazione geologica e geomorfologica e l'analisi geomeccanica di dettaglio di questo fenomeno franoso e dei movimenti di massa classificabili come Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) che tuttora caratterizzano due porzioni distinte, situate ai lati del coronamento della già citata *Rock Avalanche*.

La raccolta e l'elaborazione dei dati ha come obiettivo la valutazione del controllo strutturale esistente sulle DGPV, la definizione delle caratteristiche geomeccaniche del versante e quindi la valutazione dei fattori predisponenti la *Rock Avalanche* della Val Ridanna. I dati raccolti possono costituire la base per una futura modellizzazione del fenomeno franoso, volta a chiarire le cause predisponenti le DGPV e determinare il meccanismo di collasso del versante.

La complessità propria di questa tipologia di fenomeni franosi costringe inevitabilmente ad un approccio multidisciplinare; è infatti necessario uno studio dal punto di vista geologico, geomorfologico, strutturale e geomeccanico al fine di avere un quadro d'insieme del problema e dare un'interpretazione più esaustiva possibile della genesi e della dinamica del fenomeno. In questa tesi si è deciso di analizzare i meccanismi di innesco e di sviluppo delle DGPV in questione ponendo particolare attenzione e cura alla caratterizzazione geomeccanica del versante attraverso un rilievo di campagna dettagliato.

Nonostante ciò non sono stati tralasciati i non meno importanti aspetti geologici e geomorfologici e la problematica del controllo strutturale esistente su questi fenomeni.

Lo studio si è snodato attraverso quattro fasi principali:

- studio della bibliografia disponibile riguardante la geologia dell'area e le deformazioni gravitative di versante;
- analisi ed interpretazione del DTM (Digital Terrain Model) proveniente dai dati LiDAR della Provincia Autonoma di Bolzano;
- rilevamento di campagna geologico, geomorfologico e geomeccanico al fine di realizzare una carta geologica del versante alla scala 1:10.000 ed ottenere un fitto numero di dati geomeccanici;
- rielaborazione dei dati ottenuti in campagna e in laboratorio in modo da caratterizzare l'intero versante da un punto di vista geomorfologico, geologico-strutturale e geomeccanico.

La realizzazione di una carta geologica e geomorfologica alla scala 1:10.000 si è rivelata necessaria a causa della mancanza di una cartografia tematica aggiornata e ad una scala sufficientemente grande per affrontare in maniera soddisfacente e completa il problema. La cartografia esistente della Val Ridanna è costituita esclusivamente dalla 'Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 04 Merano' e dalla 'Carta geomineraria del distretto metallifero di S. Martino di Monteneve-Fleres, scala 1:25.000', redatta dal prof. P. Frizzo nel 2002.

Dopo un'iniziale inquadramento della Val Ridanna da un punto di vista geografico e geologico (capitolo 2), il lavoro si occupa della descrizione basata su dati già presenti in letteratura delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (capitolo 3) e delle *Rock Avalanches* (capitolo 4).

Seguono l'analisi geologica, con descrizione delle unità litologiche e dei depositi quaternari riconosciuti (capitolo 5), e la presentazione del rilievo geomeccanico effettuato in campagna e dell'analisi dei dati (capitolo 6). Successivamente viene descritta ed analizzata l'evoluzione gravitativa del versante sinistro della Val

Ridanna (capitolo 7). Infine il capitolo 8 riporta le conclusioni ed i risultati principali della tesi.

Nelle Appendici vengono riportate tabelle e spiegazioni utili alla comprensione del testo e a cui viene fatto riferimento. Il testo è anche affiancato da tre Tavole contenenti la Carta Geologica (Tavola 1), la Mappa di distribuzione del GSI (Tavola 2) e la Mappa dei Domini Geomeccanici (Tavola 3).

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

L'area di studio si colloca ad ovest dell'abitato di Vipiteno/Sterzing (Provincia Autonoma di Bolzano, Italia), nel comune di Racines/Ratschings all'interno della Val Ridanna/Ridnauntal, una valle alpina lunga circa 18 km con andamento grossomodo Nordovest-Sudest e facente parte delle Alpi Breonie Occidentali (fig. 1).



Fig. 1: immagine satellitare raffigurante la Val Ridanna e le località limitrofe.

Il rettangolo rosso indica la zona di studio.

I rilevamenti hanno interessato il versante settentrionale della valle in sinistra idrografica del Rio Ridanna/Ridnauner Bach. Il limite meridionale dell'area analizzata è costituito all'incirca dalla strada provinciale SP 36 'Val Ridanna'. Il limite occidentale è costituito invece dalla località Prischer Albl, mentre quello orientale dal Rio dei Ronchi/Runggen Bach. Infine a nord sono le vette che fanno da spartiacque tra la Val Ridanna e la vicina Val di Fleres/Pflerschtal (Cima del Tempo/Wetterspitz 2709 m s.l.m., Punta del Lago/Seeberspitz 2567 m s.l.m. e Cime Bianche di Telves/Telfer Weissen 2588 m s.l.m.) a chiudere l'area studiata.

Il centro abitato più vicino è Ridanna/Ridnaun (1357 m s.l.m.), situato a sud lungo le rive dell'omonimo corso d'acqua.

Il Rio Ridanna è il corso d'acqua principale della valle. Nasce dalle cime situate al confine italo-austriaco (Il Capro/Botzer 3251 m s.l.m.) e drena l'intera valle gettandosi nell'Isarco presso Vipiteno a quota 935 m s.l.m.. Il suo bacino imbrifero ha un'estensione pari a 210,2 km² e i principali affluenti sono il Rio di Racines/Ratschinger Bach e il Rio di Giovo/Jaufentaler Bach, entrambi di destra. La portata media massima annuale, misurata alla stazione idrometrica di Vipiteno, è pari a 79,6 m³/s. Infine il bacino si caratterizza per precipitazioni medie annuali attorno a 1375 mm (Norbiato et al., 2009).

Si tratta di una zona di alta montagna, che presenta ancora evidenze della modellazione glaciale quaternaria e che attualmente è dominata da processi prevalentemente gravitativi, favoriti dall'elevata energia del versante (oltre 1000 m) e dalla sua notevole inclinazione (mediamente 30°).

Geologicamente l'area è inserita nel settore meridionale del dominio strutturale dell'Austroalpino. Si tratta di una settore della Catena Alpina costituito da un sistema a falde di ricoprimento nord vergenti e con andamento Est-Ovest. Il Dominio Austroalpino è caratterizzato da una storia polimetamorfica essenzialmente in facies anfibolitica ed è costituito da basamento prealpino sopra al quale localmente affiorano le coperture permotriassiche, affette da metamorfismo di basso grado. I litotipi prevalenti sono paragneiss e micascisti, ai quali localmente si alternano ortogneiss, anfiboliti, quarziti e marmi; talvolta sono presenti anche eclogiti, metabasiti e metaultramafiti (Sassi et al., 2004). La sua origine è collegata al meccanismo di formazione dell'intero sistema montuoso alpino, cioè la subduzione e definitiva chiusura dell'oceano mesozoico della Tetide e la conseguente collisione fra il margine passivo continentale dell'Europa ed il margine attivo della microplacca Adria, dal cui margine settentrionale derivano appunto le falde austroalpine (Froitzheim & Eberli, 1990; Conti, 1995; Froitzheim & Manatschal, 1996). L'effetto della collisione fu che una parte del margine della microplacca Adria, l'attuale Dominio Austroalpino, sovrascorse verso nord al di sopra di lembi di litosfera oceanica e unità continentali

originariamente situate sul bordo settentrionale dell'oceano tetideo (Dominio Pennidico) (Gregnanin et al., 2011).

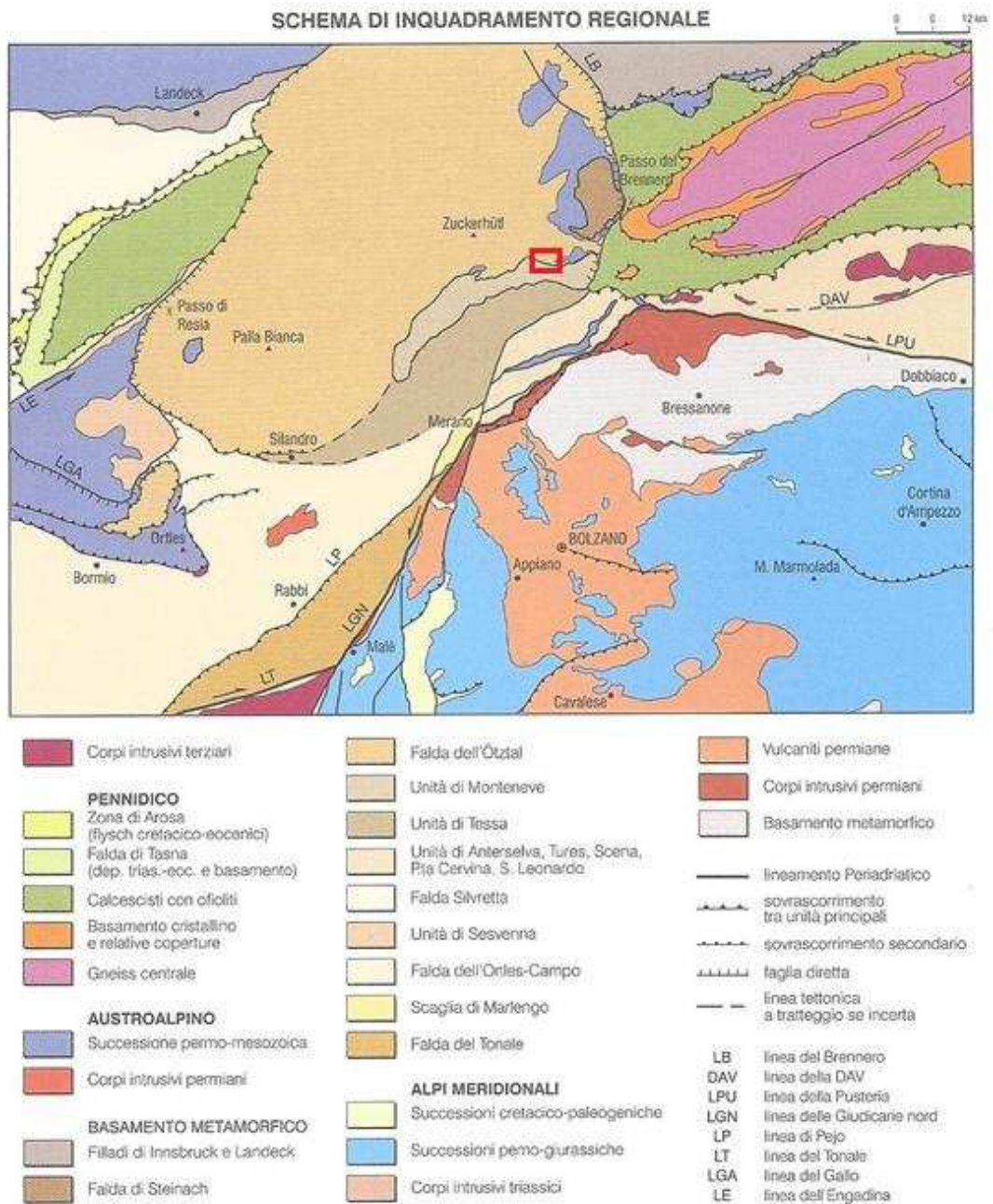


Fig. 2: inquadramento geologico regionale. Il rettangolo rosso indica l'area di studio.

Da Gregnanin et al. (2011) modificato.

Le falde austroalpine che affiorano tra il Passo del Brennero e l'Engadina sono essenzialmente costituite dal basamento cristallino pre-permiano intruso da

granitoidi permiani e caratterizzato da scaglie di sequenze di copertura permo-mesozoica (fig. 2), su cui poi si è sovrainpresso il metamorfismo alpino (Hammer, 1906, 1908a, 1908b, 1912; Andreatta, 1952, 1954; Gregnanin & Piccirillo, 1972; Dal Piaz & Martin, 1980; Thöni, 1981; Hoinkes & Thöni, 1993). Le unità del basamento austroalpino sono marcatamente polimetamorfiche, avendo registrato diversi eventi metamorfici, connessi all'orogenesi varisica ed a quella alpina. La loro complessa storia metamorfica si può articolare schematicamente in quattro fasi principali (Thöni, 1999; Sölvä et al., 2005):

- i. evento magmatico (610-420 Ma), presente in tutte le unità di basamento e caratterizzato da importanti intrusioni granitiche e basalti tipo MORB;
- ii. evento varisico (375-310 Ma), caratterizzato da metamorfismo da medio ad alto grado e localmente anche impronte di alta pressione. È l'evento dominante in molte parti del basamento;
- iii. evento permo-triassico di bassa pressione (290-220 Ma), caratterizzato da intrusioni pegmatitiche, ma non presente in tutte le unità;
- iv. evento alpino, suddivisibile nella fase Eoalpina (105-95 Ma) con metamorfismo in facies eclogitica, fase Mesoalpina (60-40 Ma) e fase Neoalpina (ultimi 20 Ma).

Secondo la tradizionale suddivisione delle falde austroalpine discussa da Dal Piaz (1934, 1936, 1937a) e Hammer (1938) le unità tettoniche affioranti in Val Ridanna e nelle aree limitrofe appartengono al Sistema dell'Austroalpino superiore (Ötztal-Silvretta, Ortles-Campo-Languard-Lasa-Pejo). Si tratta di tre complessi ben distinti dal punto di vista litologico e deformativo. Seguendo la nomenclatura recentemente introdotta nella Legenda della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 006 'San Leonardo in Passiria' (in corso di realizzazione), si definiscono:

1) **Complesso dell'Ötztal-Stubai** (ÖSC, sigla usata di seguito nel testo)

Questo complesso faceva parte del vecchio *Complesso Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie* definito nelle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 04 Merano. L'ÖSC si estende continuativamente dal Passo di Resia al Passo del Brennero e dalla Val Venosta fino alla zona di Innsbruck. Le unità più profonde sono paragneiss biotitici minuti a bande, granatiferi, con frequente cianite e/o staurolite, intercalati o facenti passaggio a tipologie decisamente più micacee (Zanettin et al., 1971; Frizzo, 1976; Frizzo et al., 1982). Talvolta è anche presente sillimanite di età varisica (Lorenzoni & Zanettin-Lorenzoni, 1966a, 1966b; Gregnanin & Piccirillo, 1969). I paragneiss sono associati in vario modo a gneiss granitoidi, i quali si possono trovare sotto forma di sottili e lunghe intercalazioni lungo la foliazione o veri e propri ammassi di dimensioni anche notevoli. Frequenti sono le intercalazioni di anfiboliti, che mostrano costanza di spessore su grandi distanze. Questi terreni più profondi sono sovrastati da unità fortemente micascistose. Quarziti e/o anfiboliti e più raramente lenti di marmo separano i paragneiss minuti a bande dai micascisti (Zanettin et al., 1971; Frizzo, 1976; Frizzo et al., 1982).

L'ÖSC è caratterizzato da una storia polimetamorfica complessa (Borsi et al., 1973; Purtscheller & Rammlmair, 1982; Thöni, 1980; Van Gool et al., 1987), articolata in tre fasi principali:

1. metamorfismo polifasico caledoniano: di età compresa tra Ordoviciano inferiore e medio (Borsi et al., 1973). È avvenuto in condizione di elevate P e T e i suoi effetti non sono completamente obliterati dalla blastesi alpina. A questo evento apparterebbero infatti cianite e staurolite deformate, sericitizzate e talvolta comprese entro cristalli di plagioclasio (Purtscheller & Sassi, 1975). Inoltre secondo Zanettin et al. (1971) rimangono tracce di

questo evento anche nei granati dei paragneiss dell'Alta Val Ridanna, i cui inclusi minutissimi hanno orientazione nettamente discordante rispetto alla scistosità generale;

2. metamorfismo Varisico: di età permiana (Borsi et al., 1973; Schuster et al., 2001) e accompagnato da intensa deformazione, ha determinato il carattere metamorfico fondamentale dell'ÖSC, riferibile alla facies delle anfiboliti ad almandino, subfacies a "staurolite-almandino" (Zanettin et al., 1971; Justin-Visentin & Zanettin, 1973; Satir, 1975; Frizzo, 1976; Hoinkes et al., 1997). Tuttavia questo metamorfismo si è esplicato con intensità variabile, raggiungendo localmente anche le condizioni di facies eclogitica (Miller & Thöni, 1995) oppure dando a luoghi paragenesi in facies scisti verdi (Gregnanin, 1980). Il picco termico fu raggiunto in un intervallo di tempo ristretto (360-331 Ma) (Miller & Thöni, 1995; Schweigl, 1995). A questo evento viene ricondotta la blastesi di miche e granato, che talora includono relitti di staurolite (Frizzo & Cornale, 1981; Frizzo et al., 1982).
3. Metamorfismo polifasico Eoalpino: di età cretacea (Frank et al., 1987), ha prodotto un *overprint* in facies di scisti verdi con effetti blandi rispetto al precedente evento. Gregnanin & Piccirillo (1969) lo suddividono in due stadi successivi: il primo di temperatura medio-alta, il secondo di temperatura medio-bassa e a carattere retrogrado. Diversi Autori (Hoinkes et al., 1991; Konzett & Hoinkes, 1996) hanno indicato un aumento del grado di metamorfismo da NordOvest a SudEst fino ad arrivare anche a condizioni di facies anfibolitica.

Hoinkes et al. (1987) hanno però individuato un notevole incremento dell'obliterazione delle strutture prealpine avvicinandosi al contatto con l'Unità di Monteneve (fino a 1 km di distanza da esso). Infatti in queste zone è presente un forte aumento

del processo di ricristallizzazione Eo-alpina, principalmente a carico dei cristalli di mica.

Come descritto dal prof. P. Frizzo in diverse pubblicazioni (Frizzo, 1976; Frizzo & Cornale, 1981; Frizzo et al., 1982) e nella 'Carta geomineraria del distretto metallifero di S.Martino di Monteneve-Fleres, scala 1:25.000' (2002), le metamorfite dell'ÖSC sono interessate da numerose manifestazioni metallifere, prevalentemente piombo-zincifere. Nel complesso si tratta di manifestazioni con paragenesi metalliche complesse (Omenetto & Brigo, 1974) a Zn, Pb, Ag, Cu, Fe, Sb, As, Co, Ni, Bi, Au, e costituite tipicamente da blenda marmatitica, galena argentifera, pirrotina e calcopirite, e quantità accessorie di altri solfuri, solfosali, arseniuri, antimoniuri, ossidi e minerali nativi. Queste mineralizzazioni si associano prevalentemente a scisti grafitici, micascisti paragneissici e alla cosiddetta *Gangfazies* (litotipo massiccio con sviluppo pegmatoide di quarzo, spesso dominante, granato, tremolite, mica scura e carbonati), e appaiono geneticamente e spazialmente legate agli strati. (Frizzo, 1976; Frizzo & Cornale, 1981). È noto un unico caso di mobilizzazione metamorfica che ha fatto migrare i solfuri in un orizzonte di marmi dell'Unità di Monteneve (orizzonte di marmi della falda di sovrascorrimento del Monte Cavallo/Roskopf) (Frizzo, 1976). Frizzo & Cornale (1981) ne indicano una genesi esalativa sottomarina da soluzioni idrotermali, risalite a più riprese da paleofratture nel corso di un importante periodo evolutivo crostale del Paleozoico antico.

Questi giacimenti polimetallici sono molto estesi nel distretto di San Martino di Monteneve-Val di Lazzago/Sankt Martin am Schneeberg-Lazzacher Tal e compresi in una sequenza di metasedimenti e metavulcaniti definita 'Serie Metallifera delle Breonie', affiorante con continuità in direzione Est dalla conca di San Martino di Monteneve fino a quasi tutto il versante settentrionale della Val Ridanna e alla testata della

Val di Fleres (Frizzo, 1976; Frizzo & Cornale, 1981). Le manifestazioni in queste due valli sono però di minore estensione (Frizzo, 1976).

2) **Unità di Monteneve** (SMU, sigla usata di seguito nel testo)

Si tratta del vecchio *Complesso di Monteneve*, così definito nelle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 04 Merano, o *Schneeberger Geisteinzug* (Sander, 1921). Presenta una forma allungata in direzione OvestSudovest-EstNordest e si estende dalla zona di Vipiteno fino alla Val di Fosse/Pfossental (Gruppo di Tessa/Texelgruppe), passando per la Val Ridanna e la conca di San Martino di Monteneve. L'SMU tradizionalmente viene suddiviso in due parti. Il corpo centrale (Membro di Salto (Zanettin et al., 1971; Zanettin & Justin-Visentin, 1980) o *Monotone Serie* (Mauracher, 1981)) è caratterizzato da micascisti filladici granatiferi talora a cianite e staurolite con superfici di color plumbeo. Localmente possono essere abbondanti le anfiboliti, associate tendenzialmente a scisti ricchi di carbonati (Zanettin et al., 1971). Le zone periferiche dell'SMU (Membro di Casabella (Zanettin et al., 1971; Zanettin & Justin-Visentin, 1980) o *Bunte Serie* (Mauracher, 1981)) sono invece litologicamente più varie. La successione inizia tendenzialmente con quarziti chiare, contenenti piccole quantità di carbonati, o scisti granatiferi localmente ricchi in cianite e staurolite per poi proseguire con alternanze di livelli di micascisti a granati, scisti a covoni d'orneblenda, marmi, anfiboliti, quarziti e calcescisti, tutti con spessori inferiori a qualche decina di metri, in sequenze complicate da strette pieghe e da scaglie tettoniche (Zanettin et al., 1971). La natura originaria di questi sedimenti è marnoso-argilloso-calcareo (Frizzo, 1976).

In contrasto con le osservazioni del passato, attualmente queste rocce sono interpretate come un'unità di età paleozoica appartenente all'Austroalpino ma separata e ben distinta sia dal Complesso dell'Ötztal-Stubai sia dall'Unità di Tessa, tra le quali l'SMU è inserita (Hoinkes et al., 1987;

Sölva et al., 2005; Gregnanin et al., 2011). Quindi il contatto tra ÖSC e SMU è di tipo tettonico (Friz & Zanettin-Lorenzoni, 1969; Zanettin & Justin-Visentin, 1971; Friz & Gatto, 1981; Frizzo & Cornale, 1981; Sölva et al., 2005).

A differenza dell'ÖSC, nell'SMU sono presenti solo gli effetti del metamorfismo polifasico Eo-alpino e mancano invece evidenze di associazioni mineralogiche prealpine (Zanettin & Justin-Visentin, 1971; Sölva et al., 2005). Dopo una prima fase metamorfica corrispondente alla facies di scisti verdi, subfacies "quarzo-albite-epidoto-almandino", il metamorfismo ha raggiunto il culmine termico in corrispondenza della cristallizzazione della staurolite, quindi in condizioni di facies delle anfiboliti ad almandino (Zanettin & Justin-Visentin, 1971; Hoinkes et al., 1987). Il picco metamorfico è stato raggiunto nel Cretacico, circa 90 Ma, mentre la retrogradazione al di sotto della facies anfibolitica è avvenuta durante il processo di esumazione attorno a 80 Ma (Thöni, 1986, 1999). La distribuzione del metamorfismo in facies anfibolitica all'interno dell'SMU è controllata dall'evoluzione di faglie cretatiche normali a basso angolo, collegate all'esumazione delle unità di basamento più profonde verso Ovest (Dibona et al., 2003).

3) **Coperture Permo-Mesozoiche** (BMZ, sigla usata di seguito nel testo)

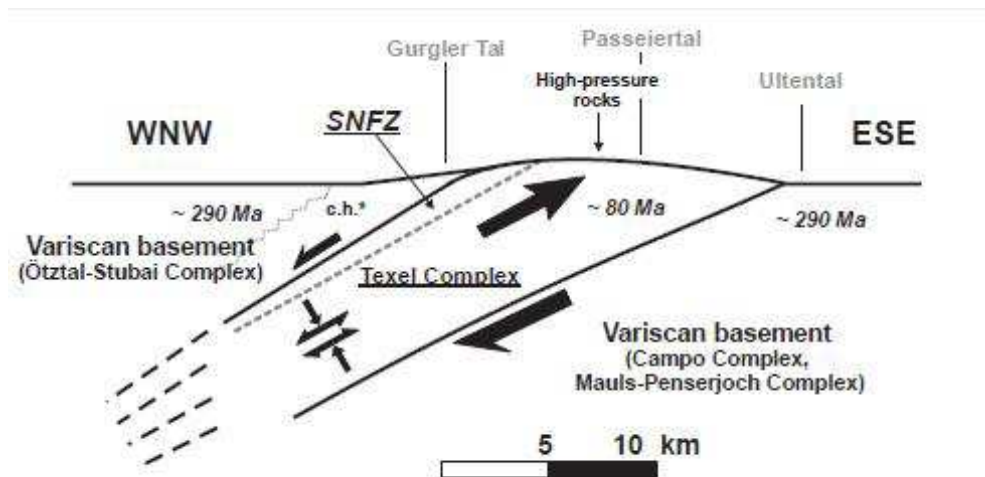
Si tratta del vecchio *Complesso del Tribulaun-Cime Bianche di Telves*, così definito nelle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 04 Merano. Questi terreni, di età permo-triassica e noti in letteratura anche come Mesozoico del Brennero (Dietrich, 1983; Krois et al. 1990; Fügenschuh et al. 2000), si estendono in trasgressione al di sopra delle rocce scistose del basamento e costituiscono i massicci del Tribulaun, delle Cime Bianche di Telves e quelli minori delle Cime Bianche del Massaro/Moarer Weissen e delle Cime Bianche di Montenevoso/Schneeberger Weissen. Queste cime appaiono quindi come

tanti frammenti isolati di una copertura originariamente unitaria (Zanettin et al., 1971, Frizzo & Cornale, 1981, Dietrich, 1983).

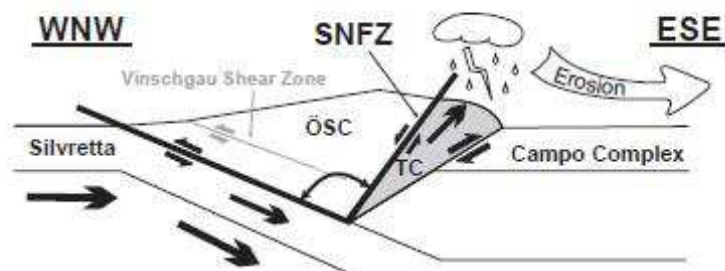
Questo complesso inizia con banchi poco potenti (3-6 m) di scisti conglomeratici e quarziti a biotite, granato e carbonati (Permo-Eotrias), indicati da Frizzo & Cornale (1981) come Conglomerato della Val di Fleres, seguiti poi dalla Dolomia del Wetterstein, caratterizzata da uno spessore di 200-250 m (Anisico-Ladinico). Al di sopra di essa si trova una formazione di spessore limitato (5-10 m) e litologicamente varia, ma generalmente composta da rocce dolomitiche e filladi sericitiche scure a grandi porfiroblasti biotitici (Carnico). La successione è chiusa dalla potente (200-250 m) ed omogenea Dolomia Principale (Norico) (Zanettin et al., 1971, Frizzo & Cornale, 1981, Dietrich, 1983).

Questi terreni hanno subito un'impronta metamorfica Eo-alpina in facies di scisti verdi (Frizzo et al., 1982; Dietrich, 1983; Fügenschuh, 2000). La variazione regionale del metamorfismo eo-alpino, presente anche nell'ÖSC, all'interno del BMZ è testimoniata da un aumento di T di 60°-70° C da Nord a Sud (Tessadri, 1980; Dietrich, 1983).

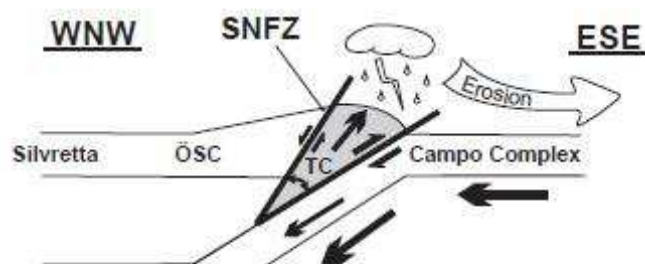
Nonostante alcuni Autori abbiano negato l'esistenza di una 'Linea di Monteneve' (Zanettin et al., 1971; Klix, 1974), recenti studi condotti da Sölva et al. (2005) hanno confermato che anche in Val Ridanna il contatto ÖSC-SMU è di tipo tettonico, in linea con la situazione strutturale già evidenziata in precedenza nell'area del gruppo montuoso Cime Bianche di Telves-Monte Cavallo (Dal Piaz, 1933 e 1937b; Bauman, 1967) e nella conca di San Martino di Monteneve (Friz & Gatto, 1981).



a) Schematic geometry and kinematics in the study area



b) Geometric model: obtuse angle between lower plate and upper wedge contact



c) Geometric model: acute angle between lower plate and upper wedge contact

Fig. 3: (a) modello schematico del contesto tettonico che ha determinato l'esumazione delle rocce di alta pressione (TC) attraverso un wedge Sud-Sudest vergente. La SNFZ ne rappresenta il limite superiore mentre la parte inferiore del TC ne rappresenta il limite inferiore. (b) e (c) mostrano i modelli interpretativi proposti da Sölva et al. (2005) che possono spiegare il cinematismo e la geometria del TC in un contesto di subduzione. Da Sölva et al. (2005) modificato.

SNFZ = Schneeberg Normal Fault Zone. TC = Texel Complex (Unità di Tessa).

ÖSC = Ötztal-Stubai Complex (Complesso dell' Ötztal-Stubai)

Il contatto avviene lungo una zona di faglia a senso normale e immergente verso Nordovest, la *Schneeberg Normal Fault Zone* (SNFZ). Essa rappresenta una zona di faglia con spessore attorno a 4,5 km, attiva in condizioni che andavano dalla facies anfibolitica (circa 1 GPa e 600° C: Konzett & Hoinkes, 1996) fino al dominio fragile, ed ha permesso l'estrusione verso Sud-Sudest di un *wedge* costituito dall'SMU e dall'Unità di Tessa. Quest'ultima nel modello di Sölva et al. (2005) è bordata da due estese zone di shear con cinematismi opposti, di cui la SNFZ rappresenta quella relativa al blocco di tetto (ÖSC) della zona di faglia.

Quindi l'SMU grazie alla sua ridotta competenza ha agito da livello di scollamento permettendo l'esumazione delle rocce di alta pressione dell'Unità di Tessa (fig. 3). I dati radiometrici raccolti dagli Autori indicano che l'esumazione iniziò attorno all'età di 95 Ma e rimase attiva per circa 25 Ma.

Il lavoro di Sölva et al. (2005) quindi presenta un caso che si discosta dai tradizionali meccanismi di *thrust* diretti a Ovest-Nordovest causati dall'evento collisionale Eoalpino di età cretacea. Tuttavia non è da escludere che prima della distensione la faglia di Monteneve abbia agito da *thrust* nordvergente. Questa ipotesi sarebbe testimoniata dalle cerniere di pieghe relitte rinvenute nell'ÖSC (paragrafo 5.2).

3. DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

3.1 Aspetti generali

Tra i fenomeni franosi le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV, sigla usata di seguito nel testo) rivestono un ruolo particolare. Si tratta di una categoria franosa con caratteristiche molto peculiari che la discosta molto dalle tradizionali tipologie di frane. A partire dagli anni sessanta del XX secolo è iniziato uno studio sempre più ampio e sistematico di questi fenomeni, ma nonostante ciò si tratta ancora di una tipologia franosa poco studiata di cui non si sono ancora del tutto comprese la dinamica e i fattori d'innescio.

Numerosi sono i casi studio che negli ultimi anni sono stati scoperti nelle valli alpine grazie a nuove campagne di rilevamenti geologici, in particolare quelli collegati al progetto CARG promosso dall'APAT, ma altrettanti rimangono 'nascosti' in attesa di essere studiati.

Nella letteratura internazionale questo tipo di fenomeni sono stati definiti utilizzando termini differenti:

- *deep-seated large-scale rock slides, deep-seated gravitational slope deformation* (DSGSD) (Terzaghi, 1962), *deep-seated continuous creep* (Hutchinson, 1988), *deep-seated creep* (Nemčok, 1972; Nemčok et al., 1972) e *mass creep* (Skempton & Hutchinson, 1969) per la letteratura inglese;
- *Sackung, Talzuschub* e *Bergzerreisung* (Zischinsky, 1966, 1969) per la letteratura tedesca;
- *creep in roccia e deformazione gravitativa profonda di versante* (DGPV) (Dramis, 1984; Sorriso-Valvo, 1988) per la letteratura italiana.

Le DGPV sono grandi frane in roccia, caratterizzate da deformazione lenta e a lungo termine del versante che causa nel tempo un notevole peggioramento delle proprietà geomeccaniche dell'ammasso roccioso ed eventuali danni a strutture superficiali. Un aspetto fondamentale che determina la pericolosità delle DGPV è

che, sotto determinate condizioni, i lenti movimenti tipici di questi movimenti in massa possono accelerare improvvisamente e dare luogo a collassi catastrofici di interi versanti (Radbruch-Hall, 1978; Nemčok, 1982; Onida, 2001; Crosta & Agliardi, 2003).

Questi fenomeni non possono essere riferiti ai comuni meccanismi che regolano le frane, bensì devono essere collocati in una posizione intermedia tra i comuni fenomeni franosi superficiali ed i fenomeni di tettonica gravitativa (Engelen, 1963; Goguel, 1978; Radbruch-Hall, 1978; Dramis, 1984; Sorriso-Valvo, 1984). Dai primi le DGPV differiscono per la generica assenza di una superficie di scivolamento ben definita e per la profondità raggiunta nel versante dalla zona di deformazione basale, dai secondi si distinguono invece sia per i volumi coinvolti più ridotti che per i fattori di innesco, che nel caso di tettonica gravitativa sono dovuti ad effetti tensionali direttamente collegati a deformazioni profonde della crosta terrestre piuttosto che agli stress legati alle caratteristiche del rilievo.

Generalmente si distinguono tre tipologie di DGPV:

- *Rock-flow* (Varnes, 1978; Cruden & Varnes, 1996) o *Sackung* (Zischinsky, 1966) o insaccamento: tipico di rocce scistose come filladi e micascisti, controllato da una deformazione visco-plastica assorbita da uno spesso orizzonte basale. Successivamente Kieffer (1998) ha descritto dei fenomeni di instabilità di versante molto simili a questo, utilizzando il termine *Kink band slumping*.
- *Block slide* (Cruden & Varnes, 1996): caratterizzato da superfici di scivolamento ben definite, le quali possono essere sia ereditate che di neoformazione.
- *Lateral spread of ridges* (Jahn, 1964; Varnes, 1978; Hutchinson, 1988): si verifica quando blocchi rigidi ricoprono delle sequenze plastiche oppure, nel caso di omogeneità litologiche, quando sono presenti forti controlli strutturali.

3.2 Caratteristiche morfostrutturali, reologia e fattori di innesco

Nelle DGPV si possono distinguere le seguenti caratteristiche comuni.

- 1) Le dimensioni del fenomeno sono comparabili a quelle dell'intero versante (Agliardi et al., 2001); di conseguenza si tratta tipicamente di volumi dell'ordine di alcune centinaia di migliaia o più (anche milioni) di metri cubici (Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Onida, 2001); lo spessore è di alcune decine o centinaia di metri (secondo Rizzo, 1984, la profondità minima è di 60 metri); le estensioni in larghezza sono dell'ordine dei chilometri (Kojan & Hutchinson, 1978; Radbruch-Hall et al., 1976; Agnesi et al., 1978; Carraro et al. 1979). Un esempio di grandi dimensioni nelle Alpi Orientali è la DGPV della Guardia Alta di Naturno-M. S.Vigilio-Marlengo (Provincia Autonoma di Bolzano, Italia), segnalata per la prima volta da Soldati et al. (2006) e caratterizzata da un'estensione complessiva di circa 35 km².
- 2) L'entità degli spostamenti è piccola in confronto alle dimensioni planimetriche del fenomeno (Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Onida, 2001). Tipicamente si tratta di mm/y (Agliardi et al., 2001). Varnes et al. (1990) parlano di valori compresi tra 0.4 e 5 mm/y. A questo proposito Goguel (1978) parla di "fattori di scala" non riconducibili alle condizioni tipiche dei fenomeni franosi superficiali e che possono influenzare le proprietà meccaniche della roccia e, di conseguenza, il meccanismo di deformazione. Tuttavia l'evoluzione nel tempo delle deformazioni è variabile in funzione di molteplici fattori: alcuni fenomeni hanno un'evoluzione dominata da una deformazione per creep a velocità costante (Chigira, 1985), altri invece mostrano fasi di riattivazione e accelerazione del fenomeno a seguito di forti eventi piovosi o per sollecitazioni sismiche (Dramis & Sorriso-Valvo, 1994). In particolari casi, poi, la deformazione del versante può evolvere in maniera catastrofica, dando origine a *Rock*

Avalanches (Radbruch-Hall, 1978; Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Panek et al., 2009) o *Megaslides*.

- 3) Si tratta di fenomeni che tendenzialmente nello stadio iniziale e intermedio della deformazione seguono un comportamento meccanico denominato *creep* gravitazionale, caratterizzato da deformazioni di taglio in evoluzione molto lenta nel tempo, la cui velocità è controllata principalmente da un comportamento reologico più o meno plastico della roccia (Genevois & Tecca, 1984). Negli stadi finali, precedenti al collasso, però le velocità possono raggiungere anche i 20 cm al giorno (Muller, 1968), passando così ad un *creep* accelerato che precede la rottura.
- 4) La massa rocciosa in deformazione non necessita la presenza di una superficie o zona di rottura continua, a differenza dei comuni fenomeni franosi. In ogni caso la continuità dell'eventuale superficie di rottura non è indispensabile per spiegare le deformazioni che avvengono in superficie (Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Onida, 2001).

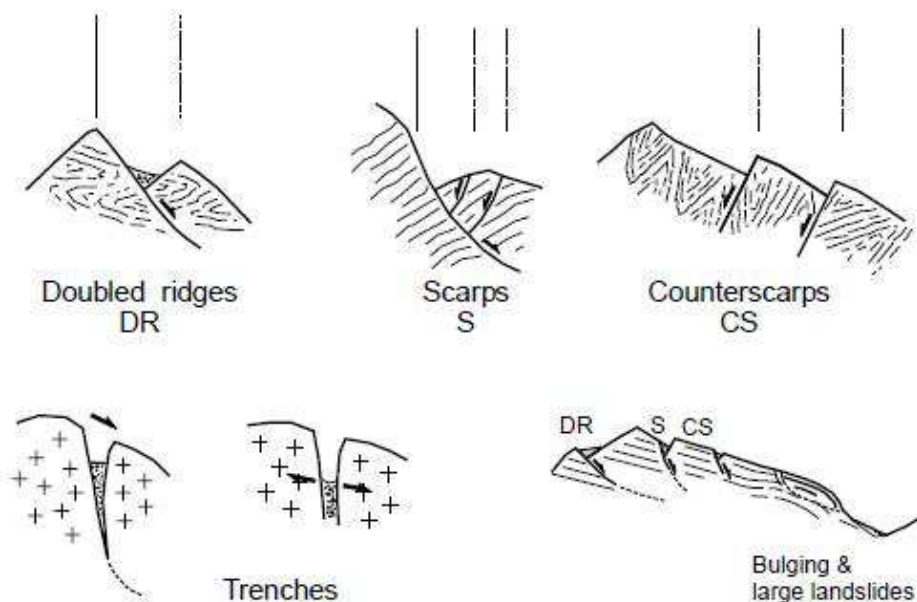


Fig. 4: tipiche morfostrutture delle DGPV. Da Agliardi et al. (2001) modificato.

- 5) Presenza di morfostrutture quali sdoppiamenti di vetta, scarpate, controscarpate, trincee, *tension cracks* (fig. 4) (Jahn, 1964; Zischinsky, 1966, 1969; Ter-Stepanian, 1966; Beck, 1968; Patton & Hendron, 1974; Tabor, 1971; Radbruch-Hall et al., 1977; Mahr, 1977; Bovis, 1982). Queste strutture superficiali costituiscono le tipiche evidenze morfologiche (sia durante i rilievi di campagna che analizzando le foto aeree) delle DGPV (fig. 4). In accordo con Agliardi et al. (2001) si tratta di depressioni simili a graben, costituenti un sistema di scarpate e contro scarpate spesso a geometria listrica, di piani di taglio ad alto angolo presenti nella zona di cresta, sdoppiamenti di vetta, depressioni presenti sia lungo la cresta che all'interno del versante, fratture tensionali aperte. Ad esse sono anche collegati fenomeni di rigonfiamento al piede del versante. La maggior parte delle trincee ha una forma stretta e allungata con il fondo spesso riempito di materiale detritico con scarsa matrice. In svariati casi le trincee e le altre morfostrutture assumono forma a gradinata più o meno arcuata in pianta (Sorriso-Valvo, 1979).
- 6) Presenza di frane minori all'interno della massa in deformazione e di vecchi collassi nel settore inferiore del versante (Agliardi et al., 2001).

Dal punto di vista reologico però rimangono ancora incertezze (Dikau et al., 1996). Un primo approccio di modellazione fu portato avanti da Beck (1968), considerando l'ammasso roccioso come un mezzo discontinuo formato da blocchi rigidi separati da discontinuità planari di varia estensione e spaziatura. Questo tipo di concettualizzazione è abbastanza indicato per lo studio di *Block slides* e *Lateral spreads*, ma non adatto per la modellizzazione dei *Sackungen* che sono tipicamente accompagnati da deformazioni plastiche e viscosi (Onida, 2001).

Zischinsky (1966, 1969) invece fu il primo a proporre un modello geomeccanico basato sul concetto di interpretare le rocce come un mezzo continuo interessato da deformazioni di tipo plastico-viscoso. Il modello più accreditato tuttavia è quello di Mencl (1968), che deriva la sua modellazione dai lavori di Zischinsky. Egli postula che nella parte centrale del versante, dove la pressione di confinamento è

alta e quindi gli stress deviatorici sono troppo bassi per generare deformazione per taglio, l'ammasso roccioso si comporta come un fluido viscoso in contrazione (fig. 5a).

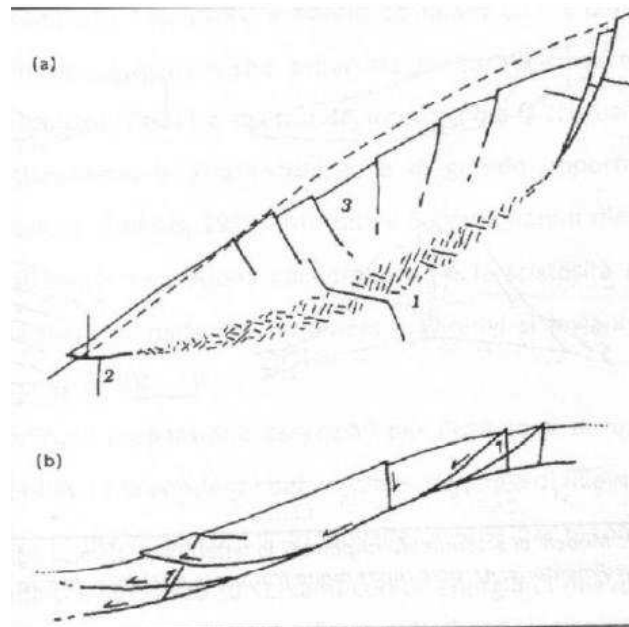


Fig. 5: modelli reologici del versante interessato da un sackung: a) “non-shearing model” proposto da Mencl (1968); b) modello di rottura plastica proposto da Savage & Varnes (1987); 1 = zona a deformazione viscosa; 2 = zona di rottura per taglio; 3 = zona di taglio nella zona fragile, poco profonda; la linea tratteggiata in a) indica il profilo del versante non deformato.

Da Dikau et al. (1996) modificato.

Invece nelle parti superiore e inferiore del versante coinvolto nel fenomeno, dove le pressioni di confinamento sono minori, gli stress deviatorici sono tali da poter generare deformazioni per taglio. Tali superfici si genereranno e emergeranno sottoforma di morfostrutture solamente nelle parti più superficiali, poiché in profondità le alte pressioni una deformazione plastica all'interno dell'ammasso, non causando necessariamente all'origine di una superficie di taglio basale continua.

Più recentemente è stato introdotto da Savage e Varnes (Savage & Varnes, 1987; Varnes et al., 1989) un modello di *Sackung* secondo cui la sollecitazione di taglio agente in profondità nel versante darebbe luogo ad un flusso plastico lungo una

superficie basale continua di scorrimento (fig. 5b). Questa assunzione è in contraddizione con una delle caratteristiche essenziali dei *Sackung* (punto 4 paragrafo 3.2). Assumendo come corretto il modello di Mencl, il modello di Savage e Varnes può essere riferito allo stadio finale dell'evoluzione di un *Sackung*., ovvero quando la deformazione di taglio ha portato il versante a raggiungere il collasso (Nemčok, 1982; Onida, 2001). Tuttavia l'assenza di una superficie continua di scivolamento basale come carattere diagnostico di una DGPV rimane ancora un tema fortemente dibattuto. Mentre in passato questo fattore era preso come limite convenzionale tra una DGPV e un semplice movimento di massa superficiale, adesso molti autori stanno mettendo in discussione questo concetto. Infatti molti movimenti di massa superficiali descritti in letteratura come "confinati" non mostrano una superficie di scivolamento ben evidente. Al contrario molte DGPV osservate nelle Alpi Centrali sono caratterizzate dalla presenza di un confinamento basale molto ben sviluppato, ereditato da pre-esistenti superficie di origine tettonica (Agliardi et al., 2001). Le DGPV sono controllate da diversi fattori legati all'interazione tra attività geodinamica endogena ed esogena ed alla natura e all'assetto strutturale dei materiali rocciosi coinvolti (Ai Nan-Shan & Scheidegger, 1970; Dramis, 1984).

- 1) L'energia del rilievo, definito come il dislivello tra la parte superiore e la parte inferiore del versante in deformazione, è l'elemento morfologico determinante nel permettere l'innescare di una DGPV. Essa deve essere tale da permettere di mettere in gioco masse s'adeguato spessore e volume (Onida, 2001). Mortara & Sorzana (1987) hanno verificato che nelle Alpi occidentali il 50% dei fenomeni avviene su versanti con energia del rilievo compresa tra 500 e 1000 m.
- 2) L'inclinazione del versante, al contrario, non sembra essere un fattore così fondamentale nell'innescare questi fenomeni. A parità di condizioni, l'instabilità del versante tende a crescere con la pendenza, anche se da molti lavori emerge come le DGPV interessino versanti con inclinazioni comprese tipicamente tra 18° e 50°. In particolare Zischinsky (1966, 1969)

ha rilevato inclinazioni tra 18° e 24° per le rocce metamorfiche delle Alpi Austriache. Radburch-Hall et al. (1976) hanno determinato un valore medio tra gli angoli misurati negli Stati Uniti di 31°. Infine studi regionali condotti nei Carpazi occidentali hanno mostrato che le inclinazioni dei versanti in deformazione sono comprese tra 18° e 49°, con valore medio pari a 28° 30' (Mahr, 1977; Nemčok, 1977). Nelle rocce granitoidi deformate delle Alpi le inclinazioni variano tra 18° e 49°, in quelle meno metamorfosate tra 18° e 37° (Mahr, 1977).

- 3) Le caratteristiche litologiche e strutturali giocano un ruolo centrale nell'innescare delle DGPV. Esse vengono a crearsi laddove l'assetto geologico lo rende meno soggetto a fenomeni franosi a cinematica più rapida (Dramis, 1984). Un gran numero di litologie sono interessate da deformazioni gravitative profonde, dalle rocce metamorfiche a quelle sedimentarie, ma talvolta anche quelle plutoniche. Le sopraccitate categorie di DGPV (paragrafo 3.1) hanno come carattere distintivo tra gli altri la litologia: in versanti dominati da rocce scistogene, e quindi a fabric fortemente anisotropo, le DGPV si manifestano tendenzialmente sotto forma di *Sackung*, anche se altri meccanismi non sono da escludere; invece nel caso di versanti caratterizzati dalla sovrapposizione di unità sedimentarie massicce (calcari, areniti, dolomie o conglomerati) su unità più tenere (argilliti, siltiti o marne) si sviluppa tipicamente il *Lateral spread*; infine i versanti costituiti da rocce ignee generalmente manifestano fenomeni di *Block slide* (Nemčok, 1972). Interessante da questo punto di vista è anche il lavoro di Mortara e Sorzana (1987), che hanno studiato circa 191 DGPV nelle Alpi occidentali. È emerso che i valori più elevati di deformazione si rinvenivano in rocce metamorfiche, a marcata tessitura scistosa, spesso filladica.

Un ruolo più importante rispetto alla litologia però lo riveste l'assetto strutturale dell'ammasso roccioso, inteso come scistosità o foliazione, stratificazione, grado di fratturazione e set di fratture/faglie. Forcella e Orombelli (1984) collegano la genesi dei *Sackungen* della Valfurva

(Sondrio, Italy) alla presenza di faglie attive presenti nella zona. Sorriso-Valvo (1979) asserisce che lo sviluppo di trincee in versanti soggetti a deformazioni gravitative è strettamente controllato dall'assetto strutturale. Infine diversi autori hanno rilevato che nell'ambito delle rocce metamorfiche esiste una buona correlazione fra la scistosità e la direzione del versante, infatti la maggior parte dei fenomeni studiati interessa versanti aventi la scistosità a franapoggio (Mortara & Sorzana, 1987; Massironi et al., 2003, 2010).

- 4) Altro fattore d'innescio importante è la storia tettonica subita dal versante. Le vicende tettoniche subite da un versante possono persistere sotto forma di stress residui che vengono riattivati nel momento in cui non sono più compensati in direzione normale al versante da una pressione confinante. La relazione tra attività tettonica e i movimenti di versante può essere diretta o indiretta (Onida, 2001). C'è rapporto diretto quando il campo di stress regionale producendo deformazioni tettoniche (faglie, pieghe, *thrusts*, ecc.) modifica l'assetto geometrico del versante determinando così condizioni di instabilità e lo sviluppo di DGPV. L'influenza passiva si instaura nei casi di sollevamento tettonico. I movimenti verticali della crosta terrestre producono dislivelli topografici ai quali sono a loro volta connessi incrementi nell'attività dei processi erosivi e nell'approfondimento del reticolo idrografico locale, tanto più veloci in funzione delle condizioni climatiche e morfologiche. Le due condizioni possono facilmente coesistere.

L'associazione fra DGPV e attività sismica è documentata da diversi autori, ma ancora sono da capire in modo chiaro i legami esistenti. Forti terremoti possono essere accompagnati da deformazioni dei versanti, causate sia dai movimenti tettonici che hanno provocato il sisma sia da riassetamenti gravitativi (Onida, 2001). Le scosse sismiche agiscono in modi diversi sui versanti: sconnettendo le masse rocciose; riducendo la coesione dell'ammasso; facendo variare le pressioni interstiziali delle acque, facendo crollare la resistenza al taglio dell'ammasso roccioso;

producendo improvvise accelerazioni orientate normalmente al pendio, i cui valori possono superare 0,5 g nei terremoti di elevata magnitudo (Solonenko, 1977, 1979).

- 5) Infine anche i fattori morfoclimatici incidono sull'innescamento di deformazioni gravitative di versante, anche se su questo fattore ci sono maggiori lacune conoscitive rispetto agli altri. Condizioni favorevoli si creano grazie a processi di alterazione profonda ad opera di acque sotterranee (Genevois & Perstininzi, 1979) e per eventi meteorici estremi (Starkel, 1976). L'aumento improvviso della pressione dell'acqua per precipitazioni eccezionali o per un rapido scioglimento dei ghiacciai può alterare l'equilibrio delle forze presenti sul versante, anche in maniera sostanziale. Effetti di instabilità dei versanti vallivi si possono sviluppare anche in seguito al rapido ritiro dei ghiacciai in seguito a modificazioni del clima (Panizza, 1973). Il rilascio tensionale per perdita di carico a seguito del ritiro delle masse glaciali sembra essere la principale causa di innescamento delle maggiori deformazioni gravitative di versante che interessano l'arco alpino. Infatti molti Autori sostengono che le valli alpine si trovino attualmente in condizione di equilibrio limite derivante redistribuzione e/o rilascio degli stress residui a seguito del ritiro dei ghiacciai vallivi (Jahn, 1964; Mahr, 1977; Panizza, 1974). Per la mancanza di sostegno operata dalle masse glaciali pleistoceniche, i versanti sono soggetti a fenomeni di detensionamento che inducono tipicamente sistemi di fratture paralleli al versante.

4. ROCK AVALANCHES

Le *Rock Avalanches* (in italiano “valanghe di roccia”, in tedesco *Sturzströme*) sono enormi frane in roccia caratterizzate da volumi compresi mediamente tra 2 e 10 milioni di metri cubi e da velocità di movimento nell’ordine di decine di metri al secondo (Deganutti, 2008). Si tratta probabilmente del fenomeno franoso col maggior potere distruttivo.

Il primo a descrivere questo fenomeno è stato Heim nel 1882 (citato da Hsü, 1978), che analizzò l’evento franoso di Elm (Glarus, Svizzera), datato 11 settembre 1881.

Heim notò caratteristiche nel corpo di frana che lo avvicinano ad un deposito glaciale e, dalle testimonianze oculari, concluse che la massa franosa, dopo una prima fase di comportamento come un corpo rigido, si disintegrò in un insieme di detriti e proseguì verso valle comportandosi come un fluido ad alta viscosità. Queste considerazioni sono confermate da altri Autori (Hsü, 1978).

Nei suoi lavori utilizzò per la prima volta il termine *Sturzstrom* (1882, 1932), in riferimento però all’ultima fase della frana in cui la massa ormai trasformata in detrito fluisce lungo le basse pendenze del fondovalle (*flowing stage*). Successivamente il termine ha preso piede nel definire globalmente il fenomeno franoso.

Si tratta quindi di flussi granulari ad elevata viscosità costituiti da una miscela di aria, granuli e in parte acqua. Le velocità sono nell’ordine delle centinaia di km/h (fig. 6).

Le analogie tra i corpi di queste frane catastrofiche e i comuni depositi glaciali sono legate essenzialmente al processo di fratturazione spinta ed in alcuni casi di polverizzazione che il materiale franato subisce. Entrambi sono depositi di tipo *diamicton* e di conseguenza la distribuzione granulometrica rende difficile distinguere questo tipo di depositi da quelli glaciali e da quelli di altri fenomeni di trasposto in massa (Owen, 1991).

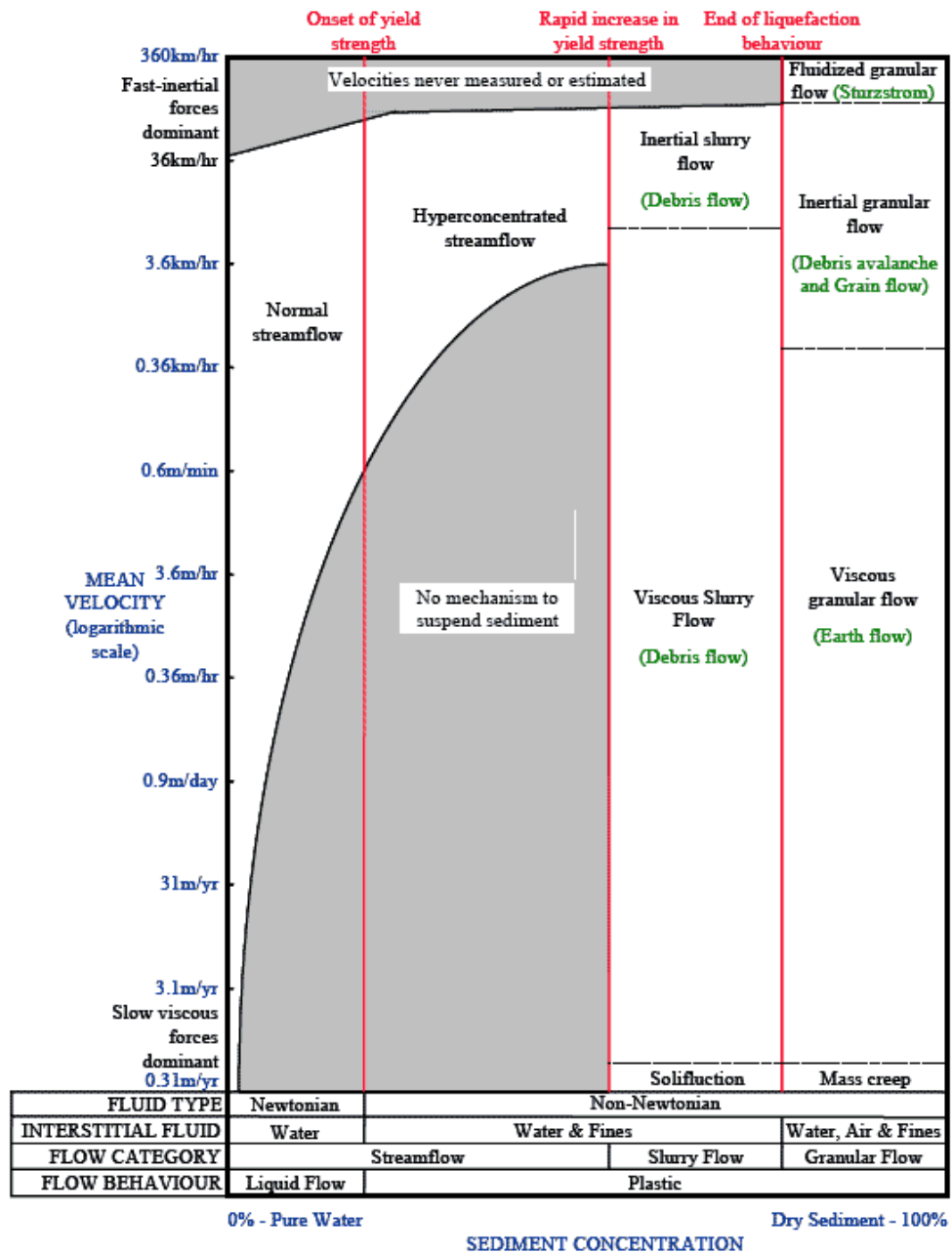


Fig. 6: classificazione di flussi granulari con differenti gradi di viscosità e contenuto d'acqua.

Da notare la collocazione di Sturzströme e Debris Avalanches in alto a destra.

Da Pierson & Costa (1987) modificato.

Nonostante ciò caratteristiche come l'arrotondamento dei clasti, le strie di esarazione, le forme levigate "a ferro da stiro" e l'eventuale variabilità litologica garantiscono sulla natura glaciale di depositi *diamicton* di dubbia origine. Comunque le somiglianze in passato hanno indotto diversi Autori ad attribuire

erroneamente un'origine glaciale a depositi di *Rock Avalanches* in diverse parti del mondo (Porter & Orombelli, 1980; Whitehouse, 1983; Eisbacher & Clague, 1985; Evans et al., 1994).

Perciò risulta molto utile il lavoro di Heim, il quale già nel 1932 identificò otto caratteristiche distintive dei depositi di *Rock Avalanches*:

- i. il deposito presenta uniformità litologica (“*Strichweise Einförmigkeit*”);
- ii. il deposito ha tessitura frantumata (“*Zersplitterungstextur*”);
- iii. il deposito è ridotto in polvere;
- iv. l'arrotondamento dei clasti è assente;
- v. i clasti sono angolari e fratturati;
- vi. i clasti non presentano levigatura;
- vii. la frazione sabbiosa è assente;
- viii. la frazione argillosa è assente nella matrice.

In realtà non tutte le affermazioni di Heim sono confermate dagli studi successivi. I campioni analizzati nel Karakoram (Pakistan) da Hewitt (1995) infatti mostrano una matrice compresa nell'intervallo 0,2÷2 mm (sabbia), mentre la frazione siltosa è compresa tra 10 e 35 %.

Hewitt invece propone questi criteri distintivi fondamentali: l'assenza di clasti arrotondati e striati, la forma dei clasti e l'omogeneità litologica. Tuttavia quest'ultima caratteristica non è sempre presente, come nei casi in cui il distacco della *Rock Avalanche* interessa un versante caratterizzato da due o più litologie le quali però possono non mescolarsi ma rimanere preservate nel deposito come stratificazione residua (Hewitt, 1988).

Le *Rock Avalanches*, unitamente ai *Megaslides*, rappresentano un possibile stadio evolutivo finale di una DGPV, nella quale l'iniziale deformazione per *creep* a velocità costante si trasforma in un *creep* accelerato con velocità nell'ordine di qualche decina di centimetri al giorno, che precede l'imminente collasso del versante, dove le velocità raggiungono l'ordine di km/h (Nemčok, 1982).

5. ANALISI GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA

5.1 *Materiali e metodologie*

In questo paragrafo vengono descritti i mezzi utilizzati per la redazione della carta geologica e geomorfologica di dettaglio alla scala 1:10.000, necessaria data la mancanza di una cartografia geologica della zona adeguata agli obiettivi di questo lavoro.

5.1.1 *Base topografica*

La Val Ridanna rientra all'interno del Foglio 04 'Merano' appartenente alla 'Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000'. Inoltre ricade nelle seguenti sezioni della 'Carta Tecnica Provinciale della Provincia Autonoma di Bolzano alla scala 1:10.000': n. 14110, n. 14120, n. 15110, n. 15120. Infine l'area di studio è contenuta anche all'interno della 'Carta geomineraria del distretto metallifero di S.Martino di Monteneve-Fleres, scala 1:25.000', redatta dal prof. P. Frizzo nel 2002.

Per i rilevamenti è stata utilizzata la 'Carta Tecnica Provinciale della Provincia Autonoma di Bolzano alla scala 1:10.000'.

5.1.2 *Modello digitale del terreno (DTM)*

Il primo approccio allo studio dell'area ha previsto l'analisi del rilievo utilizzando il modello digitale del terreno derivante da immagini LiDAR, gratuitamente scaricato dal portale cartografico del sito internet della Provincia Autonoma di Bolzano.

La definizione *Light Detection And Ranging* (LiDAR) indica una tecnica innovativa di telerilevamento attivo che permette di determinare la distanza di un oggetto o di una superficie sfruttando un impulso emesso da un dispositivo e successivamente diffuso dal bersaglio in questione. La distanza del bersaglio

viene determinata sulla base della differenza tra il momento d'emissione dell'impulso e quello di ricezione del segnale retrodiffuso.

L'acquisizione dei dati avviene utilizzando un sistema aviotrasportato che è dotato, per la loro corretta localizzazione, dell'accoppiamento con un sistema GPS e un'unità di misurazione inerziale, oltre che naturalmente della strumentazione laser a impulsi rapidi (20000-50000 pul/s). Inoltre è necessario predisporre punti di controllo a terra per le calibrazioni e le correzioni successive dell'intero sistema di raccolta degli impulsi retrodiffusi.

Il sistema registra per ogni impulso più di cinque "rimbalzi", permettendo così di discriminare le diverse superfici che incontra lungo il percorso prima di toccare il suolo (fig. 7). La velocità di acquisizione è altissima, a cui si abbina anche un'elevata risoluzione. Inoltre il laser ha un'elevata capacità penetrativa della copertura vegetativa di un versante, creando così immagini in cui sono mostrati i reali valori di elevazioni del terreno.

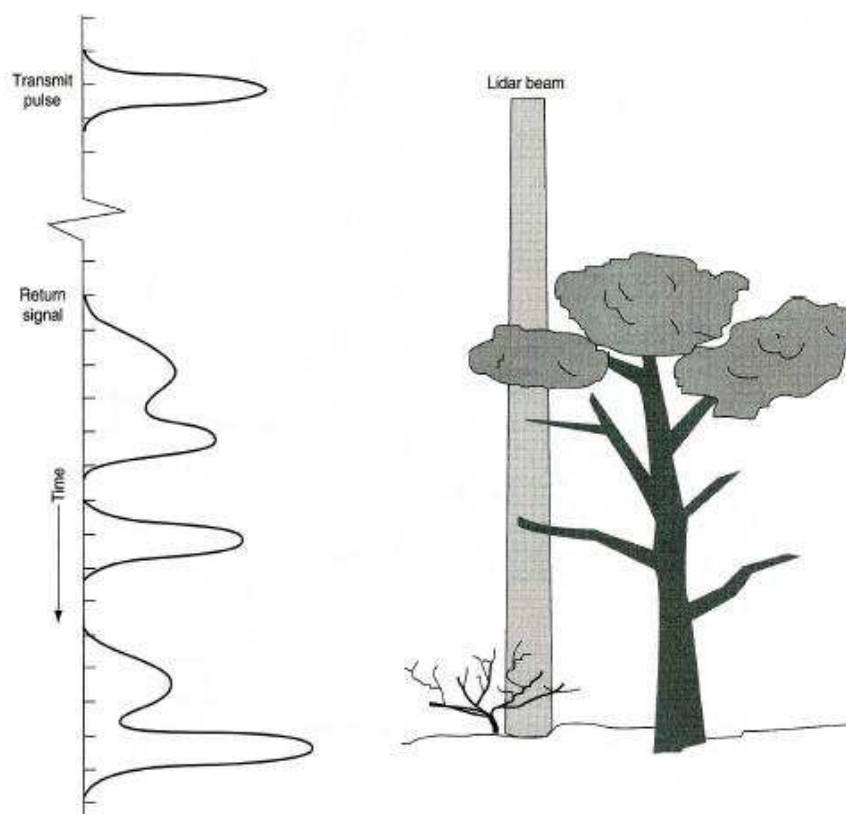


Fig. 7: acquisizione di più superfici riflettenti tramite sistema LiDAR.

Da Lillesand et al. (2004) modificato.

Il risultato dell'acquisizione consiste in una serie di punti che racchiudono informazioni tridimensionali relative alla superficie analizzata. Da questa nuvola di punti è possibile ottenere, attraverso delle elaborazioni successive comprendenti sia un filtraggio automatico che manuale, un modello digitale di superficie (*Digital Surface Model*, DSM) e un modello digitale del terreno (*Digital Terrain Model*, DTM) con una maglia dell'ordine del metro ed una precisione decimetrica. I dati LiDAR della Provincia Autonoma di Bolzano sono stati prodotti secondo il sistema cartografico UTM WGS84 (Proiezione Universale Traversa di Mercatore), inquadrato nel sistema geodetico WGS84, nell'implementazione europea definita *European Terrestrial Reference Frame 1989* (ETRF89).

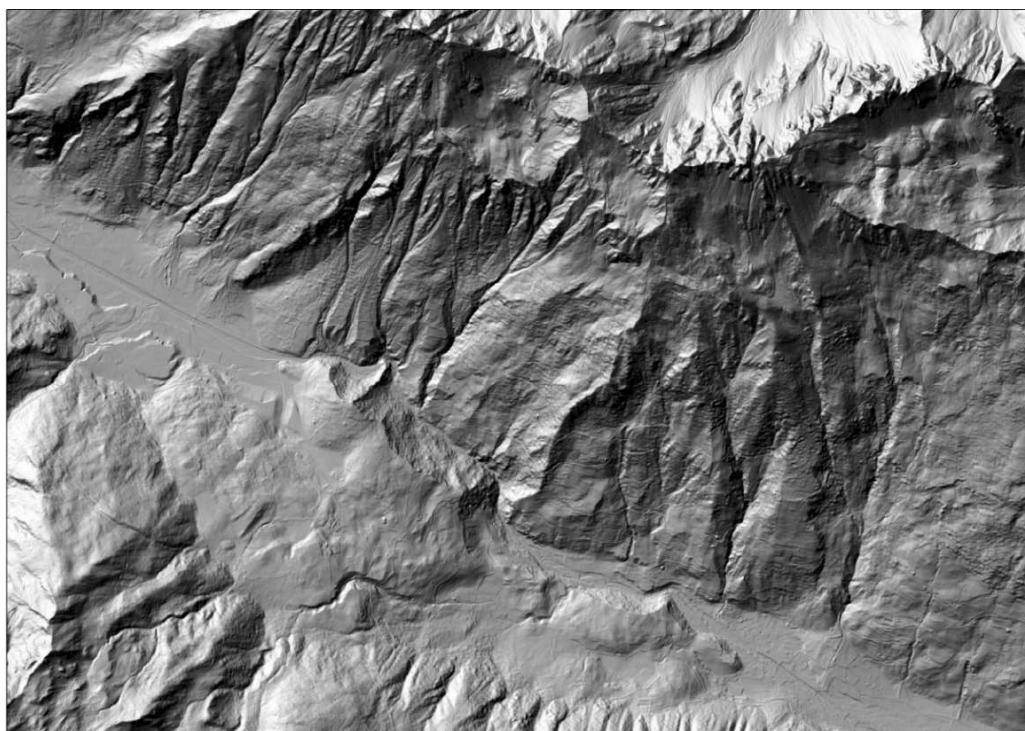


Fig. 8: hillshade del DTM dell'area di studio.

Il DTM dei dati LiDAR della Provincia Autonoma di Bolzano è stato elaborato e analizzato usando il programma di tipo GIS *ArcGIS 9.3.1*, prodotto da *ESRI*. Questo software fornisce uno strumento che elabora i dati attraverso il modello delle ombre (*hillshade*), generando, sulla base dei dati altimetrici, un file *raster*

con un effetto di ombreggiatura. La sorgente di illuminazione viene posta all'infinito e l'angolo d'illuminazione è dato dalla combinazione dell'azimuth (direzione cardinale) e dell'altezza all'orizzonte (elevazione solare), espressi entrambi come angoli. Si è optato per un'unica ombreggiatura, con fonte posta a Nordovest (fig. 8).

Ogni cella del *raster* ha un valore in scala di grigio che varia da 0 (nero, cioè settore completamente in ombra) a 255 (bianco, cioè settore completamente illuminato). In questo modo si ottiene un'immagine che mette in evidenza dettagliatamente la morfologia superficiale. Inoltre i valori d'elevazione contenuti nel DTM permettono di creare una visuale 3D dell'area, contribuendo ad una migliore interpretazione geologica e geomorfologica dell'area.

L'analisi dell'*hillshade* ha permesso di individuare le morfostrutture presenti nel versante ed analizzare nel dettaglio le forme e i depositi superficiali, in modo da poter completare la carta geologica e geomorfologica dell'area studiata.

5.1.3 *Legenda e simboli*

Nella redazione della carta geologica e geomorfologica sono state utilizzate tre simbologie. Per cartografare le unità litologiche, si è deciso di combinare la simbologia utilizzata nella Legenda della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:25.000, Foglio 006 'San Leonardo in Passiria' (in corso di realizzazione) e quella utilizzata nella Legenda della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 013 'Merano' (2011). Invece per rappresentare depositi e forme geomorfologiche, si è optato per quella proposta nella Guida al rilevamento della Carta Geomorfologica d'Italia - 1:50.000 (1994).

I depositi quaternari sono indicati con una simbologia specifica scelta sulla base sia della genesi del deposito che sulla sua granulometria prevalente. Il colore dei simboli perciò corrisponde al processo morfogenetico principale.

5.2 Assetto geologico del versante sinistro della Val Ridanna

I rilevamenti condotti nel biennio 2010-2011 hanno permesso di redigere una carta geologica e geomorfologica di dettaglio (di seguito indicata nel testo come Carta Geologica), che racchiude i principali aspetti geologico-strutturali e geomorfologici della zona ed è contenuta nella Tavola 1.

5.2.1 Unità litologiche

Il versante in sinistra orografica della Val Ridanna è caratterizzato dalla presenza di tre complessi litologici: il Complesso dell'Ötztal-Stubai, che affiora nella parte superiore del versante partendo da una quota variabile tra 1750 m e 2050 m, l'Unità di Monteneve, che affiora nel settore inferiore del versante e talvolta anche in fondovalle, e le Coperture Permo-Mesozoiche, che compaiono nel settore più orientale (Cime Bianche di Telves e Monte Velo/Schleyerberg).

Talora si rinvencono piccoli lembi di metamorfiti dell'SMU trascinati all'interno dell'ÖSC durante l'accoppiamento delle falde avvenuto in regime duttile. Nell'area di studio ne è presente solamente uno in località Knappenlöcher poco sopra alla Ridnauner Höhenweg (lembo di quarziti, micascisti a granati centimetrici e marmi a silicati entro paragneiss a bande), ma più ad Oriente questi corpi sono maggiormente estesi (Falda di Monte Cavallo), con lembi non solo nell'ÖSC ma anche nel BMZ delle Cime Bianche di Telves (Friz & Zanettin-Lorenzoni, 1960; Zanettin & Justin-Visentin, 1971).

COMPLESSO DELL'ÖTZTAL-STUBAI

– PARAGNEISS A BANDE

Paragneiss minuti grigiastri a biotite e quarzo e subordinati plagioclasio, muscovite e localmente anfibolo. Sono litotipi di colore dal grigio al bruno, a tessitura scistosa (fig. 9). La distribuzione dei componenti è generalmente omogenea, anche se talvolta la roccia assume una tessitura a bande in virtù dell'alternanza di livelli ricchi di minerali sialici (quarzo e/o

plagioclasio) con livelli a prevalenza di minerali femici (quasi sempre biotite, talvolta accompagnata dall'anfibolo). Frequente è il passaggio localmente a termini più micascistosi. È il litotipo più diffuso entro questo complesso.



Fig. 9: campione di paragneiss a bande proveniente dall'area di studio.

– PARAGNEISS A GRANATO

È una varietà locale del litotipo principale dell'ÖSC, costituita da paragneiss minuti grigiastri a biotite e quarzo e subordinati plagioclasio, mica bianca e granato. Proprio la presenza di quest'ultimo minerale in cristalli di dimensioni millimetriche costituisce la caratteristica peculiare di questa roccia. La limitata estensione degli affioramenti di questo litotipo hanno portato a cartografarlo unitamente ai paragneiss a bande.

– PARAGNEISS A SOLFURI DISSEMINATI

Si tratta di litotipi paragneissici marcatamente foliati, caratterizzati da manifestazioni piombo-zincifere sotto forma di solfuri, per lo più

concordanti con la scistosità. I solfuri costituiscono associazioni diffuse fra i piani di scistosità della roccia e solo qualche volta danno luogo a livelletti da millimetrici a decimetrici, dove si rinvencono principalmente blenda, galena e pirrotina (Frizzo, 1976). Questi livelli sono presenti frequentemente lungo il sentiero che sale alla Cima del Tempo, mentre altri due sono stati individuati in località Alpe del Lago/Seeberalm e uno nei pressi di Punta del Lago, inseriti all'interno dei paragneiss a bande tipici dell'ÖSC.

– GNEISS ANFIBOLICI

Si tratta di gneiss dal colore grigio-biancastro costituiti da una massa di fondo a quarzo, biotite e subordinato plagioclasio in cui sono dispersi i cristalli di anfibolo (fig. 10). La struttura è massiccia, la grana è minuta e la scistosità è quasi assente. Affiorano essenzialmente ad Est della località Prischer Albl, in quattro livelli ben definiti e alternati ai paragneiss a bande lungo il sentiero che sale alla Cima del Tempo e lungo la Ridnauner Höhenweg. Affioramenti meno estesi sono presenti anche al di sotto della Ridnauner Höhenweg e in località Alpe del Lago.

– ANFIBOLITI

Sono metamorfiti di colore verde più o meno scuro caratterizzate dall'abbondanza di anfibolo orneblendico e la presenza subordinata di quarzo e plagioclasio. Presentano una tessitura massiccia per l'assenza di una scistosità marcata, che è presente solo di rado per maggiore abbondanza di biotite. Intercalazioni di anfiboliti entro i paragneiss sono abbastanza frequenti. Si rinvencono in due livelli ben definiti con spessore medio di diversi metri e notevole sviluppo laterale. Uno compare poco sotto alla Ridnauner Höhenweg entro un'ampia scarpata nel settore occidentale, un altro invece corre in parete poco sotto al circo glaciale occupato dal Seebersee.



Fig. 10: Gneiss anfibolico affiorante nei pressi della Ridnauner Höhenweg.

– ORTOGNEISS LEUCOCRATI A MICA BIANCA PREVALENTE

Si tratta di gneiss leucocrati massicci e costituiscono corpi stratiformi di notevole spessore, con giacitura concordante con i paragneiss incassanti. I minerali prevalenti sono plagioclasio, quarzo e muscovite, mentre i minerali femici sono subordinati e costituiti generalmente da biotite e talvolta anche da anfibolo. Queste rocce mostrano una debole foliazione, determinata dall'orientazione dei fillosilicati.

Gli ortogneiss sono stati individuati solo lungo il margine occidentale dell'area di studio, dove formano un livello molto potente e ben visibile, inserito all'interno dei paragneiss a bande.

UNITÀ DI MONTENEVE

– MICASCISTI A GRANATI CENTIMETRICI

Rappresentano il litotipo più diffuso all'interno di questo complesso e sono costituiti da micascisti grigio-argentei di aspetto filladico per la presenza di superfici sericee increspate da una crenulazione costantemente

presente (fig. 11). La foliazione è pervasiva e millimetrica. Sono costituiti prevalentemente da biotite e muscovite e subordinatamente da quarzo e porfiroblasti di granato di dimensioni da millimetriche (0,5-2 mm) a centimetriche. Sono presenti localmente transizioni verso termini più quarzosi. Gli affioramenti più estesi sono stati rilevati lungo il fondovalle immersi nei depositi lacustri e di trasporto in massa, lungo diverse strade secondarie e in corrispondenza di scavi per la realizzazione di strade forestali.



Fig. 11: micascisto a granati centimetrici affiorante in uno dei principali canali da debris-flow.

– MICASCISTI PLUMBEI A GRANATO

Si tratta di micascisti di colore grigio-nerastro dalla foliazione molto marcata. I minerali principali sono biotite e grafite, che determinano la fissilità della roccia, e abbondanti cristalli di granato di dimensioni millimetriche (fig. 12). Si tratta di un litotipo molto peculiare dell'SMU, che affiora sporadicamente entro i micascisti a granati centimetrici e lungo il contatto tettonico SMU-ÖSC. Sono stati rinvenuti nel settore orientale

dell'area di studio, sia lungo la Ridnauner Höhenweg sia a quote più basse a formare un livello distinto.



Fig. 12: micascisto plumbeo a granato affiorante lungo la Ridnauner Höhenweg.

– MICASCISTI QUARZOSI CON POCO GRANATO

Si tratta di una variazione locale rispetto al litotipo prevalente costituita da micascisti a biotite e muscovite e numerose lenti quarzose che danno a questo litotipo un colore grigio chiaro. Talvolta compaiono cristalli di granato di dimensioni millimetriche. Questi micascisti compaiono localmente al contatto tra SMU e ÖSC e più abbondantemente verso il limite occidentale dell'area di studio.

– QUARZITI

Sono litotipi costituiti da quarziti di colore grigio, a grana media o minuta, talvolta con porfiroblasti di granato subcentimetrici. Localmente sono presenti transizioni a quarzoscisti per aumento della mica chiara. La tessitura è scistosa planare, evidenziata da mica bianca e quarzo. Affiorano

entro tutto l'SMU, sia in fondovalle sia lungo il versante. Non hanno una posizione stratigrafica ben precisa, eccezion fatta per un livello ben distinto, che corre discontinuamente lungo contatto tettonico tra SMU e ÖSC.

– **MARMI A SILICATI**

Sono costituiti da marmi impuri a grana media di colore da biancastro a roseo e a struttura massiccia. Sono ricchi in carbonato di calcio e quantità variabili di quarzo e miche (muscovite e flogopite). Affiorano in maniera discontinua al di sotto della Ridnauner Höhenweg nella porzione orientale dell'area di studio, dove formano una parete continua per decine di metri in altezza.

COPERTURE PERMO-MESOZOICHE

Questo complesso litologico affiora limitatamente lungo il margine nordorientale dell'area di studio e per questo non è stato oggetto di un rilevamento dettagliato finalizzato a suddividerlo in singole unità litologiche, bensì ad individuarne solo il contatto con gli altri complessi.

Il contatto tra i paragneiss dell'ÖSC e il BMZ è evidenziato dalla comparsa di scisti conglomeratici biotitico-muscovitici, che superiormente passano a quarziti muscovitiche. Al di sopra inizia una successione monotona di marmi dolomitici grigio-biancastri.

5.2.2 Elementi geologico-strutturali

Il rilevamento geologico ha evidenziato che lungo il versante sinistro della Val Ridanna è predominante una foliazione metamorfica immergente a basso angolo (20° - 22°) verso Nord-Nordest e concorde con il trend regionale (fig. 13a).

Nello specifico lo stereogramma delle foliazioni nell'ÖSC mostra che questo complesso ha subito una storia deformativa polifasica, testimoniata dalla presenza di relitti di una foliazione S1 immergente a medio-alto angolo verso Sud-Sudovest e a basso angolo verso Est ed inclusa all'interno della foliazione S2 immergente verso Nord-Nordest con inclinazione compresa tra 10° e 40° (fig. 13b).

La scistosità S2 è probabilmente di età cretacea e dovuta alle prime fasi dell'orogenesi alpina, in contrasto con l'assetto generale dell'ÖSC, la cui foliazione principale è attribuita all'evento ercinico (Hoinkes et al., 1997; Sölva et al., 2005). Infatti Hoinkes et al. (1987) hanno messo in evidenza un forte aumento del metamorfismo Eoalpino avvicinandosi al contatto con l'SMU.

La foliazione relitta potrebbe invece essere anche di età Varisica, ma piegata da eventi alpini durante le fasi di accoppiamento delle falde ÖSC e SMU. Questa foliazione rappresenterebbe quindi le zone di cerniera di pieghe presenti alla mesoscala all'interno dell'ÖSC, le quali sono state individuate anche da Van Gool et al. (1987) ed interpretate come Eoalpine. Tali foliazioni relitte sono concentrate prevalentemente nel settore occidentale dell'area di studio, come mostrato nella Carta Geologica (Tavola 1).

Lo stereogramma dell'SMU, invece, mostra la presenza solamente di foliazioni concordi con quella regionale, immergenti a basso angolo verso Nord-Nordest e quindi interpretabili come S2 di età Eoalpina (fig. 13c). Ciò è dovuto alla reologia duttile dell'SMU, sul quale il processo di oblitterazione della foliazione S1 è stato molto efficace, lasciando solo localmente nel settore orientale del versante delle piccole pieghe a scala millimetrica o minore, responsabili delle poche foliazioni immergenti ad alto angolo verso Sud. Invece l'ÖSC, comportandosi in maniera più rigida, mantiene parzialmente la scistosità S1 all'interno di locali domini di *low strain* della deformazione Eoalpina.

L'analisi della crenulazione mostra invece la presenza ubiquitaria lungo il versante di valori che immergono tendenzialmente verso Est (trend 110°, plunge 08°).

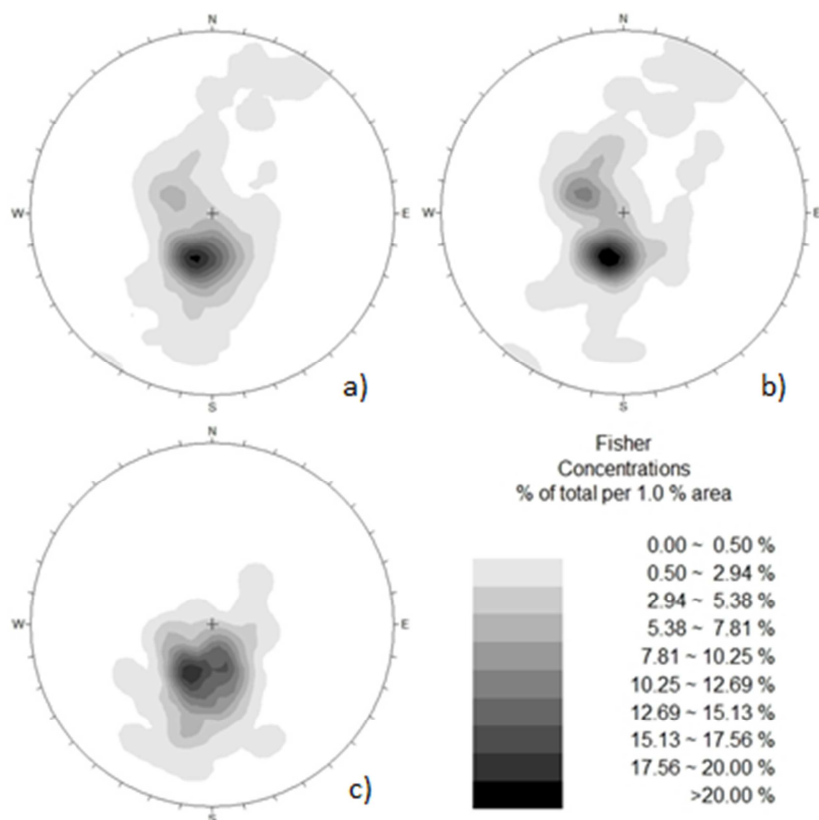


Fig. 13:
stereogramma
di tutte le
foliazioni
misurate
nell'area di
studio.

a) Foliazioni
dell'area di
studio

b) Foliazioni
dell'ÖSC

c) Foliazioni
dell'SMU

La Linea di Monteneve, ad andamento Nordovest-Sudest, rappresenta l'elemento strutturale più importante della Carta Geologica. Infatti ha un'importanza di tipo regionale, avendo permesso, in un contesto di tettonica distensiva, l'estrusione al di sotto dell'ÖSC dell'SMU, unitamente all'Unità di Tessa posta più a Sud. In campagna non è stato possibile riconoscere questo contatto tettonico in quanto mascherato dai depositi superficiali.

È probabile che la Linea di Monteneve possa parzialmente affiorare nella parte centrale del versante, che risulta inaccessibile per l'eccessiva acclività e la presenza di grandi canali di *debris flow* spesso attivi.



Fig. 14: faglia a core ultracataclastico (linea tratteggiata) affiorante lungo la Ridnauner Höhenweg.

Di conseguenza il contatto ÖSC-SMU è stato tracciato basandosi sugli affioramenti delle diverse unità litologiche e sulla posizione di un gruppo di faglie a *core* ultracataclastico (UTC) presenti entro i paragneiss dell'ÖSC, le quali sono associate alla Linea di Monteneve e derivano da una ripartizione della deformazione all'interno dell'ÖSC (fig. 14). Queste faglie, immergenti a basso angolo (10° - 20°) verso N, mostrano uno spessore compreso tra 10 e 30 cm e si sviluppano per un centinaio di metri a tetto della faglia di Monteneve.

Le UTC non sono state rinvenute all'interno dell'SMU nell'area di studio. Le deformazioni indotte dal processo esumativo da elevate profondità crostali, hanno portato alla formazione di una foliazione milonitica S3, che si è sovrainposta sulla foliazione S2 originata dall'accoppiamento delle falde. S3 quindi ha contribuito al completamento del processo di cancellazione della foliazione originale S1. Quindi la scistosità regionale dell'SMU è interpretabile come una S3 originata dall'esumazione di questo complesso lungo la Linea di Monteneve, mentre la S2 è presente solo limitatamente e testimoniata dalle piccole pieghe a

scala millimetrica rinvenute nel settore orientale dell'area di studio. Durante il processo di esumazione l'ÖSC ha invece sviluppato la deformazione in maniera fragile attraverso le UTC. Ciò è dovuto sia alla reologia rigida di gneiss e paragneiss sia alla posizione di tetto di questa unità austroalpina.

Il rilevamento geologico ha messo in evidenza anche la presenza di altri tre sistemi di faglie oltre a quello delle UTC già descritte (fig. 15, tab. 1).

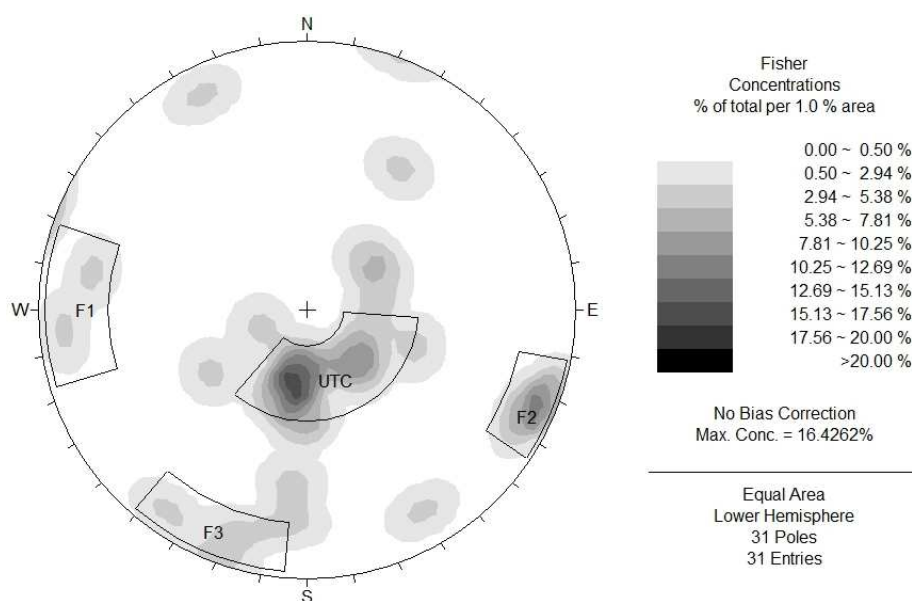


Fig. 15: sistemi di faglie individuati nell'area di studio.

Sistema di faglie	Immersione [°]	Inclinazione [°]
UTC	010	22
F1	085	80
F2	292	80
F3	025	80

Tab. 1: sistemi di faglie individuati nell'area di studio.

I sistemi di faglie F1 ed F2 sono i principali, con direzione rispettivamente Nord-Sud e Nordest-Sudovest, e la loro osservazione in campagna ha evidenziato generalmente un riempimento di 1-1,5 m costituito da breccie incoerenti (*fault breccia*) (fig. 16).

La figura 15 mostra solamente le faglie osservate direttamente durante il rilievo geologico, infatti nello stereogramma i picchi di concentrazione dei sistemi F1 ed F3 sono poco marcati rispetto agli altri. Invece, un gran numero di faglie è stato individuato e cartografato attraverso la fotointerpretazione, permettendo così di definire i quattro sistemi indicati nella tabella.



Fig. 16: fault breccia di una faglia a direzione Nordest-Sudovest.

5.3 Geomorfologia della Val Ridanna

L'analisi della morfologia superficiale della zona è stata condotta inizialmente con l'ausilio delle ortofoto e del DTM-LiDAR fornito gratuitamente dalla Provincia Autonoma di Bolzano. Successivamente l'analisi è stata integrata con il rilevamento in campagna.

5.3.1 Morfologia glaciale e periglaciale

Le forme e i depositi glaciali sono stati cartografati con il colore viola; invece le morfologie periglaciali sono state indicate con il colore blu nella Carta Geologica (Tavola 1).

La Val Ridanna è stata caratterizzata da intensi processi di glacialismo nel passato, testimoniati innanzitutto dalla forma ad U della valle nelle zone esterne all'area della *Rock Avalanche* (abitati di Mareta/Mareit e Masseria/Maiern) e dalla presenza di alcuni piccoli ghiacciai (Vedretta di Malavalle/Übeltalferner, Vedretta Piana/Ebenferner, Vedretta Pendente/Hangender Ferner, Vedretta del Capro/Botzer Ferner e altre unità minori) ritirati nelle zone più elevate della valle, occupando attualmente un'area pari a circa 963 ha. I depositi glaciali sono stati rilevati solo nelle zone più occidentale e più orientale del versante, a causa della presenza centralmente della zona di svuotamento della *Rock Avalanche* e delle elevate pendenze delle zone di cresta.

Si presentano come un *diamicton* massivo, con spessori variabili in funzione del settore preso in esame e generalmente a supporto di matrice, la quale è di tipo siltoso-argillosa. I clasti sono arrotondati con dimensioni variabili da pochi centimetrici a blocchi di dimensioni metriche.

Le litologie individuate sono molto variabili, essendo stati rinvenuti sia i litotipi presenti lungo il versante che rocce mai osservate in affioramento e probabilmente presenti più a monte o nella vicina Val di Lazzago (per esempio scisti a covoni di orneblenda).



Fig. 17: deposito glaciale indifferenziato in località Elleswiesen.

Depositi glaciali sono presenti ampiamente nella località Elleswiesen e attorno alla malga Prischer Albl ad ovest; invece ad est sono distribuiti notevolmente nella parte inferiore del versante a partire da Gassengaud fino al limite dell'area rilevata (fig. 17). Terreni di origine glaciale sono presenti limitatamente entro il circo glaciale contenente il Seebersee e nell'altro circo posto ad est del primo. Si tratta quasi sempre di depositi indifferenziati. Cordoni morenici di limitata estensione sono stati cartografati solo entro i due circhi glaciali.

Due circhi glaciali, cioè depressioni subcircolari a forma di anfiteatro solitamente limitati verso valle da soglie in contropendenza, sono stati individuati come già accennato nella zona centrale del versante. Il primo si trova in località Alpe del Lago vicino alla Punta del Lago; il secondo è collocato poco più ad ovest delle Cime Bianche di Telves. Assieme ai circhi sono state individuate anche due conche di sovraescavazione, cioè depressioni chiuse verso valle in contropendenza originate dall'erosione glaciale. Sono presenti a quote variabili da 2170 m circa sino a 2350 m. Essi accolgono depositi molto fini di origine glaciale

e data la morfologia e la natura dei sedimenti danno luogo alla formazione di aree paludose e piccoli laghi.

Le morfologie periglaciali sono rappresentate da depositi ascrivibili a due categorie: *rock glaciers* e nivomorene.

I *rock glaciers* sono accumuli di materiale misto, sia di origine glaciale che di origine gravitativa, al cui nucleo era presente una massa di ghiaccio attivo che tendeva a far colare per creep il deposito lungo il versante. Ne sono stati individuati nove lungo l'intero versante, situati tutti al di sopra della quota 2050 m. Due sono collocati poco a nord della malga Prischer Albl, quattro riempiono la conca di sovraescavazione in località Alpe del Lago, uno è situato nell'altra conca di sovraescavazione ed infine gli ultimi due si rinvennero a sud delle Cime Bianche di Telves (fig. 18).

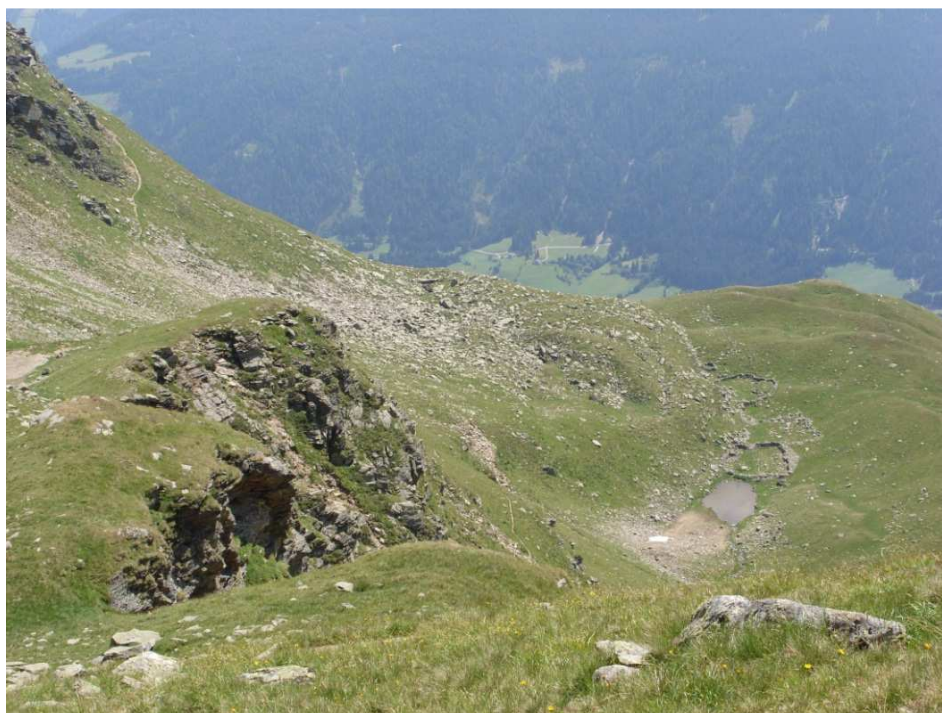


Fig. 18: rock glacier in località Alpe del Lago.

Tutti presentano una forma a “lingua”, rilevata rispetto al terreno circostante e terminante con una fronte molto ripida. In superficie il deposito presenta lobi e archi indicanti un movimento più accentuato al centro rispetto ai lati. Si tratta di

depositi caotici dominati da blocchi angolosi di dimensioni da centimetriche a metriche. Non sono stati individuati segni di attività recente.

Le nivomorene, cioè cordoni detritici allungati parallelamente alla base di un versante che segnano il limite inferiore di un nevaio perenne o semiperenne, esistente o sciolto, sono presenti invece in maniera sporadica alla base di alcuni piccoli versanti, ma data la loro limitata estensione (< 10 m) non è stato possibile cartografarle.

5.3.2 *Forme e depositi di origine gravitativa*

I fenomeni gravitativi di versante e i relativi accumuli sono indicati con il colore rosso nella Carta Geologica (Tavola 1). Sono distribuiti in tutta l'area rilevata, con particolare concentrazione nelle zone più elevate del versante.

La forma di origine gravitativa principale e più evidente è senza dubbio l'enorme corpo di *Rock Avalanche* che riempie il fondovalle, dall'abitato di Ridanna fino a quello di Mareta. Il corpo si trova in destra idrografica del Rio Ridanna e copre un'area di circa 2,4 km² (Ostermann et al., 2010). Non è da escludere la possibilità che ci siano lembi del corpo di *Rock Avalanche* anche sulla sponda sinistra del corso d'acqua parzialmente o totalmente coperti dai depositi di colata detritica più recenti. Il deposito è costituito prevalentemente da un *diamicton* massivo, a tessitura grano-sostenuta, con le dimensioni dei clasti che coprono tutte le classi granulometriche. Nella parte settentrionale attorno all'abitato di Ridanna e alla chiesa di Sankta Magdalena il corpo franoso presenta abbondanza di matrice sabbiosa in cui sono immersi grandi blocchi di dimensioni metriche. Invece più a Sud, verso Mareta, esso si presenta come un deposito di grossi blocchi di dimensioni da metriche a decametriche e scarsa frazione sabbiosa.

Lungo il versante è evidente la presenza della nicchia di distacco della frana che corre al di sotto della località Alpe del Lago grossomodo parallelamente alla Ridnauner Höhenweg, come mostrato nella Carta Geologica (Tavola 1).

Una trattazione più dettagliata della *Rock Avalanche* viene condotta nel capitolo 7.

L'analisi dei dati LiDAR e il rilevamento di campagna hanno messo in evidenza la presenza di morfostrutture che interessano l'intero versante tra quota 1850 m e quota 2250 m (fig. 19). Si tratta principalmente di scarpate e controscarpate e talvolta anche di semplici trincee. Si presentano con aperture che variano da un metro fino a dieci metri, mentre la continuità laterale è generalmente nell'ordine di decine di metri e in diversi casi centinaia di metri; frequente è la disposizione in geometrie *en echelon*.



Fig. 19: scarpate localizzate poco sotto alla Ridnauner Höhenweg appartenenti alla 'DGPV della Wetterspitz'.

Le morfostrutture sono parzialmente mascherate dall'alterazione superficiale e dallo sviluppo del manto erboso, ma in molti casi è possibile vedere in affioramento i depositi glaciali e gli ammassi rocciosi dislocati da queste faglie. Assumono prevalentemente direzione N115°E, cioè EstNordest-OvestNordovest (fig. 20).

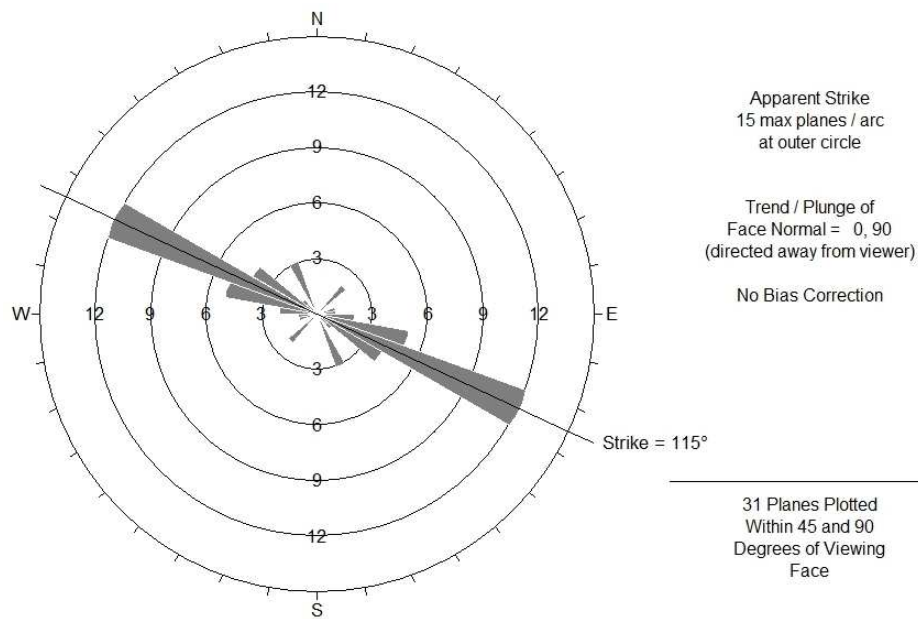


Fig. 20: diagramma a rosa delle direzioni delle morfostrutture.

La loro presenza è indice dell'esistenza di due fenomeni deformativi distinti classificabili come DGPV che interessano il versante della Val Ridanna; sono localizzati a Ovest e ad Est della nicchia della *Rock Avalanche* e sono stati denominati rispettivamente 'DGPV della Wetterspitz' e 'DGPV delle Telfer Weissen'. Di questi due fenomeni viene presentata un'analisi approfondita nel capitolo 7.

Depositi di versante sono molto diffusi in tutta la carta ai piedi delle pareti rocciose. Si presentano generalmente come depositi caotici sciolti ad elementi eterometrici angolosi. Lo spessore è variabile ma rimane sempre nell'ordine di qualche metro. Talvolta il detrito assume forme assimilabili a coni detritici, cioè forme di segmento conico con il vertice alla base di un canalone o di una rientranza nella parete. Coni detritici sono presenti poco a nord della malga Prischer Albl, in località Alpe del Lago e lungo il settore occidentale della nicchia di distacco della *Rock Avalanche*.

Oltre alla *Rock Avalanche*, nell'area sono state anche individuate piccole frane, distinte secondo la classificazione proposta da Varnes (1978), il quale suddivide i fenomeni franosi in base al tipo di movimento e al tipo di materiale coinvolto. Sono state così cartografate frane di crollo e frane di scivolamento.

5.3.3 Forme fluviali e depositi alluvionali

Nella Carta Geologica (Tavola 1) le forme e i depositi attivi sono indicati con il colore verde scuro, mentre con il colore verde chiaro sono rappresentati quelli inattivi.

Il modellamento fluviale, unito ai fenomeni dovuti alla gravità, è attualmente il principale processo di modellamento del territorio. L'apporto idrico è garantito dalle abbondanti precipitazioni (sia meteoriche che nevose) e dal scioglimento dei ghiacciai, che congiuntamente alimentano il Rio Ridanna e tutti i suoi affluenti minori, costituiti nell'area di studio per lo più da torrenti e sorgenti a regime discontinuo.



Fig. 21: alveo ghiaioso del Rio Ridanna.

In generale i depositi alluvionali sono presenti lungo il fondovalle, solo nei pressi del corso d'acqua principale (fig. 21). Grazie al massimo annuale della portata media di $79,6 \text{ m}^3/\text{s}$ circa (Norbiato et al., 2009), il Rio Ridanna deposita prevalentemente *diamicton* e ghiaie mal classate, solo localmente stratificate con

una tessitura prevalentemente a supporto di clasti e a matrice sabbiosa. Il trasporto solido è notevole e testimoniato dalla costruzione nel recente passato di numerose briglie, volte a limitare questo fenomeno.

Le principali forme fluviali e i principali depositi di accumulo fluviale sono:

- *Terrazzi e orli di scarpata di erosione fluviale*

Evidenze di superfici terrazzate sono presenti vicino al paese di Ridanna attorno ad una quota di 1350 m circa, in sinistra orografica del torrente (fig. 22). Tuttavia si tratta di terrazzi modellati su depositi lacustri ed estesi per 1,5 km circa verso monte. L'altezza delle loro scarpate è compresa tra 5 m e 10 m.

L'origine di questi depositi è da ricercarsi nella *Rock Avalanche*, il cui corpo franoso ha riempito il fondovalle e sbarrato l'antico corso del Rio Ridanna, generando così un lago dove si è instaurata una lenta deposizione di materiale da sabbioso a limoso-argilloso, localmente ad elevato contenuto di materia organica. Successivamente il torrente, una volta fatta breccia nel corpo franoso, ha rapidamente inciso i depositi lacustri.

- *Solchi da ruscellamento concentrato*

Data l'elevata energia del versante e le intense precipitazioni che interessano la valle, il versante sinistro della Val Ridanna è caratterizzato dalla presenza di numerosi solchi da ruscellamento concentrato che alla loro base tipicamente alimentano conoidi da debris-flow, anche di volume notevole, oppure danno luogo a spettacolari cascate, attive solo durante e subito dopo eventi meteorici. Il trasporto solido è notevole lungo questi canali.



Fig. 22: superfici terrazzate nei pressi di Ridanna.

- *Conoidi alluvionali e da debris-flow*

Si tratta di depositi a forma di ventaglio che si rinvengono in corrispondenza di un'importante diminuzione di pendenza subita dal corso d'acqua, normalmente allo sbocco dello stesso in pianura.

Data la sua elevata energia e il notevole trasporto solido, il versante sinistro della Val Ridanna è caratterizzato dalla presenza di numerosi conoidi da debris-flow. Sono costituiti da *diamicton* e ghiaie mal classate con presenza di blocchi, i clasti sono angolosi e la matrice è sabbiosa con tessitura a supporto di clasti. Le litologie rinvenute in questi depositi sono molteplici e rispecchiano quelle affioranti nel versante sinistro (micascisti, paragneiss, gneiss anfibolici, anfiboliti, dolomie).

Queste conoidi si rinvengono sia ai piedi del versante sia lungo esso in alcune aree meno pendenti, come le località Alpe del Lago e Ridnauner Höhenweg. Anche le pareti dolomitiche del BMZ alimentano numerosi conoidi da debris-flow, i quali sono localizzati nel settore orientale dell'area di studio.

Sono presenti anche conoidi alluvionali, alimentati sia dal versante sinistro che da quello destro della valle, meno pendenti e quindi caratterizzati da trasporto solido più ridotto. Essi sono quasi esclusivamente concentrati nel settore meridionale della Carta Geologica (Tavola 1).

- *Depositi lacustri*

Sono depositi limoso-argillosi, localmente arricchiti di livelli torbosi o di livelli sabbiosi (fig. 23). Sono presenti a monte rispetto al corpo franoso della *Rock Avalanche* e sono la testimonianza della formazione di un lago di sbarramento successivamente al collasso gravitativo del versante sinistro della Val Ridanna. Partendo dall'abitato di Ridanna, si estendono per alcuni chilometri verso monte finendo al di fuori dell'area di studio.

Dei resti di materia organica presenti entro un livello sabbioso sono stati recentemente datati con il radiocarbonio da un gruppo di lavoro della Universität Innsbruck, fornendo un'età di 8865 ± 50 anni BP (Ostermann et al., 2010).



Fig. 23: depositi lacustri esposti lungo una delle scarpate dei terrazzi situati nei pressi di Ridanna.

Depositi lacustri sono anche presenti limitatamente in piccole depressioni del versante (essenzialmente conche di sovraescavazione). L'area che presenta la maggior parte di questi depositi è la località Alpe del Lago, nella quale essi sono associati a potenti depositi glaciali. A questi terreni lacustri sono associati tipicamente dei bacini lacustri, di cui il principale è il Seebersee, che presentano quantità d'acqua maggiori in corrispondenza dei periodi piovosi.

Tuttavia il limitato spessore e l'esigua estensione di questi depositi non hanno permesso di cartografarli in maniera adeguata.

5.4 Interferometria

Un'ulteriore elemento conoscitivo, utile per lo studio del versante ed in particolare l'analisi dei due fenomeni gravitativi identificati nel sottoparagrafo 5.3.2., è costituito dai dati interferometrici, forniti gentilmente dalla Provincia Autonoma di Bolzano e ottenuti tramite la tecnica *Permanent Scatterer Interferometry Synthetic Aperture Radar* (PSInSAR). Questi dati sono stati ricavati dall'azienda Tele-Rilevamento-Europa (TRE) e forniti all'EURAC-Institute for Applied Remote Sensing per supportare il progetto denominato EU-FP7 Project 'SAFER', che mira ad integrare il progetto italiano Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (IFFI).

Con la definizione *Interferometry by Synthetic Aperture Radar* (InSAR) vengono indicate una serie di tecniche interferometriche che, partendo da basi teoriche comuni, permettono di misurare le variazioni della fase del segnale SAR tra due acquisizioni distinte, provenienti dal medesimo bersaglio a terra. Un movimento del terreno altera la distanza sensore-bersaglio, inducendo di conseguenza una variazione nella fase del segnale. Si ottengono così delle mappe (interferogrammi) che contengono informazioni relative ad eventuali deformazioni superficiali del terreno (Madsen & Zebker, 1998). PSInSAR è una delle tecniche più avanzate facenti parte di questo gruppo.

I dati in possesso dell'Ufficio Geologia della Provincia Autonoma di Bolzano derivano da misurazioni condotte nell'arco di tre anni (Marzo 2003- Marzo 2006) e, data l'orientazione del versante, i dati di velocità ottenuti si riferiscono solo ad un'acquisizione in fase 'discendente', mentre per la fase 'ascendente' non sono disponibili. Di conseguenza, la mappa degli spostamenti in figura 24 mostra unicamente spostamenti lungo la *line of sight* (LOS).

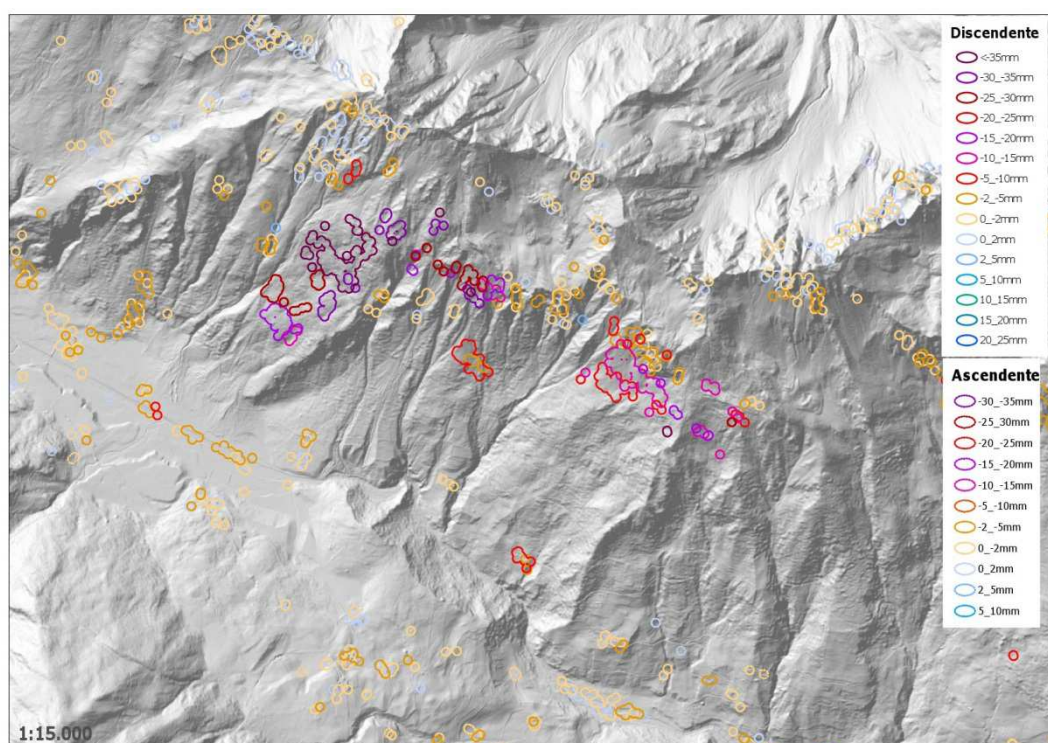


Fig. 24: mappa dei dati interferometrici dell'area di studio. I colori indicano differenti intervalli di velocità di spostamento.

L'analisi dei dati interferometrici del versante sinistro della Val Ridanna (fig. 24) ha permesso di ricavare queste osservazioni:

- la 'DGPV della Wetterspitz' mostra valori di velocità, elevati ($15 \div 35$ mm) e ampiamente diffusi lungo tutto il versante;
- la 'DGPV delle Telfer Weissen' mostra valori di velocità elevati ($5 \div 25$ mm) solo nella parte sommitale del versante, mentre la rimanente non

mostra alcun valore. Tale situazione può essere dovuta ad una reale assenza di deformazione superficiale del terreno, oppure semplicemente alla mancanza in questo settore del versante di *permanent scatterers*, cioè punti che permettano l'applicazione della tecnica interferometrica. Il rilevamento geologico ha però messo in evidenza la presenza di alcune trincee anche nella zona mediana del versante affetto dalla 'DGPV delle Telfer Weissen';

- il settore occidentale della nicchia della *Rock Avalanche* è caratterizzato da velocità elevate (10÷30 mm), confermando quindi la presenza di fenomeni di crollo e ribaltamento già osservati in campagna. Il settore orientale presenta valori di velocità bassi (0÷15 mm), anche se anche qui il rilevamento geologico ha evidenziato la presenza dei suddetti fenomeni franosi.

I dati interferometrici, quindi, sembrano avvalorare le interpretazioni fatte su basi geologiche e geomorfologiche. La mappa degli spostamenti infatti conferma la presenza di deformazioni gravitative che bordano ad Ovest e ad Est la nicchia della *Rock Avalanche*, evidenziando che i tassi deformativi sono più elevati nel settore occidentale.

6. CARATTERIZZAZIONE DELL'AMMASSO ROCCIOSO

La finalità dello studio di un ammasso roccioso è la sua caratterizzazione geomeccanica sia in termini qualitativi (classificazione geomeccanica) che quantitativi (parametri meccanici). Tale analisi dell'ammasso funge da base, soprattutto per quanto riguarda le instabilità di versante, alla modellazione del comportamento meccanico dell'ammasso stesso quando sottoposto a determinate sollecitazioni (Bruschi, 2004). Un corretto processo di modellazione mediante codici di calcolo numerico (elementi distinti od elementi finiti) deve necessariamente basarsi su un'elaborazione precisa dei dati ottenuti in campagna e su valori sufficientemente attendibili dei parametri strutturali e geomeccanici dell'ammasso roccioso.

Per permettere tutto ciò lo studio si è articolato attraverso due fasi principali:

- rilievo geomeccanico di dettaglio, effettuato in campagna su affioramenti rocciosi di adeguate dimensioni;
- elaborazione finale dei dati, mediante l'utilizzo di sistemi classificativi e l'applicazione di modelli di rottura degli ammassi rocciosi.

La prima fase ha avuto come obiettivo la caratterizzazione delle discontinuità (giunti, faglie, stratificazioni, foliazioni, ecc.) che costituiscono l'ammasso roccioso e la classificazione di quest'ultimo secondo i principali sistemi esistenti.

Lo studio delle discontinuità avviene descrivendone le tipiche proprietà: orientazione, spaziatura, persistenza, terminazione, curvatura, apertura, riempimento, Joint wall Compressive Strength (JCS) e Joint Roughness Coefficient (JRC) (Appendice A). I sistemi classificativi permettono invece di assegnare all'ammasso roccioso una classe di qualità e parametri meccanici caratteristici; le classificazioni tipicamente utilizzate sono Rock Quality Designation (RQD), Rock Mass Rating (RMR), Rock Tunneling Quality Index (sistema Q), Slope Mass Rating (SMR) e Geological Strength Index (GSI) (Appendice C).

La seconda fase ha permesso di suddividere l'area di studio in domini geomeccanici con parametri strutturali e geomeccanici attraverso l'utilizzo dei suddetti sistemi classificativi e l'applicazione di modelli di rottura (tipicamente il criterio di Barton & Choubey per le discontinuità e il criterio di Hoek & Brown per gli ammassi rocciosi) (Appendice D).

Non è stato possibile avvalersi, nell'ambito di questa tesi di laurea, di prove di laboratorio per la caratterizzazione della roccia intatta.

6.1 Rilievo di campagna ed elaborazione dei dati

I rilievi geomeccanici effettuati nel biennio 2010-2011 sono stati condotti seguendo le raccomandazioni dell'International Society of Rock Mechanics (ISRM) ed avvalendosi dell'approccio oggettivo (Appendice A), dato il complesso assetto geologico-strutturale del versante in esame.

Sono state realizzate 20 stazioni geomeccaniche complete e 25 stazioni 'random', cercando di analizzare tutti i settori del versante e tutte le litologie principali affioranti (Appendice A). In appendice B sono riportate le schede utilizzate per il rilievo delle stazioni geomeccaniche complete. Queste ultime hanno lunghezza variabile tra 3,00 m e 13,73 m, e presentano un numero di discontinuità raccolte in una singola stazione compreso tra 24 e 101. Localmente, si è reso necessario eseguire linee di scansione di lunghezza inferiore a 5 m per due motivi principali: i) necessità di analizzare nel modo più sistematico possibile litologie che si presentano in campagna con affioramenti di ridotta estensione ii) necessità di studiare un affioramento molto esteso suddividendolo in due *scanline*, tali che entrambe mantenessero costante la propria direzione. Per le stazioni 'random' invece sono stati analizzati generalmente 4-5 sistemi di discontinuità, essenzialmente a causa della limitata estensione degli affioramenti su cui tipicamente si effettuano queste stazioni e della consuetudine in questo tipo di misure di analizzare solo i sistemi principali riconosciuti.

Non è stato possibile studiare la zona di origine della *Rock Avalanche*, poiché in quest'area i depositi quaternari mascherano completamente il substrato roccioso. Inoltre, non sono stati indagati gli ortogneiss dell'ÖSC, in quanto litologia non coinvolta in nessuna deformazione gravitativa riconosciuta. L'ubicazione delle stazioni di misura è mostrata nella Mappa dei Domini Geomeccanici (Tavola 3).

Il rilievo geomeccanico ha interessato anche il settore nell'accumulo della *Rock Avalanche* caratterizzato da grossi blocchi di dimensioni decametriche (Nordovest di Mareta), mediante due stazioni complete facenti parte delle venti totali. Invece, non è stato possibile indagare il resto del corpo della *Rock Avalanche*, a causa delle caratteristiche granulometriche e tessiturali.

La figura 25 e la tabella 2 mostrano un esempio di stazione geomeccanica completa effettuata su un affioramento di paragneiss a bande dell'ÖSC. Nella tabella sono riportati i dati principali ricavati dalla stazione di misura riguardo le discontinuità. Invece, i dati raccolti ed i parametri di resistenza derivanti dall'esecuzione di ogni stazione geomeccanica sono riportati in maniera completa in Appendice E.

Per ogni stazione geomeccanica completa le orientazioni delle discontinuità studiate sono state riportate su proiezioni stereografiche mediante il programma Dips 5.1 (www.rocscience.com), utilizzando sempre il reticolo equiareale di Schmidt emisfero inferiore. Sulla base delle curve di densità dei poli dei singoli piani, si sono identificati i principali sistemi di discontinuità presenti nell'ammasso roccioso. Il calcolo dei valori di JCS per ogni stazione geomeccanica è stato effettuato avvalendosi del software JCS Calculator 2.0 scaricabile gratuitamente da www.geologi.it. Esso utilizza il classico abaco di calcolo del JCS, basato sul valore di rimbalzo della superficie del giunto e sulla densità della roccia (Appendice A).



Fig. 25: stazione geomeccanica effettuata su paragneiss a bande dell'ÖSC

GMRD08	Immersi one [°]	Inclinazi one [°]	Spaziatu ra [m]	Terminazi one	Apertura [mm]	Riempi mento	JCS [MPa]
Sistema 1	267	65	0,23	O-I/A-T	0-4	I - Q	79
Sistema 2	139	26	0,66	A-C	5-8	I	20
Sistema 3	235	60	0,47	O-I	1-5	I	79
9 sistemi di discontinuità random (spaziatura superiore a 5 m)							
Lunghezza della scanline: 5,50 m				GSI: BDS-FAIR 35-40			
Piano dell'affioramento: 174/75				Linea di scansione: 085/23			

Tab. 2: stazione geomeccanica effettuata su paragneiss a bande dell'ÖSC.

6.2 Analisi dei dati geomeccanici

L'analisi dei dati raccolti, unita alle osservazioni geologiche e geomorfologiche, è volta a fornire una visione completa dell'area di studio e a metterne in luce i tratti distintivi, attraverso l'individuazione di domini geomeccanici discreti, cioè porzioni di versante aventi parametri strutturali e geomeccanici omogenei. La

distribuzione delle stazioni di misura non è uniforme lungo il versante, a causa della difficoltà di accesso e della pericolosità incontrate in alcune zone (Tavola 3). Dal punto di vista geologico e geomorfologico è possibile già suddividere il versante sinistro della Val Ridanna in sei settori (fig. 26):

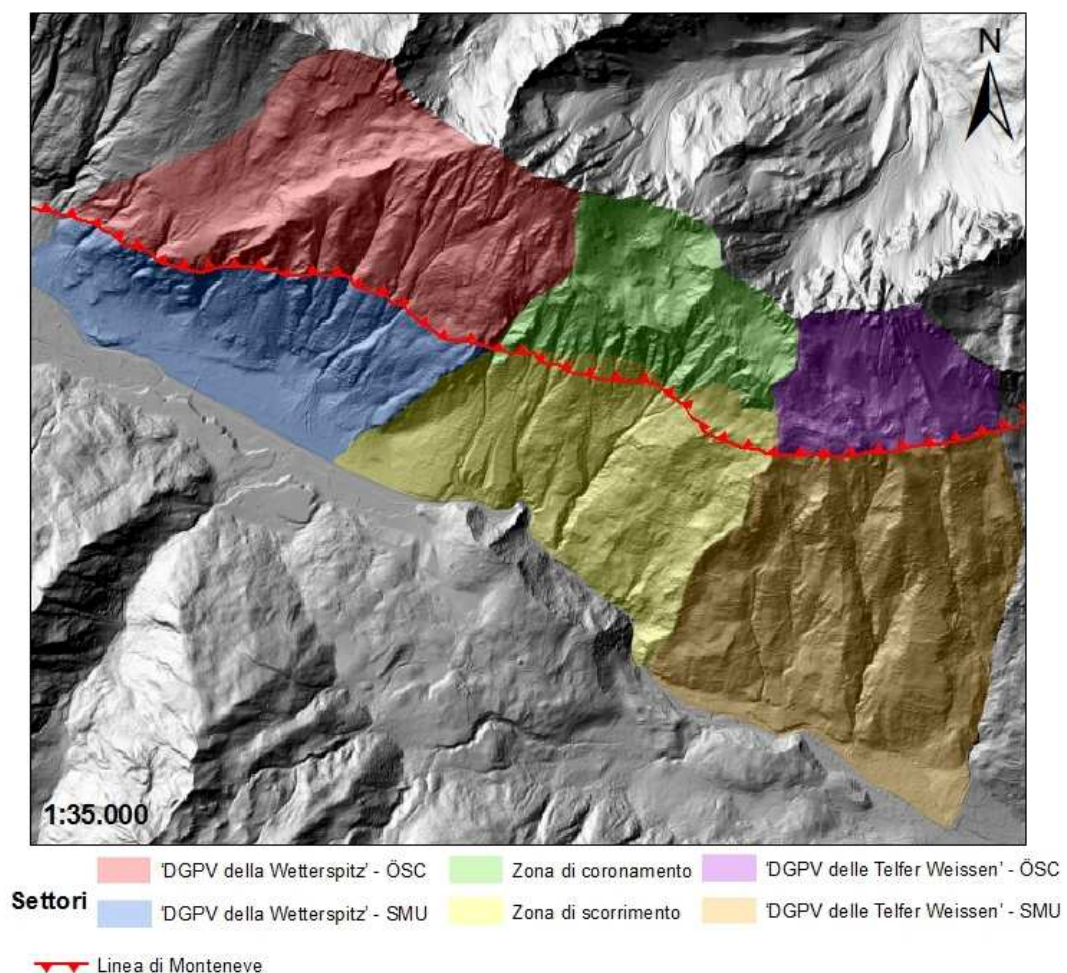


Fig. 26: suddivisione dell'area di studio in sei settori.

1.-2. 'DGPV della Wetterspitz', corrispondente al settore di versante posto ad occidente dell'area di distacco della *Rock Avalanche*, parte del quale mostra la presenza di una deformazione gravitativa. Nel settore 1 affiorano le rocce dell'ÖSC, nel settore 2 affiorano quelle dell'SMU.

3. *Zona di coronamento*, coincidente con l'area della nicchia di distacco della *Rock Avalanche*. Affiorano quasi unicamente litotipi dell'ÖSC.

4. *Zona di scorrimento*, coincidente con la zona di spostamento della frana. Affiorano in maniera molto sporadica i micascisti dell'SMU.

5.-6. '*DGPV delle Telfer Weissen*', corrispondente al settore di versante posto ad oriente dell'area di distacco della *Rock Avalanche*, parte del quale presenta un processo di deformazione gravitativa. Viene ulteriormente suddiviso in due settori, uno caratterizzato dalle rocce dell'ÖSC (settore 5), l'altro da quelle dell'SMU (settore 6).

La discussione di questo paragrafo porterà alla suddivisione quantitativa e qualitativa del versante in domini geomeccanici, confermando o eventualmente smentendo la suddivisione in settori effettuata. Per questo scopo sono stati scelti sia parametri che risentono maggiormente dell'assetto strutturale (orientazione dei sistemi di discontinuità, spaziatura delle discontinuità, GSI), sia parametri più dipendenti dalla litologia (JCS).

6.2.1 Orientazione delle discontinuità

Primo passo nell'analisi è consistito nell'individuare i sistemi di discontinuità ritenuti rappresentativi per l'intera area di studio, utilizzando tutti i dati di giacitura raccolti durante sia i rilievi geomeccanici che i rilievi per la stesura della Carta Geologica. Il risultato è rappresentato in figura 27 e in tabella 3.

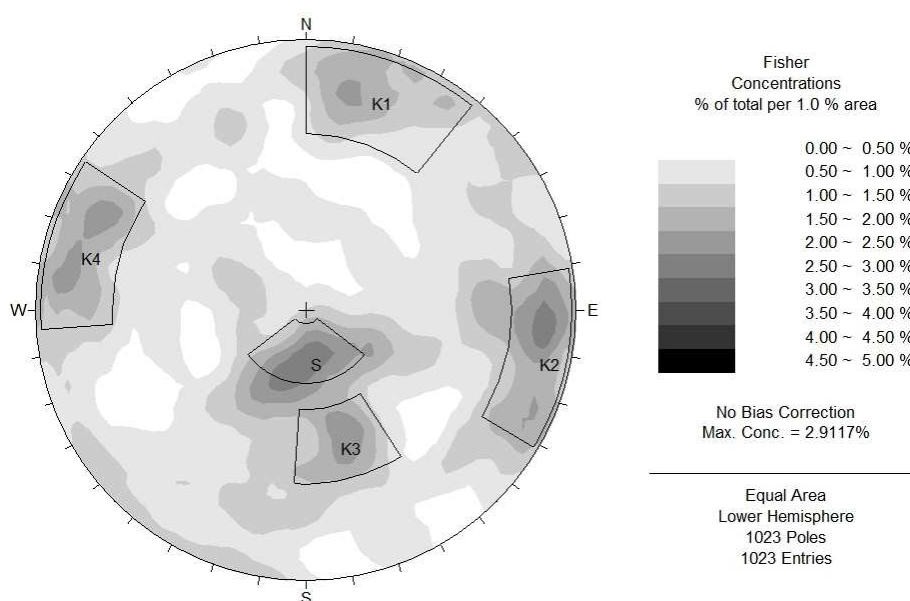


Fig. 27: stereogramma rappresentante tutte le discontinuità misurate nell'area di studio.

Sistemi di discontinuità	Immersione [°]	Inclinazione [°]
K1	190	70
K2	270	75
K3	345	45
K4	110	75
S	360	14

Tab. 3: giaciture di tutte le discontinuità misurate nell'area di studio.

Lo stereogramma mostra la presenza di cinque sistemi di discontinuità, tutti collegabili ad elementi strutturali:

- i. Sistema K1: immerge ad alto angolo verso Sud. All'interno dell'ÖSC questo sistema segue e riattiva le zone di cerniera delle pieghe alla mesoscala sviluppate sulla foliazione S1.
- ii. Sistema K2: queste fratture sono associate al sistema di faglie F2 a direzione Nordest-Sudovest. Data la loro giacitura, strutturalmente costituiscono un sistema unico assieme alla K4.
- iii. Sistema K3: si tratta di fratture immergenti verso Nord e sono associate alle faglie a *core* ultracataclastico (UTC) individuate nei paragneiss dell'ÖSC. Dal punto di vista strutturale sono i Riedel sintetici dovuti alla distensione lungo la Linea di Monteneve.
- iv. Sistema K4: queste fratture sono associate al sistema di faglie F1 a direzione Nord-Sud individuato durante il rilevamento geologico. Data la loro giacitura, strutturalmente costituiscono un sistema unico assieme alla K2.
- v. Sistema S: questo sistema di discontinuità riattiva la scistosità regionale ed è strettamente associato ad essa, seguendone le variazioni locali di orientazione.

La scistosità regionale, data la sua spaziatura millimetrica, non è stata misurata sistematicamente nelle stazioni geomeccaniche e quindi non compresa nella tabella 3, nonostante le notevoli pervasività e persistenza.

Successivamente ogni settore è stato analizzato nella stessa maniera cercando di riconoscere la presenza in essi di questi cinque sistemi. Come di seguito descritto l'analisi ha mostrato differenze sostanziali nell'assetto strutturale dei tre domini definiti in partenza.

- *'DGPV della Wetterspitz'*

Nel settore occidentale del versante si individuano in maniera chiara tutti i sistemi di discontinuità precedentemente descritti, con eccezione del sistema K2 che è rappresentato in maniera sporadica (fig. 28). Si nota un'oscillazione del sistema S, ossia i giunti lungo foliazione, che assume una giacitura media pari a 325/15 (orientazione media del sistema S: 360/14).

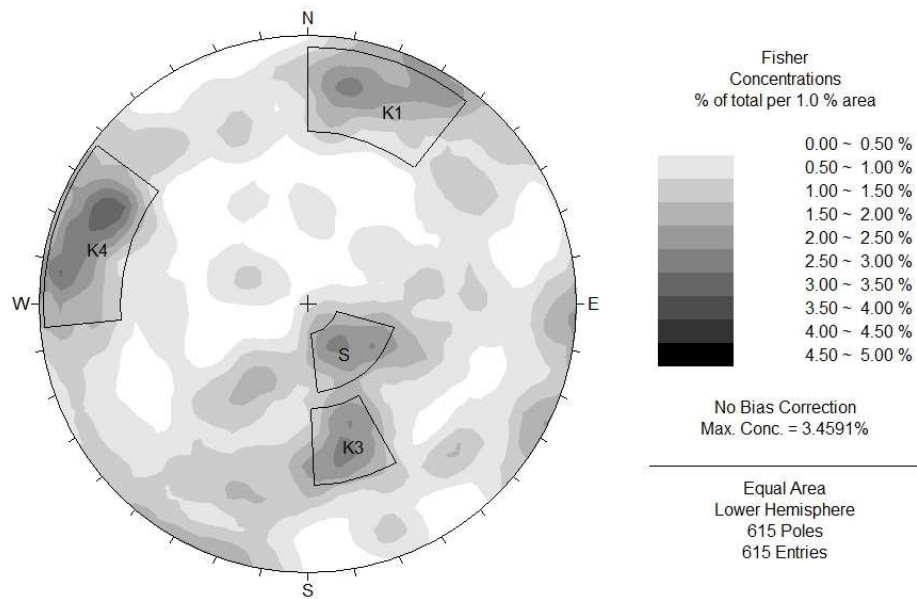


Fig. 28: stereogramma delle discontinuità appartenenti alla *'DGPV della Wetterspitz'*.

- *Zona di coronamento*

La zona di coronamento è caratterizzata dall'assenza dei sistemi di discontinuità K1, K3 e K4. Gli unici sistemi di giunti presenti sono K2 e S, il quale anche qui mostra un cambiamento rispetto al trend tipico che immerge verso nord. La sua giacitura media è 015/15 (fig. 28 e 29).

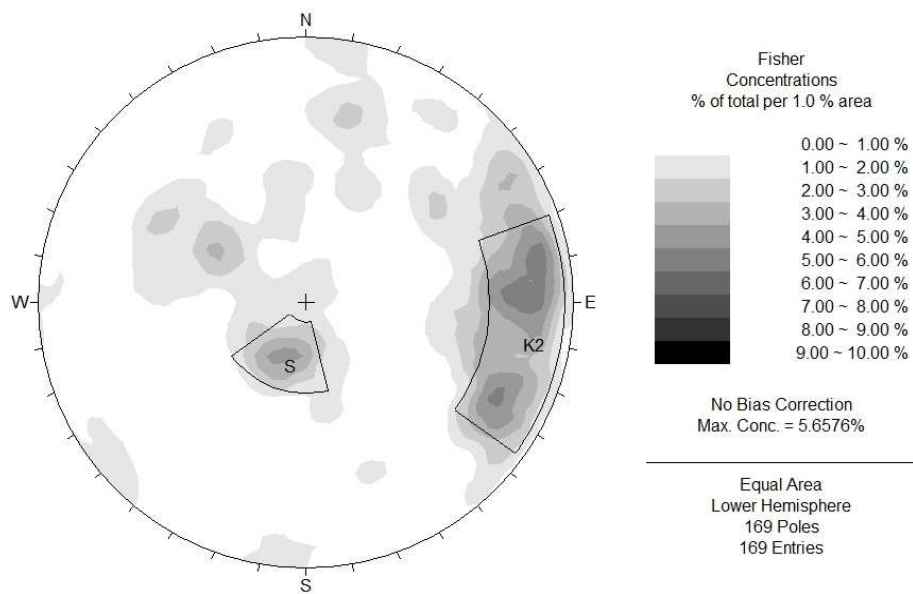


Fig. 29: stereogramma delle discontinuità appartenenti al coronamento della frana.

- 'DGPV delle Telfer Weissen'

Il settore orientale del versante mostra globalmente la presenza di tutti i sistemi di discontinuità. Il sistema K2 risulta essere il preponderante e si rinviene ubiquitariamente in tutto il settore (fig. 30). Invece il sistema K3 è quasi assente nelle rocce dell'ÖSC, mentre è bene rappresentato nell'SMU.

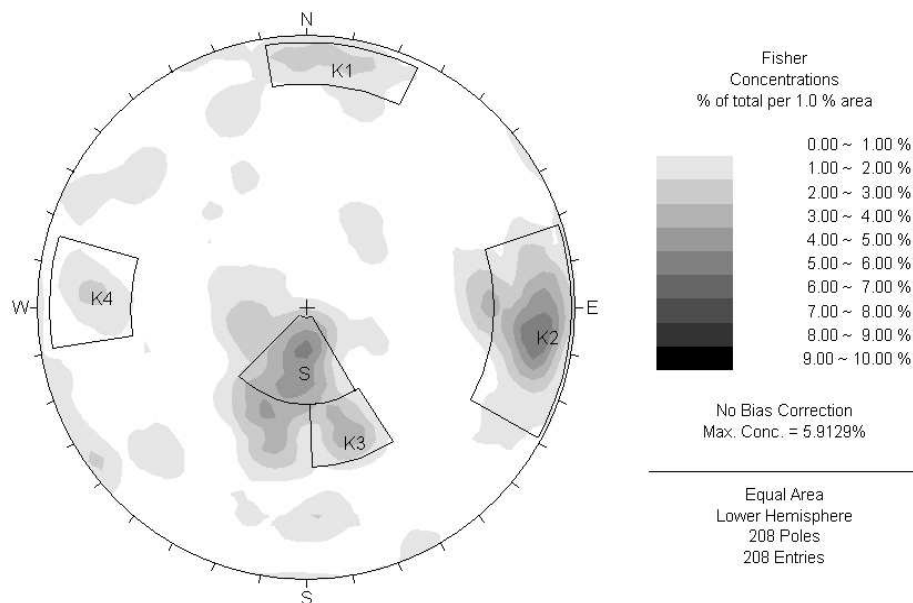


Fig. 30: stereogramma delle discontinuità appartenenti alla 'DGPV delle Telfer Weissen'.

6.2.2 JCS (Joint wall Compressive Strength)

L'analisi di questo parametro è stata effettuata su un numero notevole di dati (428 misure). Lo studio preliminare dei dati ha mostrato una chiara distinzione tra i valori nell'ÖSC e quelli nell'SMU (fig. 31).

L'SMU mostra infatti una concentrazione dei dati verso classi basse di valori di JCS (10÷40 MPa). I pochi valori superiori a 100 MPa derivano da particolarità litologiche locali, come roccia a quarzo entro i micascisti oppure da livelli o lenti di quarziti confinate all'interno dei micascisti stessi. Lungo il versante, da ovest a est, invece non si notano variazioni rilevanti dei valori di questo parametro.

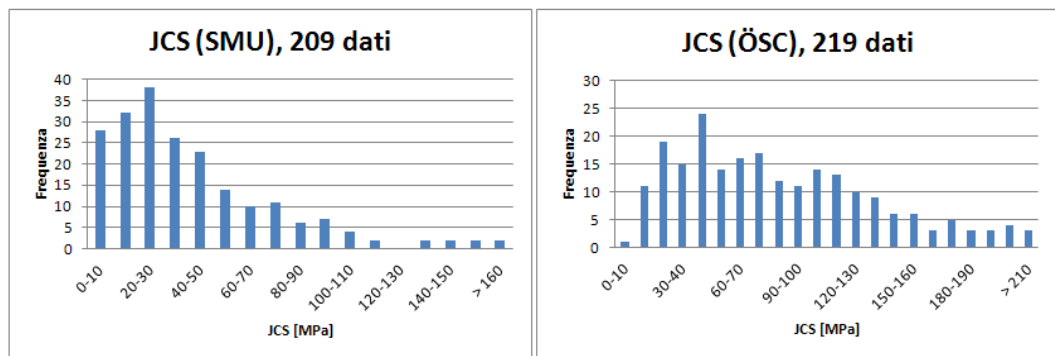


Fig. 31: istogrammi dei valori di JCS nell'SMU e nell'ÖSC.

L'ÖSC invece presenta una maggior dispersione dei dati. L'analisi separata dei valori di JCS di tre unità litologiche diverse appartenenti all'ÖSC (paragneiss a bande, paragneiss a solfuri disseminati e gneiss anfibolici) non ha mostrato una sua dipendenza evidente dalla litologia.

Perciò, la grande variabilità dei valori di JCS nell'ÖSC si ritiene derivante dal grado d'alterazione e di detensionamento degli affioramenti e solo in parte dalla litologia. Infatti gli istogrammi degli gneiss anfibolici e dei paragneiss a solfuri disseminati mostrano una leggera maggioranza rispettivamente di valori superiori a 100 MPa (100÷150 MPa) e di valori inferiori a 100 MPa (40÷60 MPa).

6.2.3 GSI (Geological Strength Index)

La facilità di acquisizione di valori di GSI ha permesso di ottenere un gran numero di dati, che sono stati restituiti su una Mappa di distribuzione (Tavola 2). La distribuzione spaziale dei valori sembra seguire un trend preferenziale Nordest-Sudovest (Tavola 2). Bassi valori di GSI si collocano tendenzialmente in corrispondenza della *Zona di coronamento* della *Rock Avalanche* (25÷35) e soprattutto nella porzione superiore dei due settori che subiscono deformazione gravitativa (15÷20). Qui la presenza di morfostrutture gravitative attive determina un forte peggioramento del grado di qualità degli ammassi rocciosi. Inoltre un drastico abbassamento dei valori di GSI si nota in corrispondenza di affioramenti interessati dai sistemi di faglie identificati nel sottoparagrafo 5.2.2 (5÷20). Ciò è particolarmente evidente nel settore occidentale del versante.

Non appare esserci una diretta correlazione tra distribuzione del GSI (Nordest-Sudovest) e unità litologiche (Nordovest-Sudest). Ciò è mostrato, ma con meno evidenza, anche dagli istogrammi in figura 32. Si nota infatti la variazione di questo indice entro il medesimo complesso litologico spostandosi da un settore all'altro del versante.

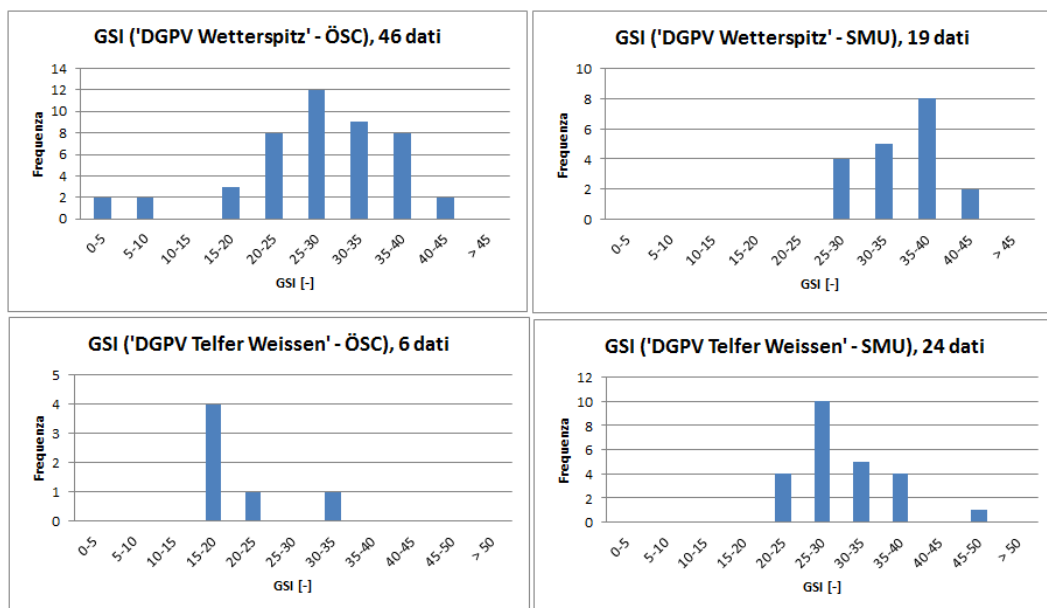


Fig. 32: istogrammi dei valori di GSI nell'ÖSC e nell'SMU.

Nonostante i pochi dati relativi alla '*DGPV delle Telfer Weissen*', si nota che in generale l'ÖSC ha mediamente valori di GSI più bassi rispetto all'SMU. Ciò è imputabile al fatto che un gran numero di affioramenti di questo complesso si trova in prossimità di morfostrutture gravitative e faglie (sistemi F1, F2 e F3) che determinano un drastico abbassamento della qualità dell'ammasso roccioso.

Infine, la *Zona di coronamento* della *Rock Avalanche* presenta una distribuzione simile al settore occidentale del versante, con i valori più frequenti concentrati nell'intervallo 25÷35.

La causa principale del trend preferenziale Nordest-Sudovest del GSI è stata riconosciuta nell'orientazione dei sistemi di faglie F1 e F2, i quali infatti hanno rispettivamente direzioni Nord-Sud e Nordest-Sudovest. L'elevata fratturazione associata alle zone di danneggiamento delle singole faglie, unita ai processi di alterazione superficiale che si impostano su di esse, determinano un conseguente drastico abbassamento dei valori di GSI (5÷15).

6.2.4 Spaziatura delle discontinuità

L'analisi dei valori di spaziatura delle discontinuità ha preso in considerazione un elevato numero di dati (440 spaziatore).

I sistemi di discontinuità mostrano una distribuzione abbastanza omogenea dei valori medi di spaziatura. Infatti gli istogrammi delle spaziatore dell'SMU e dell'ÖSC (fig. 33) mostrano un andamento molto simile, con i valori più frequenti compresi tra 10 e 30 cm. Anche il confronto tra gli istogrammi della '*DGPV della Wetterspitz*' e della '*DGPV delle Telfer Weissen*' evidenzia la stessa situazione (fig. 33).

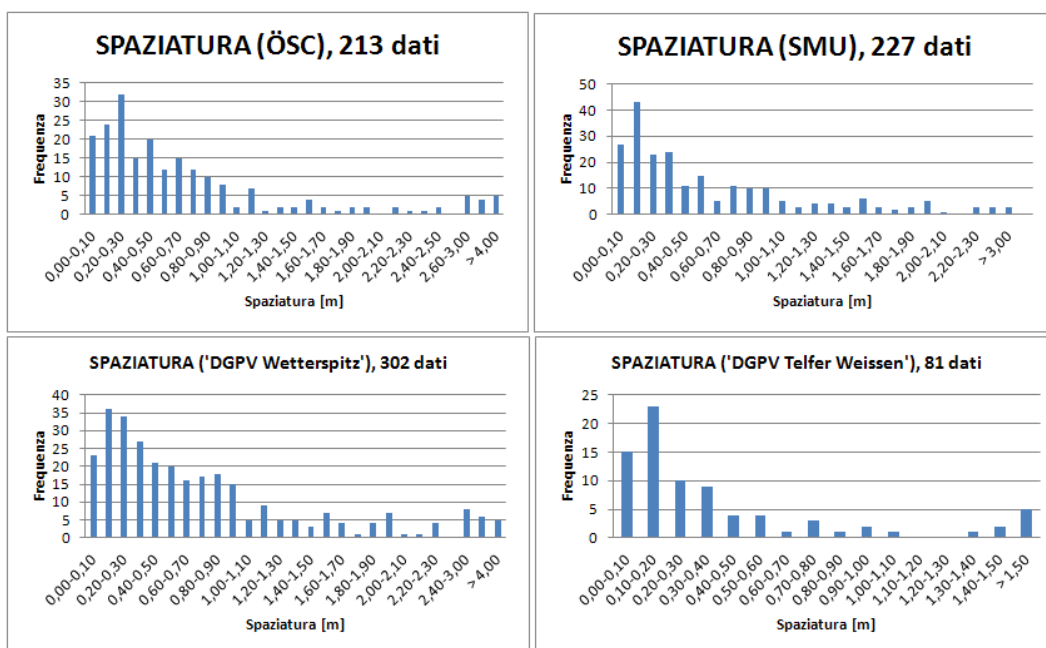


Fig. 33: istogrammi dei valori di spaziatura nei due complessi litologici e nei due settori in deformazione.

Fa eccezione la *Zona di coronamento* della *Rock Avalanche*, la quale mostra una distribuzione diversa delle spazature rispetto alle altre zone e molto più frammentata (fig. 34). Comunque i valori maggiormente frequenti si collocano nell'intervallo 20÷30 cm, in linea con quanto accade negli altri settori.

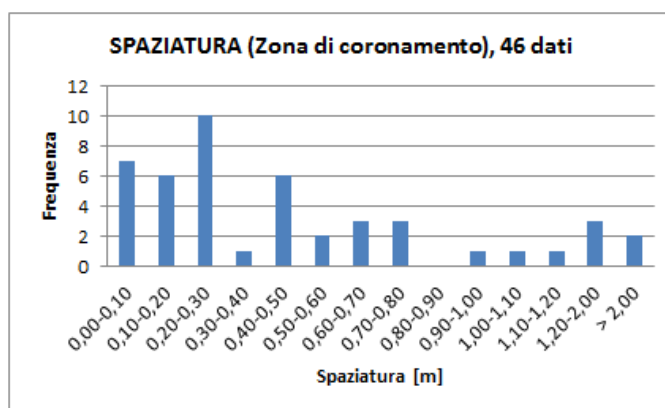


Fig. 34: istogramma dei valori di spaziatura nella zona di coronamento

Lo studio delle spazature dei cinque sistemi di discontinuità ha invece mostrato una evidente variabilità dei valori. A parte il sistema S, che mostra valori

generalmente compresi tra 5 e 15 centimetri, le spaziature degli altri sistemi (K1, K2, K3 e K4) tendenzialmente variano, sia all'interno dello stesso complesso litologico che all'interno dei due settori di versante in deformazione (tab. 4). L'unica eccezione è costituita dalla spaziatura pressoché uguale dei sistemi K2 e K4 nella 'DGPV delle Telfer Weissen'. Ciò è ampiamente prevedibile, considerando il fatto che strutturalmente costituiscono il medesimo sistema.

K1	
'DGPV Wetterspitz' - SMU	0,2 m
'DGPV Wetterspitz' - ÖSC	0,4 m
'DGPV Telfer Weissen' - SMU	0,3 m

K2	
'DGPV Telfer Weissen' - SMU	0,2 m
'DGPV Telfer Weissen' - ÖSC	0,3 m
Zona di coronamento	0,2 m

K3	
'DGPV Wetterspitz' - SMU	0,2 m
'DGPV Wetterspitz' - ÖSC	0,4 m
'DGPV Telfer Weissen' - SMU	0,5 m

K4	
'DGPV Wetterspitz' - SMU	0,6 m
'DGPV Wetterspitz' - ÖSC	0,3 m
'DGPV Telfer Weissen' - SMU	0,2 m

Tab. 4: valori di spaziatura assegnati ai sistemi di discontinuità principali.

6.3 Domini geomeccanici

Dalla precedente analisi dei parametri strutturali e geomeccanici è stato possibile raggiungere il primo obiettivo del rilievo geomeccanico, cioè suddividere l'area di studio in domini geomeccanici omogenei. L'unica differenza rispetto all'iniziale suddivisione dell'area di studio in settori sta nell'accorpamento della *zona di coronamento* con quella di *scorrimento*, data l'impossibilità di analizzare quest'ultima. La loro unione ha generato il Dominio 3 (*Area del collasso*).

Dunque dai dati raccolti e dalla loro rielaborazione è possibile suddividere il versante nei seguenti cinque domini, come mostrato dalla relativa Mappa (Tavola 3):

1. Dominio 1: 'DGPV della Wetterspitz' - ÖSC
2. Dominio 2: 'DGPV della Wetterspitz' - SMU
3. Dominio 3: Area del collasso
4. Dominio 4: 'DGPV delle Telfer Weissen' - ÖSC
5. Dominio 5: 'DGPV delle Telfer Weissen' - SMU

L'elaborazione dettagliata dei dati delle stazioni geomeccaniche ha poi permesso di individuare sinteticamente per ogni dominio le caratteristiche delle discontinuità e dell'ammasso roccioso, necessarie per una futura modellazione numerica del versante. L'elenco completo di tutti i dati relativi alle stazioni geomeccaniche è contenuto in Appendice E.

6.3.1 Sistemi di discontinuità

In tabella 5 sono mostrate le principali caratteristiche dei diversi sistemi di discontinuità riconosciuti ed analizzati.

DOMINIO 1						
SISTEMA	Immersione (°)	Inclinazione (°)	Spaziatura (m)	JCS (MPa)	JRC (-)	ϕ_b (°)
K1	204	79	0,43	114	10-12	26÷29
K3	346	60	0,40	59	10-12	
K4	093	70	0,26	91	16-18	
S	340	20	0,12	64	4-6	

DOMINIO 2						
SISTEMA	Immersione (°)	Inclinazione (°)	Spaziatura (m)	JCS (MPa)	JRC (-)	ϕ_b (°)
K1	200	72	0,23	48	12-14	25÷30
K3	346	45	0,23	30	8-10	
K4	102	80	0,60	60	/	
S	001	27	0,11	29	/	

DOMINIO 3						
SISTEMA	Immersione (°)	Inclinazione (°)	Spaziatura (m)	JCS (MPa)	JRC (-)	ϕ_b (°)
K2	267	67	0,23	90	/	26÷29
S	024	17	0,09	94	/	

DOMINIO 4						
SISTEMA	Immersione (°)	Inclinazione (°)	Spaziatura (m)	JCS (MPa)	JRC (-)	ϕ_b (°)
K1	202	73	/	55	/	26÷29
K2	270	68	0,32	54	/	
K4	117	73	/	57	/	
S	113	19	0,08	15	/	

DOMINIO 5						
SISTEMA	Immersione (°)	Inclinazione (°)	Spaziatura (m)	JCS (MPa)	JRC (-)	ϕ_b (°)
K1	181	82	0,34	35	18-20	25÷30
K2	271	78	0,17	38	/	
K3	010	52	0,49	33	18-20	
K4	094	70	0,20	30	14-16	
S	004	19	0,10	22	/	

Tab. 5: parametri caratterizzanti le discontinuità dei cinque domini geomeccanici

Il valore dell'angolo di attrito di base è stato assegnato facendo uso della tabella proposta da Barton & Choubey (1977) e riportata in Appendice D, tramite la quale si può assegnare ad una determinata litologia il valore dell'angolo. A questo scopo si è ritenuto opportuno considerare l'area di studio composta litologicamente solo da paragneiss (ÖSC) e micascisti (SMU), essendo questi i litotipi nettamente predominanti.

Come in parte già osservato in precedenza, la tabella 5 mostra chiaramente che i sistemi di discontinuità principali non sono ugualmente presenti in tutti i domini geomeccanici. Fa eccezione il sistema S che, essendo legato alla foliazione metamorfica, è presente lungo tutto il versante con valori di spaziatura compresi tra 8 e 12 cm e valori di JCS medio-bassi.

Confrontando i domini 1 e 2 (*'DGPV della Wetterspitz'*) con i domini 4 e 5 (*'DGPV delle Telfer Weissen'*), è poi evidente un abbassamento generalizzato dei valori di JCS, indipendente sia dal sistema di discontinuità che dal complesso litologico.

I bassi valori del settore orientale (circa 30 MPa per l'SMU e 50 MPa per l'ÖSC) vengono interpretati come un generale peggioramento delle caratteristiche meccaniche dell'ammasso roccioso nei Domini 4 e 5 rispetto ai Domini 1 e 2, dovuto a processi di alterazione superficiale. La presenza di livelli mineralizzati a solfuri, testimoniata nel settore orientale da numerosi accessi a gallerie di coltivazione ora in disuso, può indurre la formazione di acque acide per dissoluzione dei solfuri stessi, le quali possono attaccare il substrato roccioso inducendo importanti processi di alterazione.

Quest'ultima ipotesi trova parzialmente riscontro nell'analisi geomeccanica della porzione di corpo di frana costituita da blocchi decametrici. Le due stazioni effettuate (GMRD12 e GMRD18) mostrano valori di JCS uguali e superiori (19÷76 MPa) rispetto ai micascisti e ai paragneiss del settore orientale del versante (vedi relativa tabella in Appendice E). Essendo questi blocchi in affioramento da minore tempo, si può ipotizzare che i bassi valori di resistenza delle unità che sono coinvolte nella *'DGPV delle Telfer Weissen'* siano dovuti essenzialmente ad alterazione superficiale molto spinta.

Determinati i parametri principali caratterizzanti le discontinuità dei cinque domini geomeccanici, si è applicato, ove possibile, il criterio di rottura di Barton & Choubey (1977), poiché questo criterio di rottura permette di ottenere i valori di resistenza al taglio delle discontinuità (Appendice D). Il rilievo geomeccanico di campagna ha mostrato che nell'area di studio il valore di rimbalzo del martello di Schmidt sulla parete del giunto alterata (r) e quello sulla parete del giunto (R) non alterato si equivalgono statisticamente. Di conseguenza il modello è stato applicato facendo uso direttamente dell'angolo di attrito di base (ϕ_b).

I risultati completi sono riportati in Appendice E. I risultati mostrano che il valore di resistenza al taglio del medesimo sistema di discontinuità aumenta passando dai Domini occidentali (Domini 1 e 2) ai Domini orientali (Domini 4 e 5), in virtù dell'aumento della rugosità dei giunti.

6.3.2 Ammasso roccioso equivalente

L'appendice E contiene i risultati ottenuti dall'applicazione alle stazioni geomeccaniche dei sistemi classificativi indicati all'inizio del capitolo.

Si nota che la maggior parte dei valori di SMR si colloca nell'intervallo 45÷72, corrispondente alle classi Mediocre e Buona. Fanno eccezione tre affioramenti rocciosi, classificati come scadenti. Si tratta di un affioramento di paragneiss, collocato in corrispondenza di una scarpata, e di due affioramenti di micascisti. Invece, il sistema Q colloca quasi tutti gli ammassi rocciosi analizzati nell'intervallo numerico 1÷9, corrispondente alle classi Scadente e Mediocre. La predominanza di classi basse in entrambe le classificazioni è dovuta sia alla natura scistosa delle rocce analizzate, che ne favorisce una forte fratturazione ed alterazione, sia alla posizione di alcuni affioramenti in corrispondenza di faglie (GMRD06) o di morfostrutture (GMRD14, GMRD20).

Per ricavare i parametri geomeccanici dell'ammasso roccioso sono stati presi in considerazione innanzitutto il sistema RMR ideato da Bieniawski ed il sistema Q ideato da Barton. In virtù del limitato numero di dati si è ritenuto opportuno

tralasciare le differenze litologiche dell'area di studio e analizzare solo i due complessi litologici, considerabili schematicamente come paragneiss e gneiss (ÖSC) e micascisti e quarziti (SMU).

L'analisi dei risultati ha subito evidenziato la necessità di scartare il sistema RMR, in quanto i valori di coesione calcolati, compresi tra 0,2 MPa e 0,4 MPa, indipendentemente dalla litologia considerata, risultano oggettivamente troppo bassi. Anche Bruschi (2004) ha evidenziato la scarsa attendibilità della relazione empirica fornita da Bieniawski per ottenere il valore di coesione dell'ammasso roccioso.

DOMINIO 1			
LITOLOGIA	ϕ (°)	c (MPa)	E_m (MPa)
Paragneiss e gneiss	40	6,0	16800

DOMINIO 2			
LITOLOGIA	ϕ (°)	c (MPa)	E_m (MPa)
Micascisti	37	2,9	11800
Quarziti	49	3,2	15400

DOMINIO 3			
LITOLOGIA	ϕ (°)	c (MPa)	E_m (MPa)
Paragneiss e gneiss	47	3,9	15300

DOMINIO 4			
LITOLOGIA	ϕ (°)	c (MPa)	E_m (MPa)
Paragneiss e gneiss	/	/	/

DOMINIO 5			
LITOLOGIA	ϕ (°)	c (MPa)	E_m (MPa)
Micascisti	39	2,7	12700

Tab. 6: parametri geomeccanici forniti dall'applicazione del sistema Q.

Invece i parametri ottenuti tramite l'applicazione del sistema Q (angolo d'attrito, coesione e modulo di deformazione; tabella 6) non mostrano alcun trend spaziale per quanto riguarda l'angolo d'attrito, i cui valori si collocano generalmente nell'intervallo $22^{\circ}\div 56^{\circ}$ indipendentemente dal settore del versante e dal complesso litologico. Invece, la coesione sembra dipendere abbastanza dalla litologia: i valori dei micascisti dell'SMU sono generalmente compresi nell'intervallo $0,5\div 4$ MPa, mentre i valori dei paragneiss dell'OSC rientrano nell'intervallo $4\div 10$ MPa.

La mancanza di stazioni geomeccaniche complete per il dominio 4 ha determinato l'impossibilità di applicarne il sistema Q e quindi di ottenerne i relativi parametri. Dato che i valori di angolo d'attrito mostrano una forte dispersione (oltre 25°), indipendentemente dal settore di versante e dal complesso litologico, anche i risultati ottenuti applicando il sistema Q non sono convincenti.

Quindi, data l'incertezza relativa ai parametri fisici ottenuti con i due sistemi classificativi sopradescritti ed in virtù della grande quantità di valori di GSI ottenuti durante il rilevamento geologico, si è deciso di ricorrere anche al criterio di rottura di Hoek & Brown per la caratterizzazione del versante in studio (Appendice D).

Esso è stato applicato avvalendosi del programma *Roclab 1.0*, fornito gratuitamente dalla Rockscience (www.rockscience.com).

Sono state indagate tutte le litologie che compongono l'OSC e l'SMU, ed i valori ottenuti sono presentati in tabella 7 (angolo d'attrito, coesione e modulo di deformazione). Data la forte somiglianza litologica e geomeccanica, sono state accorpate tra di loro tutte le unità micascistose e tutte le unità paragneissiche, rappresentando in maniera più schematica i due complessi litologici.

DOMINIO 1			
LITOLOGIA	ϕ (°)	c (MPa)	E_m (MPa)
Paragneiss	46	1,7	7400
Gneiss anfibolici	51	1,9	8900
Anfiboliti	51	1,8	7700

DOMINIO 2			
LITOLOGIA	ϕ (°)	c (MPa)	E_m (MPa)
Miscascisti	33	2,1	4500
Quarziti	47	4,5	15000

DOMINIO 3			
LITOLOGIA	ϕ (°)	c (MPa)	E_m (MPa)
Paragneiss	51	1,1	7400
Gneiss anfibolici	54	1,7	12600
Anfiboliti	51	1,8	7700

DOMINIO 4			
LITOLOGIA	ϕ (°)	c (MPa)	E_m (MPa)
Paragneiss	44	1,4	3400

DOMINIO 5			
LITOLOGIA	ϕ (°)	c (MPa)	E_m (MPa)
Miscascisti	31	1,7	3000
Quarziti	51	3,2	18200
Marmi	41	2,0	20300

Tab. 7: parametri geomeccanici forniti dall'applicazione del criterio di rottura di Hoek & Brown.

7. LE DGPV E LA ROCK AVALANCHE DELLA VAL RIDANNA

La fotointerpretazione ed i rilevamenti geologico e geomeccanico hanno evidenziato come il versante sinistro della Val Ridanna mostri un'evoluzione gravitativa differenziata molto spinta.

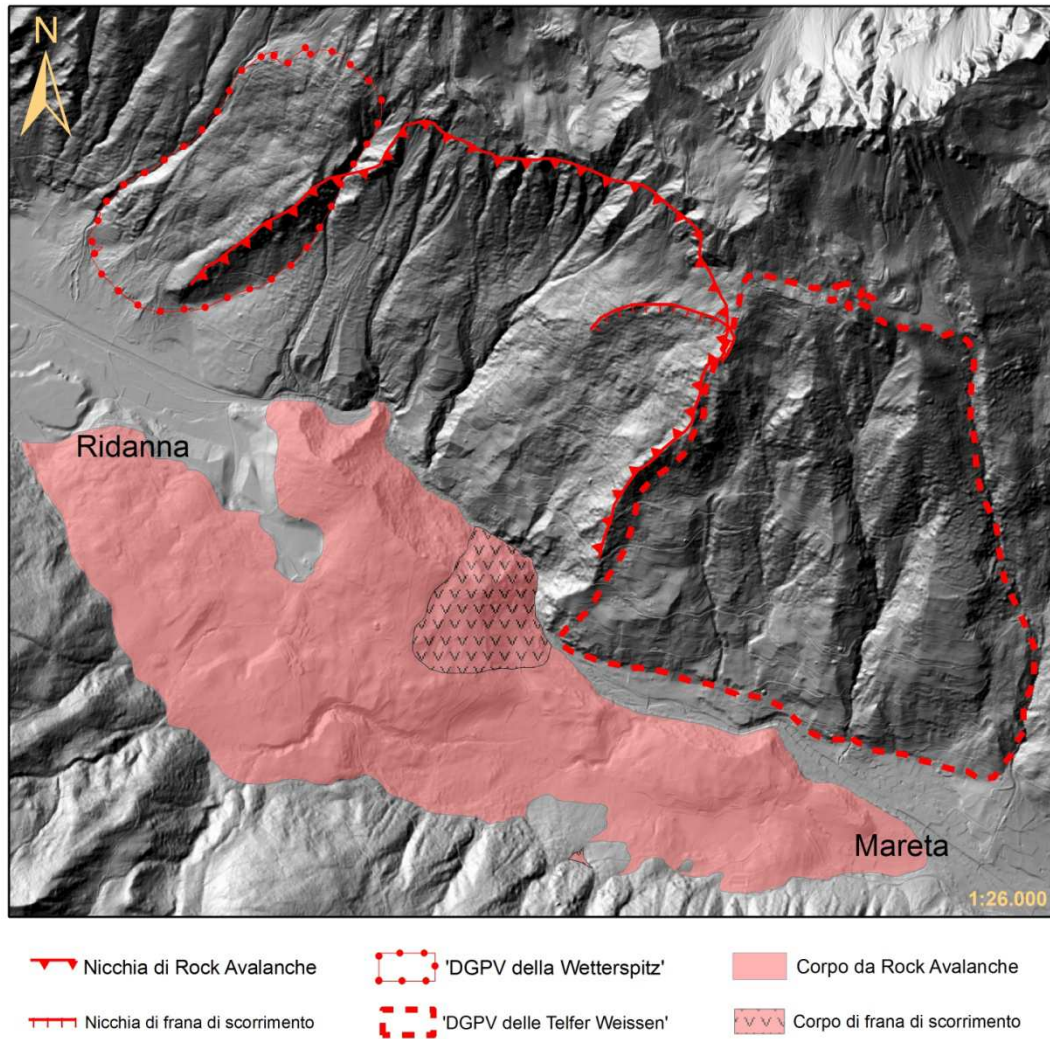


Fig. 35: DTM dell'area di studio, in cui viene evidenziata l'evoluzione gravitativa differenziata del versante sinistro della Val Ridanna.

Nella porzione centrale del versante, poco a sud delle località Alpe del Lago e Ridnauner Höhenweg, è ben riconoscibile la nicchia di una grossa *Rock Avalanche*, il cui deposito riempie il fondovalle (fig. 35). Invece, i settori situati

ad Ovest e ad Est della zona di svuotamento della frana sono interessati da due deformazioni gravitative profonde di versante. La prima DGPV riconosciuta interessa il settore occidentale del versante, tra le località Prischer Albl e Nestlegmahd. Si è scelto di chiamare tale deformazione ‘DGPV della Wetterspitz’ poiché collocata ai piedi della Cima del Tempo. La seconda, invece, insiste sul versante ai piedi delle Cime Bianche di Telves, tra il Rio dei Ronchi e la località Gassengaud. Di conseguenza, è stata nominata ‘DGPV delle Telfer Weissen’ (fig. 35).

7.1 Rock Avalanche della Val Ridanna

Il corpo di frana, ben riconoscibile nelle immagini derivate dal DTM-LiDAR, ha un volume stimato di 0,6 km³ e copre un’area di circa 2,4 km² compresa tra i paesi di Ridanna e Mareta (Ostermann et al., 2010).

L’analisi del corpo di frana ha messo in evidenza che la maggior parte presenta caratteristiche tipiche di una *Rock Avalanche*. Il deposito è costituito da un *diamicton* massivo a tessitura grano-sostenuta, con grani angolosi, appartenenti a tutte le classi granulometriche. I clasti rappresentano litologicamente entrambi i complessi, con una netta predominanza dei litotipi appartenenti all’SMU.

Ben riconoscibile lungo il versante sinistro la nicchia di distacco del fenomeno (fig. 35). Essa corre poco a sud della Ridnauner Höhenweg e determina l’evidente rottura di pendenza nel profilo topografico attuale (sezioni geologiche contenute nella Tavola 1). Conseguenza principale di tale fenomeno è stata l’ostruzione dell’intera valle e la creazione di un lago di sbarramento. Successivamente, dopo un lasso di tempo non ben definito, si ebbe la rottura della diga naturale ed il conseguente svuotamento del lago.

Tutto ciò è confermato dalla presenza di depositi di origine lacustre, che si estendono lungo l’intero fondovalle ad Ovest dell’abitato di Ridanna (sottoparagrafo 5.3.3). Proprio questi depositi sono stati datati da Ostermann et al. (2010). La datazione al radiocarbonio effettuata su livelli sabbiosi campionati circa a metà della successione lacustre fornisce un’età pari a 8865 ± 50 anni BP,

indicando quindi che l'evento franoso si colloca tra l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM) e la data ottenuta. Infatti, alla luce della ottima preservazione del corpo franoso e del mancato rinvenimento di depositi glaciali lungo il versante posto al di sotto della nicchia di distacco, la frana può essere considerata di età postglaciale.



Fig. 36: nicchia della Rock Avalanche della Val Ridanna, che funge da zona di origine di numerosi debris-flow.

La zona di coronamento della *Rock Avalanche* si trova poco sopra il contatto tettonico tra SMU e ÖSC, indicando così che il fenomeno franoso ha interessato maggiormente i litotipi dell'SMU (fig. 35 e 36). La zona di coronamento, inoltre, è attualmente caratterizzata da un'elevata pendenza e da fenomeni di ribaltamento e crollo attivi. Gli elevati volumi di detrito prodotti da tali fenomeni vengono frequentemente mobilizzati da debris-flow, innescati dalle importanti precipitazioni estive che interessano la valle (sottoparagrafo 5.3.2).

Il settore più orientale dell'area dell'accumulo della *Rock Avalanche*, a Nordovest dell'abitato di Mareta, mostra caratteristiche molto differenti (fig. 37). Qui

abbondano blocchi di dimensioni da metriche a decametriche, immersi in una matrice medio-grossolana. Anche qui i litotipi presenti sono riconducibili all'SMU. L'assenza di una frammentazione spinta in questo settore del corpo franoso porta all'ipotesi che esso non sia frutto di un unico evento, bensì di due eventi successivi caratterizzati da cinematismo e volume differenti. Quest'ultimo deposito è infatti interpretabile come il corpo di una frana di scivolamento, probabilmente di tipo roto-traslazionale.



Fig. 37: dettaglio del corpo di frana a Nordovest di Mareta lungo il corso del Rio Ridanna.

L'ipotesi sembra essere confermata dalla presenza di una nicchia più piccola indicante un fenomeno di svuotamento del versante analogo a quello di uno scivolamento (fig. 35). Anche l'analisi dei dati geomeccanici suggerisce la stessa interpretazione. Infatti, osservando lo stereogramma relativo alla stazione geomeccanica GMRD12, si nota che nel corpo di frana a grandi blocchi permangono i cinque sistemi di discontinuità caratterizzanti il versante sinistro della Val Ridanna nel Dominio 5, dove si colloca l'area sorgente della frana (fig. 38 e 39).

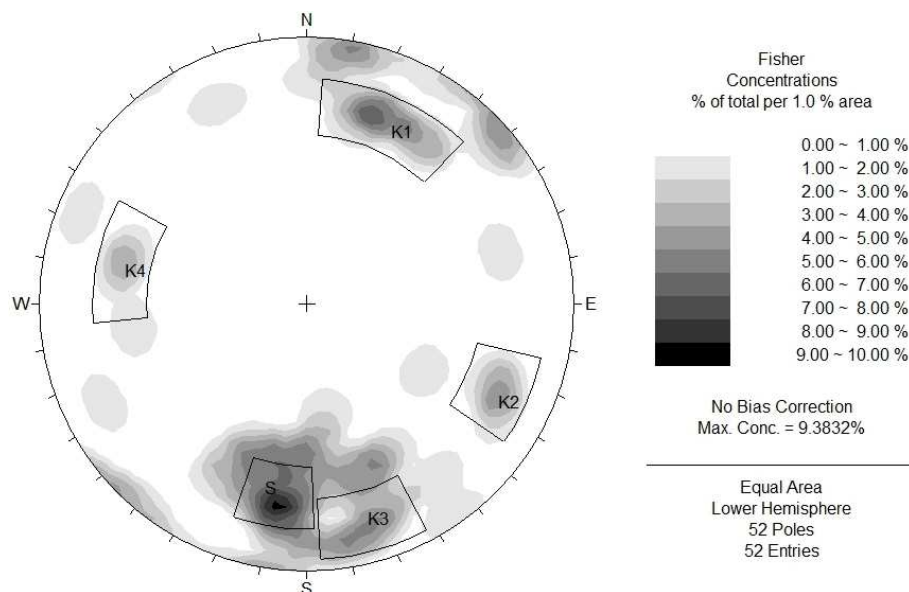


Fig. 38: stereogramma rappresentante le discontinuità misurate nella stazione geomeccanica GMRD12.

Sistemi di discontinuità	Immersione [°]	Inclinazione [°]
K1	198	63
K2	295	68
K3	345	75
K4	103	60
S	007	65

Tab. 8: giaciture dei sistemi di discontinuità riconosciuti nella stazione geomeccanica GMRD12.

Il confronto tra le tabelle 8 e 9 indica che le discontinuità mantengono sostanzialmente invariate le loro orientazioni ‘originali’, eccezion fatta per le seguenti differenze:

- i sistemi K2 e K4 appaiono entrambi leggermente ruotati (rispettivamente 295/68 e 103/60) rispetto all’orientazione che hanno lungo il versante (rispettivamente 275/72 e 093/65);
- il sistema K1 ha ridotto la sua inclinazione di circa 20° rispetto all’orientazione originale (182/82), mantenendo l’immersione verso Sud;

- i sistemi K3 ed S hanno aumentato sensibilmente le loro inclinazioni (rispettivamente 75° e 65°) rispetto alle loro giaciture lungo il versante, che sono rispettivamente 006/25 e 002/11. S conserva pressoché invariata la sua direzione di immersione, mentre l'immersione di K3 è cambiata di circa 20°.

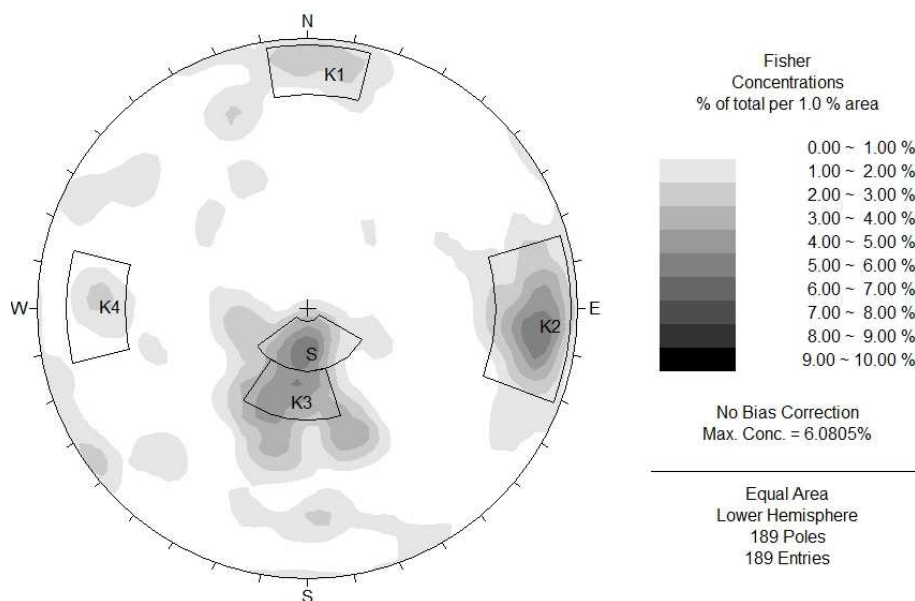


Fig. 39: stereogramma rappresentante le discontinuità misurate nel Dominio 5.

Sistemi di discontinuità	Immersione [°]	Inclinazione [°]
K1	182	82
K2	275	72
K3	006	25
K4	093	65
S	002	11

Tab. 9: giaciture dei sistemi di discontinuità riconosciuti nel Dominio 5.

7.2 'DGPV della Wetterspitz'

La 'DGPV della Wetterspitz' è localizzata nel settore occidentale dell'area di studio ed è stata individuata grazie alla fotointerpretazione e al rilevamento geologico e geomorfologico effettuato nel biennio 2010-2011 (fig. 35).

La morfometria di questa DGPV rientra nei canoni tipici delle deformazioni gravitative di versante (tab. 10; vedi capitolo 3).

MORFOMETRIA DELLA 'DGPV DELLA WETTERSPLITZ'	
Inclinazione media del versante	32° (63%)
Energia del versante	630 m
Azimut degli spostamenti	240°
Lunghezza massima dell'area	950 m
Larghezza massima dell'area	570 m
Estensione areale	0,54 km ²

Tab. 10: caratteristiche morfometriche della 'DGPV della Wetterspitz'.

In virtù della posizione della 'Linea di Monteneve', il fenomeno coinvolge maggiormente l'ÖSC rispetto all'SMU (fig. 40; Tavola 1).

Infatti, le morfostrutture individuate (per lo più scarpate) si distribuiscono in maniera uniforme all'interno dei paragneiss, mentre i micascisti non ne sono praticamente interessati (Tavola 1). Il rinvenimento di un elevato numero di scarpate e controscarpate e talvolta anche di superfici pulite all'interno delle morfostrutture porta ad ipotizzare che questa DGPV abbia un grado d'attività attuale molto elevato (fig. 41).

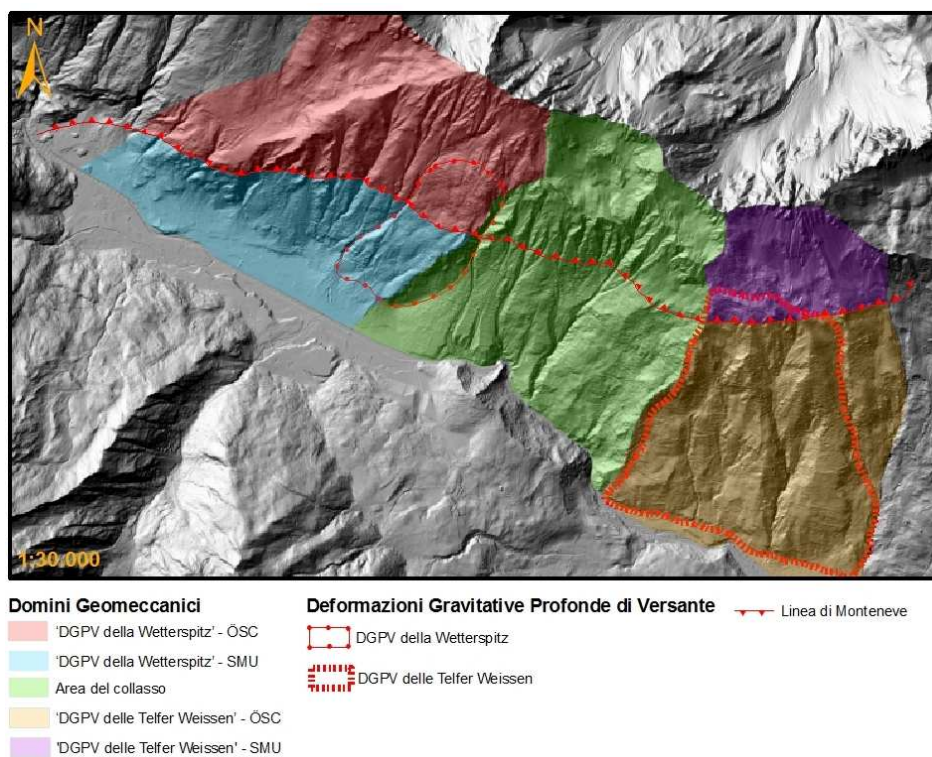


Fig. 40: confronto tra domini geomeccanici e aree in deformazione gravitativa.



Fig. 41: superfici pulite rinvenute in una scarpata lungo la Ridnauner Höhenweg.

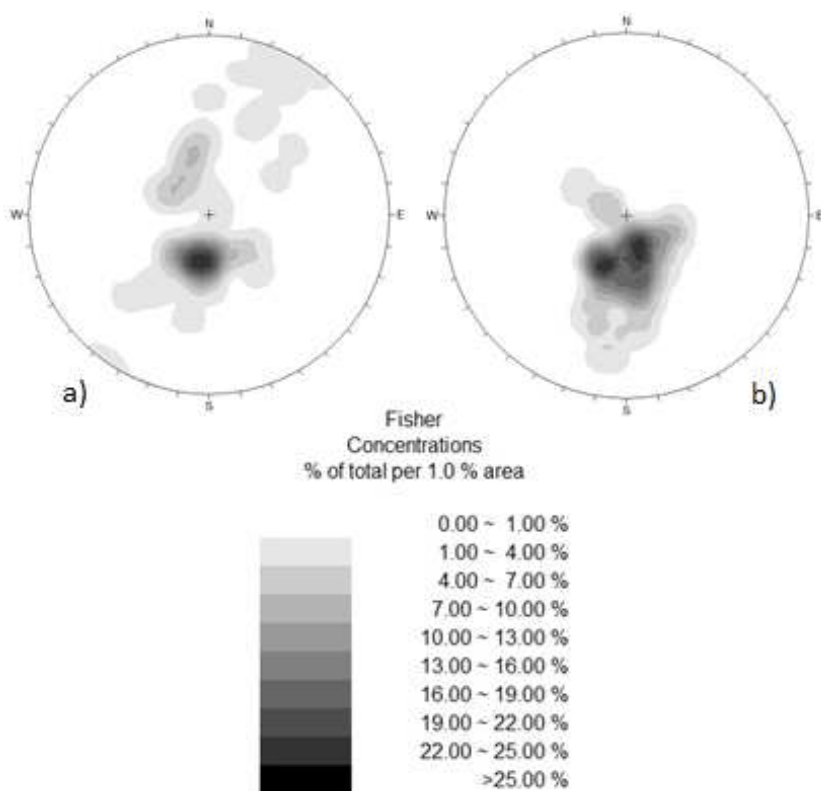
Dal punto di vista strutturale, in questo settore dell'area di studio l'ÖSC mostra la prevalenza di una foliazione regionale S2 immergente a Nord-Nordest con inclinazione compresa tra 10° e 40°, all'interno della quale sono però conservati relitti di una foliazione S1 piegata dall'evento deformativo che ha generato la foliazione S2. Tale foliazione relitta S1 presenta un inviluppo immergente a medio angolo verso Sud-Sudovest, mentre le zone di cerniera delle pieghe alla mesoscala immergono a medio-alto angolo anch'esse verso Sud-Sudovest (fig. 42 e 43). Al contrario, nell'SMU si rinviene unicamente una foliazione regionale immergente a basso angolo verso Nord (fig. 43).



Fig. 42: affioramento di paragneiss dell'ÖSC che mostra il piegamento della foliazione S1.

L'area in esame è poi interessata dai sistemi di faglie F1 ed F2, rispettivamente a direzione Nord-Sud e Nordest-Sudovest. Essi confinano lateralmente l'area in deformazione. Riconsiderando l'analisi dei sistemi di discontinuità già condotta nel sottoparagrafo 6.2.1, in questo settore, corrispondente ai Domini 1 e 2, non è presente apparentemente alcun sistema che si dimostri favorevole a fenomeno di instabilità del versante, eccetto il sistema S che, essendo strettamente connesso

con la scistosità, tende a seguire localmente l'involuppo della foliazione relitta S1 e quindi ad assumere talvolta un'orientazione a franapoggio meno inclinato rispetto all'inclinazione locale del versante (40°-45°). Questo costituisce quindi un fattore favorevole all'instabilità del versante, e nello specifico a processi di scivolamento. K1 segue la foliazione lungo le zone di cerniera delle pieghe e quindi, immergendo ad alto angolo verso Sud, funge anch'esso da svincolo per il processo di scivolamento. Invece, K4 garantisce assieme ai sistemi di faglie lo svincolo laterale per la deformazione, mentre K3 non ha alcun effetto favorevole.



*Fig. 43:
stereogrammi
delle foliazioni
misurate nella
'DGPV della
Wetterspitz'.*

*a) Foliazioni
dell'ÖSC*

*b) Foliazioni
dell'SMU*

L'analisi dei dati geomeccanici condotta nel capitolo precedente ha mostrato che questo settore del versante (Domini 1 e 2), in virtù dell'affioramento in maniera estesa delle rocce dell'ÖSC, presenta valori di JCS medio-alti (50÷100 MPa) ed elevati valori di angolo d'attrito dell'ammasso roccioso (46°-51°). Al contrario, la resistenza al taglio delle discontinuità è abbastanza bassa, a causa di bassi coefficienti di rugosità dei giunti (JRC).

Quindi l'assetto strutturale duttile gioca un ruolo importante nel favorire la deformazione gravitativa: la scistosità relitta S1 immergente a franapoggio con inclinazione inferiore a quello locale del versante (40°-45°), risulta essere favorevolmente orientata per la formazione di fenomeni di scivolamento lungo il versante. Invece, l'assetto strutturale fragile, definito dai due sistemi di faglie e dai sistemi di discontinuità, permette gli svincoli per la deformazione, sia lateralmente tramite F1 ed F2 che posteriormente attraverso K1.

Come sopra descritto, la deformazione interessa maggiormente le unità dell'ÖSC rispetto a quelle dell'SMU. Le prime, poiché presentano rigidità maggiori rispetto alle seconde (tabelle 5 e 7), permettono lo sviluppo delle morfostrutture individuate (scarpate e trincee). Al contrario, si ritiene che i micascisti rispondano prevalentemente in maniera plastica al carico indotto dalla deformazione dei paragneiss.

7.3 'DGPV delle Telfer Weissen'

La 'DGPV delle Telfer Weissen' è localizzata nel settore orientale dell'area di studio ed è stata individuata grazie alla fotointerpretazione e al rilevamento geologico e geomorfologico effettuato nel biennio 2010-2011 (fig. 35).

La morfometria di questo fenomeno rispecchia i caratteri distintivi delle deformazioni gravitative di versante (tab. 11; capitolo 3).

MORFOMETRIA DELLA 'DGPV DELLE TELFER WEISSEN'	
Inclinazione media del versante	30° (58%)
Energia del versante	1050 m
Azimut degli spostamenti	240°
Lunghezza massima dell'area	1830 m
Larghezza massima dell'area	1278÷1650 m
Estensione areale	2,4÷3,0 km ²

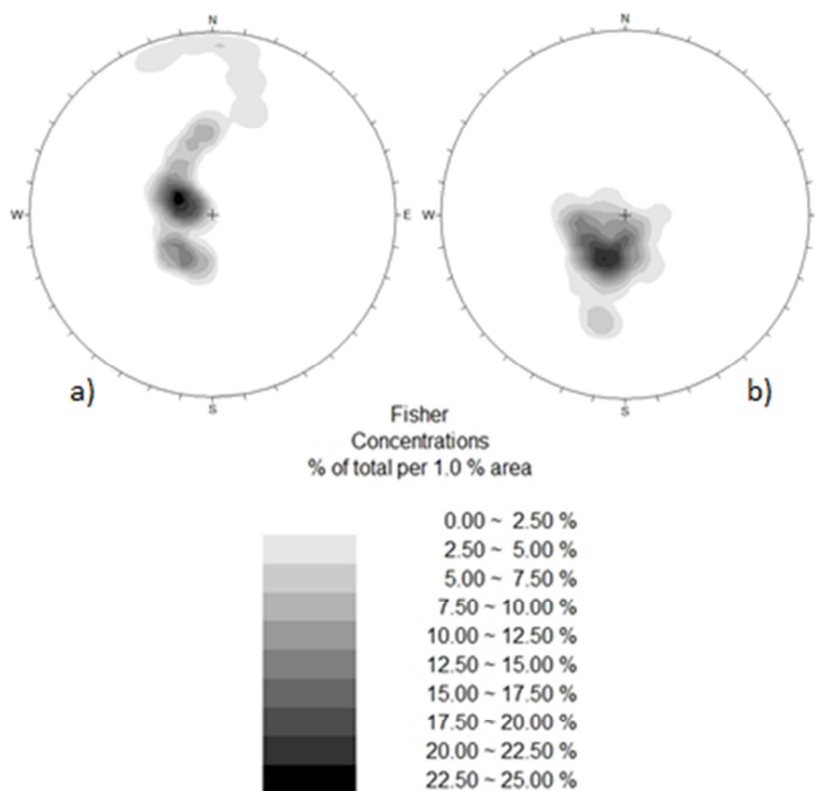
Tab. 11: caratteristiche morfometriche della 'DGPV delle Telfer Weissen'.

Dal punto di vista geologico, la deformazione interessa quasi esclusivamente le rocce dell'SMU, e solo in misura molto limitata gli affioramenti dell'ÖSC, i quali sono collocati nella zona di coronamento. Infatti, come mostrato in figura 39 e nella Tavola 1, in questa zona del versante il contatto tettonico si trova ad una quota molto più elevata rispetto alla 'DGPV della Wetterspitz'.

L'energia del rilievo è notevole (più di 1000 m) e l'area coinvolta nel fenomeno è decisamente più estesa rispetto alla 'DGPV della Wetterspitz' (dell'ordine almeno di alcuni km²). Rispetto a quest'ultima, le morfostrutture riconosciute sono inferiori in numero ed estensione e localizzate nella parte superiore del versante (geologicamente al di sopra del contatto tettonico). Questo aspetto, unito ai dati interferometrici (paragrafo 5.4), porta ad ipotizzare che la 'DGPV delle Telfer Weissen' abbia un grado d'attività decisamente inferiore rispetto all'altra.

L'assetto strutturale duttile mostra che anche qui l'ÖSC è caratterizzato prevalentemente da una foliazione S2 immergente a Nord-Nordest con inclinazione compresa tra 10° e 40°, all'interno della quale sono riconoscibili i relitti di una foliazione S1 piegata dall'evento deformativo che ha generato la foliazione S2. Invece, l'SMU mostra la presenza unicamente della foliazione regionale orientata a reggipoggio (010/20) (Fig. 44).

Tuttavia, a differenza dell'altra deformazione gravitativa, nella 'DGPV delle Telfer Weissen' la foliazione relitta dell'ÖSC è decisamente meno pervasiva e localizzata solo nella porzione sommitale del versante. Questo, unito al comportamento più rigido dei paragneiss rispetto ai micascisti (tabella 5 e 7), favorisce la formazione delle morfostrutture unicamente nella zona di coronamento di questa DGPV.



*Fig. 44:
stereogrammi
delle foliazioni
misurate nella
'DGPV delle
Telfer Weissen'*

*a) Foliazioni
dell'ÖSC*

*b) Foliazioni
dell'SMU*

Anche nel settore orientale del versante i principali sistemi di faglie individuati sono F1 e F2, i quali però non confinano in maniera chiara la deformazione gravitativa. Riprendendo l'analisi dei sistemi di discontinuità già condotta nel sottoparagrafo 6.2.1 si nota che in questo settore, corrispondente ai Domini 4 e 5, non è presente alcun sistema che si dimostri favorevole alla deformazione del versante. Infatti all'interno dell'SMU non sono presenti le pieghe individuate nell'OSC, quindi il sistema S è orientato a reggipoggio con inclinazione a basso angolo (000/12). Il sistema K1 invece è orientato a franapoggio, ma ad alto angolo (182/80), non permettendo così la deformazione. Anche K2, K3 e K4, date le loro giaciture, si dimostrano non favorevoli alla deformazione.

Da quanto detto scaturisce che né l'assetto strutturale duttile né quello fragile svolgono un ruolo predisponente nella formazione della deformazione riconosciuta, ad eccezione della sua zona di coronamento. La presenza dei sistemi di faglie F1 ed F2, unita ai sistemi di discontinuità K1, K2 e K4 ed alla morfologia

locale del versante, favorisce unicamente gli svincoli laterali della DGPV ma non ne favoriscono il movimento.

L'analisi geomeccanica descritta nel capitolo precedente ha messo in luce che, essendo la DGPV quasi esclusivamente sviluppata sulle rocce dell'SMU, sia i valori di JCS (10÷40 MPa) sia i valori di angolo d'attrito dell'ammasso roccioso (31°-33°) sono relativamente bassi. Invece, le resistenze al taglio delle discontinuità sono elevate, in virtù della notevole rugosità dei giunti (JRC).

Poiché si ipotizza che la deformazione insista per lo più sull'SMU, tali unità micascistose accumulano plasticamente la deformazione, come dimostrato dalla morfologia convessa del versante tra le quote 1.600 m e 1.900 m (sezione C-C' della Tavola 1), indice di un rigonfiamento dello stesso.

Dato che l'assetto geologico caratterizzante questo settore di versante si considera essere pressoché uguale a quello che definisce l'area interessata dalla *Rock Avalanche*, si ritiene che la 'DGPV delle Telfer Weissen' rappresenti la condizione in cui si trovava il settore centrale dell'area di studio prima del collasso. In aggiunta la deformazione gravitativa di questo settore è interpretabile come la fase incipiente del processo evolutivo che ha portato alla *Rock Avalanche* della Val Ridanna.

8. CONCLUSIONI

La Val Ridanna, localizzata ad Ovest dell'abitato di Vipiteno nel settore settentrionale dell'Alto Adige-Südtirol (Italia), si colloca geologicamente all'interno delle unità cristalline della Falda Austroalpina dell'orogeno alpino. Il versante sinistro della valle mostra evidenze di un'evoluzione gravitativa quaternaria di tipo differenziale: la parte centrale della valle è interessata da un collasso gravitativo già avvenuto, che presenta le caratteristiche tipiche di una *Rock Avalanche*; ad Ovest ed ad Est rispetto alla *Rock Avalanche* lungo il versante, si sono riconosciute due deformazioni gravitative profonde di versante (definite 'DGPV della Wetterspitz' e 'DGPV delle Telfer Weissen' rispettivamente) tutt'ora attive.

Geologicamente, il versante si imposta sui paragneiss del Complesso dell'Ötztal-Stubai e sui micascisti dell'Unità di Monteneve. I due complessi sono separati da un contatto tettonico di tipo duttile-fragile immergente a basso angolo verso Nord-NordOvest definito "Linea di Monteneve". Pur non direttamente visibile in affioramento, la presenza di tale contatto è documentata da livelli ultracataclastici ad immersione concorde a quella del contatto stesso. L'analisi geologica ha messo in evidenza che le unità di questi complessi litologici hanno subito una storia deformativa complessa, testimoniata dalla presenza nel Complesso dell'Ötztal-Stubai di due foliazioni differenti riconoscibili alla mesoscala (S1 media: 200/50; S2: 025/20). La sottostante Unità di Monteneve mostra invece unicamente la presenza della foliazione regionale Nord-Nordovest immergente.

L'analisi geomeccanica ha permesso di raccogliere una quantità di dati sufficiente a caratterizzare in maniera adeguata sia i sistemi di discontinuità che gli ammassi rocciosi. Comunque il risultato principale è la suddivisione dell'area di studio in cinque domini, definiti nel seguente modo: 'DGPV della Wetterspitz' - ÖSC, 'DGPV della Wetterspitz' - SMU, Area del collasso, 'DGPV delle Telfer Weissen' - ÖSC e 'DGPV delle Telfer Weissen' - SMU. Il terzo dominio deriva dall'accorpamento delle zone di coronamento e di scorrimento della *Rock*

Avalanche a causa della difficoltà di analizzare in maniera sufficientemente dettagliata questi due settori.

Le osservazioni geologiche e geomorfologiche e i dati geomeccanici hanno messo in evidenza la possibilità di un controllo strutturale e litologico sull'evoluzione differenziale del versante. La direzione del contatto tettonico non parallela al versante implica un abbassamento della sua quota da Est ad Ovest (Tavola 1). Tale abbassamento fa sì che i due complessi vengano interessati dalle deformazioni gravitative secondo proporzioni differenti.

Le deformazioni gravitative riconosciute nella valle vengono qui interpretate come stadi evolutivi differenti relativi allo stesso tipo di fenomeno.

Nella 'DGPV delle Telfer Weissen' la deformazione gravitativa interessa in maniera evidente solamente l'ÖSC, mentre viene accumulata in modo plastico nell'SMU. Ciò è suggerito dalla forma convessa del versante tra le quote 1.600 m e 1.900 m, indicando così un progressivo rigonfiamento dello stesso.

La 'DGPV della Wetterspitz' rappresenta uno stato evolutivo più avanzato, con una deformazione fragile che coinvolge anche l'SMU, come testimoniato dalle scarpate presenti in esso. L'ultimo stadio evolutivo è rappresentato dalla *Rock Avalanche* individuata nel fondovalle.

Dato che le due DGPV sembrano trovarsi in una condizione deformativa di *creep* secondario (*creep* stazionario), non è al momento possibile indicare in che punto della curva tempo-deformazione esse si collocano. Questo comporta un'indeterminatezza relativa alla tempistica della probabile evoluzione parossistica delle DGPV.

Una risposta in questa direzione potrà arrivare tramite l'utilizzo di modelli numerici (bi- e tridimensionali). Essi infatti, a partire dal modello geologico tecnico di buon dettaglio ottenuto con questa tesi di laurea e da necessarie prove di laboratorio, potranno in futuro fare chiarezza sulla cinematica e dinamica evolutiva delle DGPV riconosciute. Inoltre uno studio accurato del corpo di frana, magari con l'ausilio di indagini geofisiche e sondaggi geognostici, permetterebbe di comprendere meglio i meccanismi di scorrimento della *Rock Avalanche* e le modalità di deposizione dopo il collasso.

9. BIBLIOGRAFIA

- AGLIARDI, F., CROSTA, G. & ZANCHI, A. (2001) *Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics*. Engineering Geology, 59, 83-102.
- AGNESI, V., MACALUSO, T., MONTELEONE, S. & PIPITONE, G. (1978) *Espansioni laterali (Lateral Spreads) nella Sicilia occidentale*. Geologia Applicata e Idrogeologia, 13, 319-326.
- AI NAN-SHAN & SCHEIDEGGER, A.E. (1970) *On connection between the neotectonic stress field and catastrophic landslides*. In: Proceedings of the 27th International Geological Congress, Moscow, Volume 6, 180-189.
- ANBALAGAN, R., SHARMA, S & RAGHUVANASHI, T.K. (1992) *Rock mass stability evaluation using modified SMR approach*. In: Proceedings of the 6th National Symposium on Rock Mechanics, Bangalore, 1, 258-268.
- ANDREATTA, C. (1952) *Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe*. Neues Jahrbuch für Mineralogie Mh. Stuttgart, 1, 13-28.
- ANDREATTA, C. (1954) *La val di Pejo e la catena Vioz-Cevedale, studio geotettonico di una parte del massiccio dell'Ortles*. Acta Geologica Alpina, 5, 4-337.
- BARTON, N. (2002) *Some new Q-value correlations to assist in site characterisation and tunnel design*. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 39, 185-216.
- BARTON, N. & CHOUBEY, V. (1977) *The shear strength of rock joints in theory and practice*. Rock Mechanics and Rock Engineering, 10 (1-2), 1-54.
- BARTON, N., LIEN, R. & LUNDE, J. (1974) *Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support*. Rock Mechanics and Rock Engineering, 6 (4), 189-236.
- BARTON, N., LOSET, F., LIEN, R. & LUNDE J. (1980) *Application of the Q-system in design decisions*. In Subsurface Space, (ed. M.Bergman) 2, 553-561. New York: Pergamon Press.
- BAUMAN, M. (1967) *Geologisch Untersuchungen am Ostende des Schneeberger Zuges zwischen Sterzing und Schneeberg-Passeiertal (Südtirol)*. Auszug aus der Dissertation an der Fakultät für Allgemeine Wissenschaften der Technischen Hochschule, München, 23 pp.
- BECK, A.C. (1968) *Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment*. New Zealand Journal of Geology Geophysics, 11 (1), 191-199.

- BIENIAWSKI, Z.T. (1976) *Rock mass classification in rock engineering*. In: Proceedings of the Symposium on Exploration for Rock Engineering, Johannesburg, A. A. Balkema Publication, Volume 1, 97-106.
- BIENIAWSKI, Z.T. (1989) *Engineering Rock Mass Classifications*. John Wiley & Sons.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1973) *Metamorphic evolution of the Austroalpine rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). Radiometric and geo-petrologic data*. Memorie della Società Geologica Italiana, 12, 549-571.
- BOVIS, M.J. (1982) *Uphill facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia*. Geological Society of America Bulletin, 93, 804-812.
- BRUSCHI, A. (2004) *Meccanica delle rocce nella pratica geologica ed ingegneristica*. Dario Flaccovio Editore.
- CARRARO, F., DRAMIS, F. & PIERUCCINI, U. (1979) *Large-scale landslides connected with neotectonic activity in the alpine and appennine ranges*. In: Proceedings of the XV meeting "Geomorphological Survey and Mapping", Modena.
- CHIGIRA, M. (1985) *Minor structures formed by gravitational mass rock creep*. In: Proceedings of the 4th International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, 419-428.
- CONTI, P. (1995) *La Falda dell'Ortles: struttura interna e suo ruolo nell'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Prov. Sondrio, Bolzano e Cantone dei Grigioni)*. Ph.D. Thesis, Universität Basel, Basel, Schweiz.
- CROSTA, G.B. & AGLIARDI, F. (2003) *Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements*. Canadian Geotechnical Journal, 40, 176-191.
- DAL PIAZ, GB. (1933) *Sui rapporti geologici che intercedono fra la serie delle Cime Bianche di Telves e il Complesso del Tribulaun nella regione del Brennero*. Atti dell'Accademia Scientifica Veneto-Trentino-Istria, 24, 9-20.
- DAL PIAZ, GB. (1934) *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Memorie dell'Istituto di Geologia Università di Padova, 10, 245 pp.
- DAL PIAZ, GB. (1936) *La struttura delle Austroalpi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles*. Nuovo schema

tettonico delle Austridi delle Venezia Tridentina e del Tirolo orientale. Atti della Reale Accademia delle Scienze di Torino, 71, 1-29.

DAL PIAZ, GB. (1937a) *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austroalpino delle Alpi orientali*. Rendiconti dell'Accademia Nazionale dei Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., 25, 392-398.

DAL PIAZ, GB. (1937b) *Relazione sulla tettonica delle Austridi della Venezia Tridentina. Osservazioni di J. Cadisch, H.P. Cornelius. A. Streckeisen*. Studi Trentini di Scienze Naturali, 18/3, 235-262, Trento.

DAL PIAZ, G.V. & MARTIN, S. (1980) *I porfiroidi della Valle dei Forni, Falda dell'Ortles, Austroalpino Superiore*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, 3, 17-20.

DAMIAN, J. (1894) *Einzelne, wenig gewürdigte Hochgebirgsseen und erloschene Seebecken am Sterzing*. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, Wien.

DEERE, D.U. (1963) *Technical description of rock cores for engineering purposes*. Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Volume 1, No. 1, 16-22.

DEGANUTTI, A.M. (2008) *The hypermobility of Rock Avalanches*. Ph.D. Thesis, Università di Padova, Padova, Italia, 106 pp.

DIBONA, R., SPIESS, R. & PERUZZO, L. (2003) *Desumere la storia di esumazione di una crosta profonda: vincoli provenienti dal quarzo analizzato con la tecnica EBSD*. 4° FIST Geoitalia 2003, Abstracts.

DIETRICH, H. (1983) *Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol)*. Mineralogy and Petrology, 31 (3-4), 235-257.

DIKAU, R., BRUNDSSEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.L. (1996) *Landslide recognition: identification, movement and courses*. Rapporto alla Commissione Europea per i Programmi Ambientali, Contratto n. EV5V-CT94-0454, John Wiley & Sons.

DRAMIS, F. (1984) *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde di versante*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 103, 681-687.

DRAMIS, F. & SORRISO-VALVO, M. (1994) *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Engineering Geology, 38, 231-243.

EISBACHER, G.H. & CLAGUE, J.J. (1985) *Destructive mass movements in high mountains*. Geological Survey of Canada, Paper 84-16, Ottawa.

- ENGELEN, G.B. (1963) *Gravity tectonics in the North-Western Dolomites (North Italy)*. *Geologica Ultraiectina*, 13, 1-92.
- EVANS, S.G., HUNGR, O. & ENEGREN, E.G. (1994) *The Avalanche Lake rock avalanche, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada: description, dating and dynamics*. *Canadian Geotechnical Journal*, 31 (5), 749-768.
- FORCELLA, F. & OROMBELLI, G. (1984) *Holocene slope deformation in Valfurva, Central Alps, Italy*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 7, 41-48.
- FRANK, W, HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & THÖNI, M. (1987) *The Austroalpine unit west of the Höhe Tauern: The Ötztal-Stubai complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution*. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (ed.) *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke Wien, Vienna, 179-225.
- FRIZ, C. & GATTO, G.O. (1981) *La situazione geostrutturale della conca di S. Martino di Monteneve (Alto Adige)*. *Memorie dell'Istituto di Mineralogia Università di Padova*, 34, 301-312.
- FRIZ, C. & ZANETTIN-LORENZONI, E. (1969) *La zona del Monte Nevoso ed i suoi rapporti con il Complesso roccioso delle Breonie e del Cristallino Antico Merano-Mules tra la Val Giovo e la Val di Fleres (Alto Adige)*. *Studi Trentini di Scienze Naturali*, 46, 301-354.
- FRIZZO, P. (1976) *La serie metallifera delle Breonie affiorante nelle valli Ridanna e Fleres, in Alto Adige – Mineralizzazioni a Pb e Zn “primarie” e loro mobilizzazione nei marmi del Complesso di Monteneve a sud delle Cime Bianche di Telves*. *Studi Trentini di Scienze Naturali*, 53, 75-106, Trento.
- FRIZZO, P. (2002) *Carta geomineraria del distretto metallifero di S. Martino di Monteneve - Fleres, scala 1:25.000*. Disegno G. Mezzacasa Padova, Grafica V. Mair.
- FRIZZO, P. & CORNALE, P. (1981) *Geologia e metallogenesi nell'area di San Martino di Monteneve/Schneeberg - Val Lazzago (Alto Adige)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 100, 467-487.
- FRIZZO, P., MILLS, J. & VISONÀ, D. (1982) *Ore petrology and metamorphic history of Zn-Pb ores, Monteneve, Tyrol, N. Italy*. *Mineralium Deposita*, 17, 333-347.
- FROITZHEIM, N. & EBERLI, G.P. (1990) *Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland*. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 1297-1308.

- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996) *Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland)*. GSA Bull., 108-9, 1120-1133.
- FÜGENSCHUH, B., MANCKTELOW, N.S. & SEWARD D. (2000) *Cretaceous to Neogene cooling and exhumation history of the Ötztal-Stubai basement complex, eastern Alps: a structural and fission track study*. Tectonics, 19 (5), 905-918.
- GENEVOIS, R. & PERSTININZI, A. (1979) *Time-dependent behaviour of granitic rocks related to their alteration grade*. In: Proceedings of the 4th International Congress on Rock Mechanics, Montreux, 153-159.
- GENEVOIS, R. & TECCA, P.R. (1984) *Alcune considerazioni sulle "deformazioni gravitative profonde" in argille sovraconsolidate*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 103, 717-729.
- GOGUEL, J. (1978) *Scale-dependent rockslide mechanisms, with emphasis on the role of pore fluid vaporisation*. In: VOIGHT, B. (ed) Rockslides and Avalanches - Natural Phenomena: Developments in Geotechnical Engineering, Volume 14, Elsevier, Amsterdam.
- GREGNANIN, A. (1980) *Metamorphism and magmatism in the western italian Tyrol*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia. 36, 49-64.
- GREGNANIN, A., BARGOSSO, G.M., BOVE, G., CUCATO, M., MORELLI, C., MORETTI, A., POLI, S., ZANCHETTA, S. & ZANCHI, A. (2011) *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 013 Merano*. APAT - Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E.M. (1969) *Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammitiche: evoluzione degli scisti austridici affioranti fra le valli Passiria e Senales*. Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali, 18, 1-56.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E.M. (1972) *Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austri dici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige)*. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia Università di Padova, 28, 1-55.
- HAMMER, W. (1906) *Geologische Beschreibung der Laasergruppe*. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 55, 1-26, Wien 1905.
- HAMMER, W. (1908a) *Geologische spezialkarte, Blatt Bormio und Passo Tonale und Erläuterungen*. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien.

- HAMMER, W. (1908b) *Die Ortlergruppe und der Ciavallatschkamm*. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 58, 79-196.
- HAMMER, W. (1912) *Erläuterungen sur geologischen Spezialkarte des Österr. - Ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75.000*. Blatt Glurns und Ortler.
- HAMMER, W. (1938) *Bemerkungen zu Staubs R. 'Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler'*. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 227-237, Wien 1938.
- HEIM, A. (1932) *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz und Wasmuth, Zürich, 218 p.
- HEWITT, K. (1988) *Catastrophic landslide deposits in the Karakoram Himalaya*. Science, 242, 64-67.
- HEWITT, K. (1995) *Quaternary moraines vs catastrophic Rock Avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan*. Quaternary Research, 51, 220-237.
- HOEK, E. (2007) *Practical Rock Engineering*. www.rocsience.com.
- HOEK, E. & BRAY J.W. (1981) *Rock slope engineering*. 3rd edn. London: Instn Min. Metall.
- HOEK, E. & BROWN E.T. (1980) *Empirical strength criterion for rock masses*. Journal of the Geotechnical Engineering Division, 106 (9), 1013-1035.
- HOEK, E., CARRANZA-TORRES, C. & CORKUM, B. (2002) *Hoek-Brown failure criterion - 2002 edition*. In: Proceedings of the 5th North American Rock Mechanics Symposium, Toronto, Volume 1, 267-273.
- HOINKES, G., FRANK, W., MAURACHER, J., PESCHEL, R., PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R. (1987) *Petrography of the Schneeberg Complex*. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (ed.) Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke Wien, Vienna, 190-199.
- HOINKES, G., KOSTNER, A. & THÖNI, M. (1991) *Petrologic constraints for Eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement*. Mineralogy and Petrology, 43, 237-254.
- HOINKES, G. & THÖNI, M. (1993) *Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units*. In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (ed.) Pre Mesozoic Geology in the Alps. Springer Verlag, Berlin, 485-494.
- HOINKES, G., THÖNI, M., LICHEM, L. & BERNHARD, F. (1997) *Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and*

metamorphic evolution of the western Austroalpine Ötztal basement (Kaunertal, Tirol). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 77, 299-314.

HOLZMANN, H. (2005) “ogibrunnin, eingigisst, zuagilahnt”: *Katastrophen und Unglücke in Ridnaun*. In: FELIZETTI SORG, B., SORG, A., MAURMAIR, M., WIESER, S., HOLZMANN, P., FELIZETTI, P., HOLZMANN, H., RAINER, A., VOLGGER, A., SCHÖLZHORN, H., PARIGGER, M., FRICK S. & KUENZER, O. *Geschichtswerkstatt Ridnaun, Ridnauner Hefte 1*.

HUTCHINSON, J.N. (1988) *General Report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. In: *Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne, A.A. Balkema, 1, 3-35.*

ISRM (1978a) *Suggested methods for determining hardness and abrasiveness of rocks*. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Geomechanics Abstracts, 15, 89-97.*

ISRM (1978b) *Suggested methods for quantitative description of discontinuities in rock masses*. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 15, 319-368.*

JAHN, A. (1964) *Slope morphological feature resulting from gravitation*. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl., 5, 59-72.*

JUSTIN-VISENTIN, E. & ZANETTIN, B. (1973) *On the age of the white mica porphyroblasts in the Schneeberg Schists*. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 39, 341-342.*

KIEFFER, S.B. (1998) *Rock slumping: a compound failure mode of jointed hard rock slopes*. Ph.D. Thesis, University of Berkeley, California.

KLEBELSBERG, R. v. (1920) *Geologisches aus der Umgebung Merans*. Festsztg. Deutscher und Österreichischer Alpenverein, 6, Wien.

KLEBELSBERG, R. v. (1953) *Südtiroler geomorphologische Studien. Das obere Eisacktal*. Verlag des Amtes für Landeskunde - Remagen, Tiroler Graphik, Innsbruck, Gr.-8°, 112 pp.

KLIX, V. (1974) *Lagerungsverband und Tektonische Prägung der Blei-Zinkerzlagerstätte Schneeberg/Monteneve in Südtirol/Alto Adige (N-Italien)*. In *Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Freien Universität Berlin, pp.165.*

- KOJAN, E. & HUTCHINSON, J.N. (1978) *Mayunmarca rockslide and debris flow*. In: VOIGHT, B. (ed.) *Rockslides and Avalanches - Natural Phenomena*. Development in Geotechnical Engineering, 14, 25-35.
- KONZETT, J. & HOINKES, G. (1996) *Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy*. Journal of Metamorphic Geology, 14 (1), 85-101.
- KROIS, P., STINGL, V. & PURTSCHELLER, P. (1990) *Metamorphosed weathering horizon from the Ötztal-Stubai crystalline complex (Eastern Alps, Austria)*. Geology, 18, 1095-1098.
- LILLESAND, T., KIEFER, R. & CHIPMAN, J. (2004) *Remote sensing and image interpretation*. 5th edition, John Wiley & Sons, New York.
- LORENZONI, S. & ZANETTIN-LORENZONI, E. (1966a) *Gli gneiss sillimanitici nella formazione scistoso-cristallina della zona Scena-Rio Masul-Picco di Ivigna (Alto Adige)*. Memorie dell'Accademia Patavina SS. LL. AA., 78, 1-34.
- LORENZONI, S. & ZANETTIN-LORENZONI, E. (1966b) *La formazione dei paragneiss pieghettati e la formazione dei paragneiss con intercalazioni sillimanitiche nella zona Merano-Velloi-Vernurio (Alto Adige)*. Memorie dell'Accademia Patavina SS.LL.AA., 78, 501-529.
- MADSEN, S.N. & ZEBKER, H.N. (1998) *Imaging radar interferometry*. In: HENDERSON, F.M. & LEWIS, A.J. (ed.) *Principles and applications of imaging radar*. 3rd edition, John Wiley & Sons, New York.
- MAHR, T. (1977) *Deep-reaching gravitational deformations of high mountain slopes*. IAEG Bulletin, 19, 121-127.
- MARINOS, P. & HOEK, E. (2000) *GSI: a geologically friendly tool for rock mass strength estimation*. In: Proceedings of the GeoEng 2000 Conference, Melbourne.
- MASSIRONI, M., BISTACCHI, A., DAL PIAZ, G.V., MONOPOLI, B. & SCHIAVO, A. (2003) *Structural control on mass-movement evolution: a case study from the Vizze Valley, Italian Eastern Alps*. Eclogae Geologicae Helvetiae, 96, 85-98.
- MASSIRONI, M., GENEVOIS, R., FLORIS, M. & STEFANI, M. (2010) *Influence of the antiformal setting on the kinematics of a large mass movement: the Passo Vallaccia, eastern Italian Alps*. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 70, 497-506.

- MAURACHER, J. (1981) *Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneebergzuges (Ötztaler Alpen)*. Mitteilungen der Gesellschaft der Geologischen-Bergbaustud., 27, 244-245.
- MENCL, V. (1968) *Plastizitätslehre und das wirkliche Verhalten von Gebirgsmassen*. Felsmech. U. Ing. Geol., Suppl. IV, 1-8.
- MILLER, R.P. (1965) *Engineering classification and index properties for intact rock*. Ph.D. Thesis. University of Illinois, Chicago, U.S..
- MILLER, C. & THÖNI, M. (1995) *Origin of the eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics*. Chemical Geology, 122 (1-4), 199-225.
- MOGESSIE, A. & PURTSCHELLER, F. (1986) *Polymetamorphism of the Ötztal-Stubai Basement Complex based on amphibolite petrology*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 129 (1), 69-91.
- MORTARA, G. & SORZANA, P.F. (1987) *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche* Bollettino della Società Geologica Italiana, 106, 303-314.
- MÜLLER, L. (1968) *New consideration on the Vajont slide*. Felsmechanik Ingenieurgeologie, 6 (1), 1-91.
- NEMČOK, A. (1972) *Svahove deformacie v karpatskem flysi*. Sborník Geologických Věd, Hydrogeologie Inženýrská Geologie, R. HIG, (in ceco con riassunto in inglese), 11, 99-124.
- NEMČOK, A. (1977) *Gravitational slope deformation in high mountains*. In: Proceedings of the 24th International Geology Congress, Montréal, Section 13, 132-141.
- NEMČOK, A. (1982) *Zosuvy v Slovenských Karpatoch*. Veda, Bratislava, 319 pp.
- NEMČOK, A., PAŠEK, J. & RYBÁŘ, J. (1972) *Classification of landslides and other mass movements*. Rock Mechanics, 4, 71-78.
- NORBIATO, D., BORGA, M., MERZ, R., BLÖSCHL, G. & CARTON, A. (2009) *Controls on event runoff coefficients in the eastern Italian Alps*. Journal of Hydrology, 375, 312-325.
- OMENETTO, P. & BRIGO, L. (1974) *Metallogenese nel quadro dell'orogene ercinico delle Alpi (con particolare riguardo al versante italiano)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 13, 1-24.

- ONIDA, M. (2001) *Deformazioni gravitative profonde di versante: stato delle conoscenze e progresso della ricerca in Italia*. In: PASQUARÈ, G. (ed.) *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*. CNR - Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Fondazione Cariplo, Milano, Italy, 35-74.
- OSTERMANN, M., SANDERS, D. & RODNIGHT, H. (2010) *Three rockslides shaped the valleys around Sterzing/Vipiteno, Northern Italy*. In: EGU General Assembly, Vienna, Austria, p. 3356.
- OWEN, L. (1991) *Mass movement deposits in the Karakoram Mountains: their sedimentary characteristics, recognition and role in the Karakoram landform evolution*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 35, 401-424.
- PALMSTRØM, A. (2005) *Measurements of and Correlations between Block Size and Rock Quality Designation (RQD)*. *Tunnels and Underground Space Technology*, 20, 362-377.
- PANEK, T., HRADECKY, J., MINAR, J., HUNGR, O. & DUSEK, R. (2009) *Late Holocene catastrophic slope collapse affected by deep-seated gravitational deformation in flysch: Ropice Mountain, Czech Republic*. *Geomorphology*, 103, 414-429.
- PANIZZA, M. (1973) *Glacio-pressure implications in the production of landslides in the dolomitic area*. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 8, I, 289-297.
- PANIZZA, M. (1974) *Fenomeni franosi connessi ad azioni di glaciopressione*. *Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano*, 22, 45-48.
- PATTON, F.D. & HENDRON, JR. A.J. (1974) *General report on mass movements*. In: *Proceedings of the 2nd International Congress IAEG, São Paulo, Volume 5*, GR1-GR57.
- PIERSON, T.C. & COSTA, J.E. (1987) *A rheologic classification of subaerial sediment-water flows*. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 7, 1-12.
- PORTER, S.C. & OROMBELLI, G. (1980) *Catastrophic rockfall of September 12, 1717, on the Italian flank of the Mont Blanc massif*. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 24 (2), 200-218.
- PRIEST, S.D. (1993) *Discontinuity analysis for rock engineering*. Chapman & Hall.
- PRIEST, S.D. & HUDSON, J.A. (1981) *Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline survey*. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 18.

- PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D. (1982) *Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex*. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 29 (3), 205-221.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F.P. (1975) *Some thoughts on the prealpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps*. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 22, 175-199.
- RADBRUCH-HALL, D. (1978) *Gravitational creep of rock masses on slopes*. In: VOIGHT, B. (ed.) *Rockslides and Avalanches - Natural Phenomena: Developments in Geotechnical Engineering, Volume 14*, Elsevier, Amsterdam, 607-658.
- RADBRUCH-HALL, D., VARNES, D.J. & COLTON, R.B. (1977) *Gravitational spreading of steep-sided ridges ("Sackung")*. *Colorado Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 5 (3), 359-363.
- RADBRUCH-HALL, D., VARNES, D.J. & SAVAGE, W.Z. (1976) *Gravitational spreading of steep-sided ridges ("Sackung") in Western United States*. *IAEG Bulletin*, 14, 23-35.
- RIZZO, V. (1984) *Alcuni esempi di fenomeni gravitativi profondi nel tentativo di una loro caratterizzazione*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 103, 697-700.
- ROMANA, M (1985) *New adjustment ratings for application of Bieniawski's classification to slopes*. In: *International Symposium on the Role of the Rock Mechanics*, ISRM, Zacatecas, pp. 49-53.
- SANDER, B. (1921) *Tektonik der Schneeberger Geisteinsuges zwischen Sterzing und Meran*. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 70, 325-334.
- SASSI, F.P., CESARE, B., MAZZOLI, C., PERUZZO, L., SASSI, R. & SPIESS, R. (2004) *The crystalline basements of the Italian eastern Alps: a review of the metamorphic features*. *Periodico di Mineralogia*, 73, 23-42.
- SATIR, M. (1975) *Die Entwicklungsgeschichte der Westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse aufgrund radiometrischer Alterbestimmungen*. *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia Università di Padova*, 30, 1-84.
- SAVAGE, W.Z. & VARNES, D.J. (1987) *Mechanics of gravitational spreading of steep-sided ridges ("Sackung")*. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 35, 31-36.

- SCHWEIGL, J. (1995) *Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristallin (Ostalpen)*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 138, 131-149.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001) *Permo-triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm*. Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, 45, 111-141.
- SERAFIM, J.L. & PEREIRA, J.P. (1983) *Considerations of the geomechanics classification of Bieniawski*. In: Proceedings of the International Symposium of Engineering Geology and Underground Constructions, LNEC, Lisbon, Volume 1, 1133-1144.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE & GRUPPO NAZIONALE DI GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA (1994) *Carta geomorfologica d'Italia - 1:50.000, Guida al rilevamento*. Istituto poligrafico e Zecca dello Stato, Roma. Quaderni serie III, volume 4
- SKEMPTON, A.W. & HUTCHINSON, J.N. (1969) *Stability of natural slopes and embankment foundations*. In: Proceedings of the 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, State-of-the-Art Volume, Mexico City, 291-340.
- SOLDATI, M., BORGATTI, L., CAVALLIN, A., DE AMICIS, M., FRIGERIO, S., GIARDINO, M., MORTASA, G., PELLEGRINI G.B., RAVAZZAI, C., SURIAN, N., TELLINI, C. & ZANCHI, A. (2006) *Geomorphological evolution of slopes and climate changes in northern Italy during the Late Quaternary: spatial and temporal distribution of landslides and landscape sensitivity implications*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 29, 165-183.
- SOLOMONENKO, V.P. (1977) *Landslides and collapses in seismic zones and their prediction*. IAEG Bulletin, 15, 4-8.
- SOLOMONENKO, V.P. (1979) *Mapping the after-effects of disastrous earthquakes and estimation of hazard for engineering constructions*. IAEG Bulletin, 19, 138-142.
- SÖLVA, H., GRASEMANN, B., THÖNI, M., THIEDE, R. & HÄBLER, G. (2005) *The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria)*. Tectonophysics, 401, 143-166.
- SORRISO-VALVO, M. (1979) *Trench features on steep-sided ridges of Aspromonte, Calabria, Italy*. In: Proceedings of the Polish-Italian Seminar "Superficial mass movements in mountain regions", Warszawa, p. 98-109.

- SORRISO-VALVO, M. (1984) *Deep-seated gravitational slope deformations in Calabria (Italy)*. Sèrie Documents du BRGM, 83, CJ 98-106.
- SORRISO-VALVO, M. (1988) *Studi sulle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia. Relazione introduttiva alla tavola rotonda "Deformazioni gravitative profonde di versante"*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 877-888.
- STARKEL, L. (1976) *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes*. In: DERBYSHIRE, E. (Ed.) *Geomorphology and climate*, John Wiley & Sons, 203-246.
- TABOR, R.W. (1971) *Origin of ridge-top depressions by large scale creep in the Olympic Mountains*. Geological Society of America Bulletin, 82, 1811-1822.
- TER-STEPANIAN, G. (1966) *Type of depth creep of slopes in rock masses*. Problems of Geomechanics, 3, 49-69.
- TERZAGHI, K. (1962) *Stability of steep slopes on hard unweathered rock*. Gèotechnique, 12, 251-270.
- TESSADRI, R. (1980) *Zur Metamorphose am Ostende des Schneebergeszuges (Sterzing/Südtirol)*. Ph.D. Thesis, Universität Innsbruck, Innsbruck, Austria.
- THÖNI, M. (1980) *Distribution of pre-Alpine and Alpine metamorphism of the Southern Ötztal mass and the Scarl Unit, based on K/Ar age determinations*. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 71 (72), 139-165.
- THÖNI, M. (1981) *Degree and evolution of the alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 124, 111-174.
- THÖNI, M. (1986) *The Rb-Sr thin slab isochron method – an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains?* Memorie di Scienze Geologiche, 38, 283-352.
- THÖNI, M. (1999) *A review of geochronological data from the Eastern Alps*. Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen, 79, 209-230.
- VAN GOOL, J.A.M., KEMME, M.M.J. & SCHREURS, G.M.M.F. (1987) *Structural investigation along an E-W cross-section in the southern Ötztal Alps*. In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (ed.) *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke Wien, Vienna, 214-225.

- VARNES, D.J., RADBRUCH-HALL, D., VARNES, K.L., SMITH, W.K. & SAVAGE, W.Z. (1990) *Measurements of ridge-spreading movements ("Sackungen") at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, 1975-1989*. U.S. Geological Survey Open-File Report, pp 90-543, 13 pp.
- VARNES, D.J., RADBRUCH-HALL, D. & SAVAGE, W.Z. (1989) *Topographic and structural conditions in area of gravitational spreading of ridges in the Western United States*. U.S. Geological Survey Professional Paper, Volume 1496, Washington, 1-28.
- WHITEHOUSE, I.E. (1983) *Distribution of large rock avalanche deposits in the central Southern Alps*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 26, 271-279.
- ZANETTIN, B., BAGGIO, P., FRIZ, C., GATTO, G.O., GATTO, P., GREGNANIN, A., JUSTIN-VISENTIN, E., LORENZONI, S., MEZZACASA, G., MORGANTE, S., OMENETTO, P., PICCIRILLO, E.M., SASSI, F.P., ZANETTIN-LORENZONI, E. & ZULIAN, T. (1971) *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 04 Merano*. APAT - Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ZANETTIN, B. & JUSTIN-VISENTIN, E. (1971) *Considerazioni geologico-petrografiche sul "Tratto di Monteneve" ("Schneeberg Gesteinszug")*. Alto Adige. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova., 29, 1-41.
- ZANETTIN, B. & JUSTIN-VISENTIN, E. (1980) *Il problema di Monteneve: messa a punto alla luce delle nuove conoscenze*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 36 (1), 9-17.
- ZISCHINSKY, U. (1966) *On the deformation of high slopes*. In: Proceedings of the 1st Congress of the International Society of Rock Mechanics, Lisbon, Volume 2, 179-185.
- ZISCHINSKY, U. (1969) *Über Sackungen*. Rock Mechanics, 1 (1), 30-52.

10. APPENDICI

APPENDICE A - *Il rilievo geomeccanico di dettaglio*

Il rilievo geomeccanico di dettaglio è una tecnica di indagine di campagna che permette, tipicamente tramite la stesura di una cordella metrica o *scanline* lungo la superficie di un ammasso roccioso, di ricavare informazioni sulle discontinuità dell'ammasso roccioso e di eseguire la classificazione tecnica delle rocce affioranti, atta a definire l'assetto strutturale degli ammassi rocciosi.

Tuttavia effettuare un'analisi geomeccanica completa dell'ammasso roccioso non permette semplicemente di produrre una serie di numeri riguardo alle discontinuità e all'ammasso roccioso e di attribuire alla compagine rocciosa una classe di qualità, ma consente spesso anche la ricostruzione della struttura tridimensionale del corpo roccioso considerato (Bruschi, 2004).

Essa deve essere effettuata da un geologo esperto, che abbia un'adeguata conoscenza della geologia dei siti, delle successioni stratigrafiche delle unità litologiche presenti e della configurazione tettonica della zona.

Il geologo deve anche porre attenzione alla scelta dell'affioramento da studiare. Infatti è auspicabile scegliere una parete rocciosa sufficientemente piana, in modo che la cordella metrica sia abbastanza aderente e non subisca eccessivi cambi di direzione, e abbastanza larga da permettere di tracciare una linea di scansione di almeno 5-6 m. Ovviamente vale il principio che più la linea di scansione è lunga e meglio è, visto che ciò permette di ottenere un maggior numero di dati da trattare in maniera statistica. Importanti sono anche gli aspetti legati all'accessibilità al sito e alla logistica. Infine è consigliabile analizzare pareti con orientazione differenti (la disposizione ottimale è il caso di superfici contigue con direzioni perpendicolari fra loro). In questo modo si può valutare la reale visualizzazione in tre dimensioni delle discontinuità (Bruschi, 2004).

Il rilievo geomeccanico di dettaglio prevede una fase iniziale in cui viene fornita una prima descrizione generale dell'ammasso roccioso prendendo in considerazione aspetti come la struttura, il grado d'alterazione, la resistenza ai colpi del martello da geologo e i fattori geologici dell'ammasso roccioso.

Successivamente si passa all'analisi delle discontinuità presenti. Esistono due approcci differenti per il loro censimento (ISRM, 1978b; Bruschi, 2004):

- approccio oggettivo: consiste nella misura sistematica dell'orientazione di tutte le discontinuità intersecanti la linea di scansione. Successivamente viene effettuata una elaborazione statistica dei dati raccolti per pervenire alla individuazione ed alla differenziazione dei sistemi di discontinuità presenti. È evidente che si tratta di un metodo dispendioso ma più oggettivo e preciso, che viene spesso utilizzato in presenza di configurazioni strutturali e ammassi complessi;
- approccio soggettivo: questo metodo non prevede la stesura della tipica *scanline* e prende le mosse da un'analisi visiva preliminare dell'ammasso roccioso, finalizzata all'individuazione immediata dei principali sistemi di discontinuità, cui segue l'analisi e l'attribuzione di ogni piano misurato ad un sistema piuttosto che ad un altro. Questo metodo ha il pregio di essere più speditivo rispetto al precedente e, se effettuato con attenzione, fornisce una qualità di rilievo analoga a quella del metodo oggettivo. Tuttavia in situazioni geologiche complesse è facilmente affetto da errori di valutazione.

In ogni caso i dati raccolti devono essere trattati con metodi statistici, quindi sono necessari generalmente da 30 a 100 piani di discontinuità, a seconda del grado di fratturazione dell'ammasso roccioso.

Nella pratica per ogni discontinuità vengono generalmente valutate le seguenti caratteristiche, direttamente osservabili sull'affioramento:

- orientazione (o giacitura) [$^{\circ}$]: nonostante le loro naturali asperità ed ondulazioni le discontinuità possono essere assimilate a delle superfici piane. Si tratta dell'orientazione nello spazio della discontinuità e viene espressa tramite il tipico binomio di immersione ed inclinazione;
- spaziatura [m]: si tratta della distanza fra due discontinuità contigue appartenenti allo stesso sistema. Nell'approccio soggettivo viene direttamente valutata nel rilievo di campagna ottenendo un congruo numero di spaziature per ogni sistema. Nell'approccio oggettivo invece

viene ricavata in un secondo momento analizzando le intersezioni delle discontinuità e l'angolo α compreso tra l'orientazione rappresentativa del sistema di discontinuità e la direzione dello stendimento. Col termine intersezione viene definita la distanza che intercorre tra l'origine della *scanline* e il punto in cui il piano della discontinuità interseca la suddetta linea. Dunque il valore della spaziatura si ottiene in questo modo:

$$S_{ij} = n_{ij} * \alpha_j$$

Con:

S_{ij} = spaziatura tra due discontinuità consecutive appartenenti allo stesso sistema j.

n_{ij} = distanza tra due intersezioni consecutive delle discontinuità appartenenti alla stessa famiglia j.

α_j = angolo tra il piano rappresentativo della famiglia di discontinuità j-esima e la direzione dello stendimento.

Il valore statisticamente più frequente viene calcolato sul campione delle spaziature S_{ij} . Sul valore di spaziatura si può esprimere un giudizio qualitativo nel seguente modo:

estremamente stretta $S < 20$ mm

molto stretta $S = 20-60$ mm

stretta $S = 60-200$ mm

moderata $S = 200-600$ mm

larga = $600-2000$ mm

molto larga = $2000-6000$ mm

estremamente larga > 6000 mm

- tipologia [-]: si distingue se si tratta di un semplice giunto, di una faglia, di una vena, di una superficie di strato, della foliazione, ecc.;
- terminazione [-]: si deve valutare il modo in cui termina la frattura nel punto più alto. Le norme ISRM indicano che la terminazione viene indicata con due termini descrittivi, entrambi caratterizzati da tre simboli possibili:
 - I - frattura che termina in roccia intatta
 - A - frattura che termina contro un'altra frattura

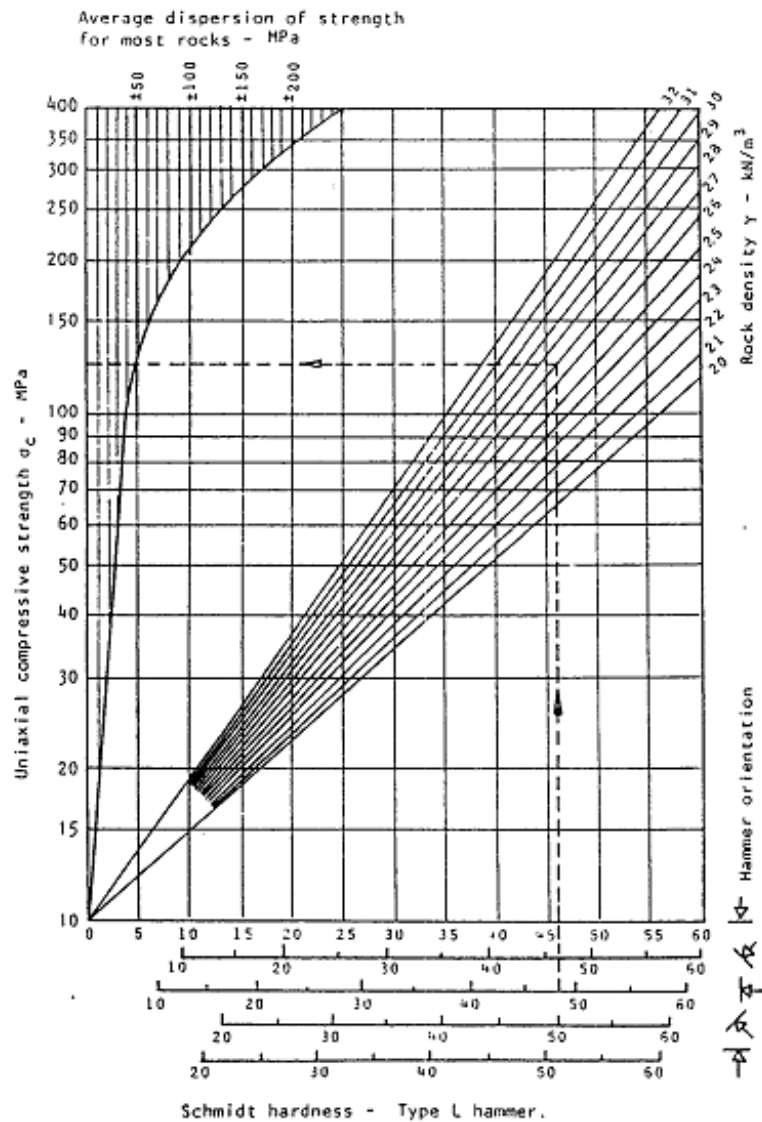
- O - frattura che termina fuori affioramento
 - ✓ T - frattura che transetta la finestra di indagine
 - ✓ I - frattura che interseca la finestra di indagine
 - ✓ C - frattura che è contenuta entro la finestra di indagine
- semitraccia [m]: è una grandezza introdotta da Priest nel 1993 che permette di avere una stima della persistenza della discontinuità. Si tratta di misurare la lunghezza della traccia della discontinuità sulla superficie dell'affioramento che si estende sopra o sotto la *scanline*. Di conseguenza si parlerà rispettivamente di semitraccia superiore o semitraccia inferiore;
 - curvatura [mm]: vengono valutate le ondulazioni a scala decimetrica che subisce il piano della discontinuità;
 - apertura [mm]: è la distanza esistente fra le pareti aperte di una discontinuità. Generalmente si indica l'intervallo di variabilità dell'apertura oppure il valore massimo;
 - riempimento [-]: si tratta del materiale, di varia natura, interposto tra le pareti di una discontinuità. Tali materiali, che possono variare da ricristallizzazioni mineralogiche (calcite, quarzo), a minerali accessori (clorite, talco, gesso) ad argilla, limo, materiale granulare, ecc., determinano il valore di resistenza al taglio delle discontinuità che riempiono.
 - JCS (Joint wall Compressive Strength) [MPa]: si tratta della misura della resistenza a compressione semplice della discontinuità e, quando possibile, è stata ottenuta tramite lo sclerometro da roccia o Martello di Schmidt. Si tratta dell'unico metodo che in campagna permetta di ottenere questo parametro e che si basa sulla misura del valore del numero di rimbalzo. Lo sclerometro al suo interno possiede una massa che attraverso una molla va ad impattare su di un'asta metallica a contatto con la parete rocciosa e in base alle caratteristiche meccaniche della stessa rimbalza di una certa quantità. La misura dell'entità del rimbalzo, opportunamente elaborata attraverso tabelle e/o equazioni fornisce una stima della resistenza a

compressione monoassiale della discontinuità e quindi della roccia. Le norme prevedono comunemente la misura di 20 valori di rimbalzo per ogni discontinuità: 10 su superficie naturale e 10 su superficie levigata. Vanno poi eliminate le cinque minori per ogni gruppo e sulle rimanenti si deve calcolare il valore medio del rimbalzo R (ISRM, 1978a). Per ogni serie di misure è importante annotare l'orientazione dello strumento per una corretta trasformazione dei valori di rimbalzo in valori di resistenza a compressione.

Molto importante è anche non appoggiare la punta dello strumento su microfratture, muschi o licheni che ne dissiperebbero l'energia di impatto falsando le misure.

La correlazione tra valore medio di rimbalzo R e JCS può essere eseguita mediante un metodo grafico oppure mediante relazioni matematiche empiriche.

Il metodo grafico utilizza il seguente abaco (Hoek & Bray, 1981), nel quale si deve indicare il valore del rimbalzo sull'asse graduato relativo all'orientazione dello sclerometro (indicata dalle frecce variamente inclinate):



Esistono numerose relazioni empiriche fornite da diversi autori. Una tra le più utilizzate è quella proposta da Miller (1965), che correla la resistenza a compressione uni assiale con il valore del rimbalzo e la densità della roccia nel seguente modo:

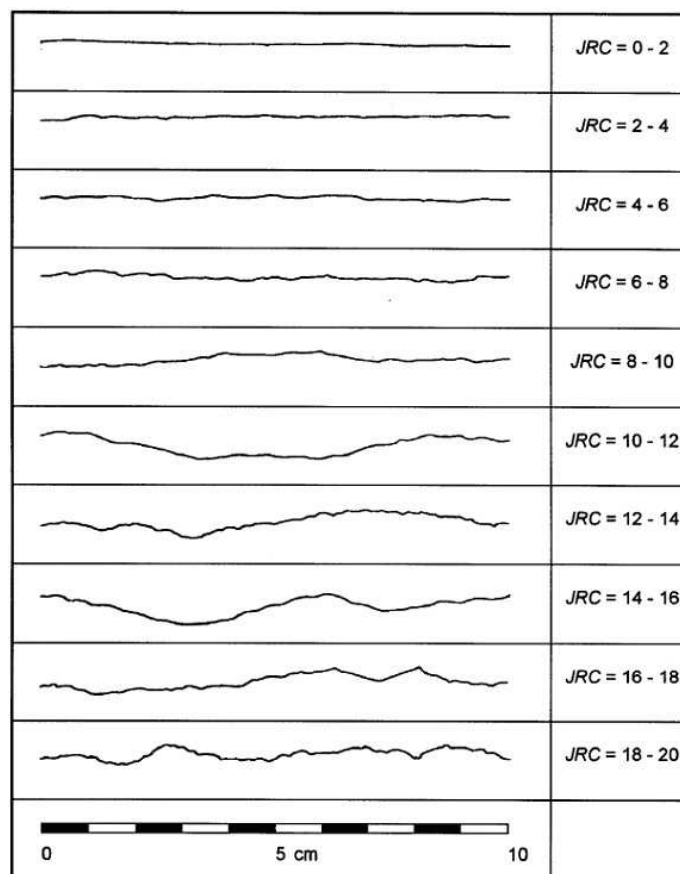
$$\log(\sigma_c) = 0,00088 \cdot \gamma \cdot R + 1,01$$

Con: γ = densità della roccia, espressa in KN/m^3

R = rimbalzo della roccia

- JRC (Joint Roughness Coefficient) [-]: è una grandezza che permette di misurare oggettivamente la rugosità del piano della discontinuità su scala centimetrica. Quando possibile è stata ottenuta utilizzando il Pettine di

Barton, cioè un profilometro ad aghi composto da una serie di astine metalliche che si muovono l'una rispetto alle altre e che una volta fatte aderire alla superficie da misurare ne riproducono fedelmente il profilo con una risoluzione laterale data dal diametro delle stesse che è circa 1 mm. Con questo strumenti si possono ricalcare le ondulazioni presenti sul piano del giunto e poi per confronto con dieci profili standard (Barton & Choubey, 1977) ottenere il valore di JRC.



Talvolta per integrare la mole di dati ottenuta attraverso le stazioni geomeccaniche complete, vengono effettuate anche delle stazioni 'random' su affioramenti di modeste dimensioni (qualche metro di estensione). Queste stazioni sono più speditive e vengono condotte con un approccio essenzialmente soggettivo riconoscendo i principali sistemi di discontinuità presenti e misurando per ognuna un certo numero di orientazioni, spazature e valori di JCS.

APPENDICE B - Schede per il rilievo geomeccanico di dettaglio

Stazione		Data		Operatore		Foto				
Località		GPS			Campioni					
Affioramento		Naturale		Scavo sup.	Scavo sotterr.	Trincea	Metodo di scavo			
Litologia										
Posizione nella sequenza stratigrafica o formazione										
Fattori geologici: Strutt. Monoclinale Pieghie		Cerniere/Fianchi Piega Faglie (dirette/inverse) Miloniti Fratture beanti		Giunti d'esfoliazione Discordanze Vene Filoni		Contatti geologici Laminazioni parall./incr/ond/conv Terr. residuali	Suolo spess (cm) Carsismo			
Instabilità	Scivolamenti: planari a cuneo			rotazionali		Ribaltamenti: di blocchi	per flessione			
Ammasso ISRM 78 MASSIVO BLOCCOSO TABULARE COLONNARE IRREGOLARE FRANTUMATO										
Struttura	R1 Massiccia		R2 Stratificata	R3 Scistosa		WR1 Semicoerente	WR2 Alteranze			
Alterazione ISRM 78	F (W1) Inalterata		SW (W2) Deb. Alterata Decolorata	MW (W3) Mod. Alterata < 50% decomp		HW (W4) Fort. Alterata >50% decomp.	CW (W5) Compl. alterata			
	Chimica (Plag, Miche,....)			Fisica (microfratture, grani,...)						
Resistenza ISRM 78	RO Estrem debole sbriciola a mano 0.25-1 MPa	R1 molto debole sbriciola con martello 1-5 MPa	R2 Debole Difficil. da sbriciolare con martello 5-25 MPa	R3 Mediam. Resist. Frattura con 1 colpo martello 25-50 Mpa	R4 Resistente Frattura con pochi colpi martello 50- 100 Mpa	R5 Molto Resist. Frattura con molti colpi di martello 100-250 Mpa	R6 Estrem. Resist. Scheggiata da martello >250 MPa			
VRU Ib= /m3 Jv= /m3		Forma Cubo Romboedro Tetraedo Prisma Equilat/Barra/Piastra			N. Famiglie					
Giacitura Piano Affioramento			Altezza (m)			Larghezza (m)				
Giacitura Linea di Scansione			Deviazione (°)			Lunghezza (m)				
Censoring, c		Trimming (m) Curtailment (m)				n. n.				
Intersezione	Giacitura Imm.Incl	Semitraccia sopra/dx- sotto sx	Terminazione frattura finestra		JSC (specificare!)	Curvat	Tipo	Apertur a	Riempim. a	
N°	m	°	°	m	IAO	TIC	mm	1-10*	mm	**
1										
2										
3										
4										
5										
6										
7										
8										
9										
10										
11										
12										
13										
14										

Terminazione I – in roccia intatta; A – contro un'altra frattura; O – fuori affioramento
T – frattura che transetta la finestra; I – interseca la finestra; C – contenuta entro la finestra
*1 – faglia; 2 – giunto; 3 – clivaggio; 4 – scistosità; 5 – taglio; 6 – vena; 7 – trazione; 8 – foliazione; 9 – stratificazione; 10 – stilolite
** I – incoerente; C – coesivo inattivo; S – coesivo rigonfiante; Cm – cementato; Ca – calcite; Q – quarzo; T – talco; G – gesso

Stazione				Data			Operatore			Foto		
Intersezione		Giacitura Imm.Incl		Semiraccia sopra/dx	Terminazione frattura finestra		JSC (specificare!!) ←,↑,↓,↖,↗,↘,↙	Curvat	Tipo	Apertur a	Riempim.	
N°	m	°	°	m	IAO	TIC		mm	1-10*	mm	**	
15												
16												
17												
18												
19												
20												
21												
22												
23												
24												
25												
26												
27												
28												
29												
30												
31												
32												
33												
34												
35												
36												
37												
38												
39												
40												
41												
42												
43												
44												
45												
46												
47												
48												
49												
50												
51												
52												
53												
54												

Terminazione I – in roccia intatta; A – contro un'altra frattura; O – fuori affioramento
 T – frattura che transetta la finestra; I – interseca la finestra; C – contenuta entro la finestra
 *1 – faglia; 2 – giunto; 3 – clivaggio; 4 – scistosità; 5 – taglio; 6 – vena; 7 – trazione, 8 – foliazione; 9 – stratificazione; 10 – stilolite
 ** I – incoerente; C – coesivo inattivo; S – coesivo rigonfiante; Cm – cementato; Ca – calcite; Q – quarzo; T – talco; G – gesso

Stazione				Data				Operatore				Foto					
55																	
Giacitura Piano Affioramento								Altezza (m)				Lunghezza (m)					
PROFILI DI RUGOSITA'												giacitura	JRC				
1																	
2																	
3																	
4																	
5																	
6																	
7																	
8																	
9																	
10																	
11																	
12																	
13																	
14																	

Terminazione I – in roccia intatta; A – contro un'altra frattura; O – fuori affioramento
 T – frattura che transetta la finestra; I – interseca la finestra; C – contenuta entro la finestra
 *1 – faglia; 2 – giunto; 3 – clivaggio; 4 – scistosità; 5 – taglio; 6 – vena; 7 – trazione; 8 – foliazione; 9 – stratificazione; 10 – stilolite
 ** I – incoerente; C – coesivo inattivo; S – coesivo rigonfiante; Cm – cementato; Ca – calcite; Q – quarzo; T – talco; G – gesso

APPENDICE C - Sistemi di classificazione dell'ammasso roccioso

– Rock Quality Designation o RQD (Deere, 1963)

È stato uno dei primi metodi di classificazione volto ad ottenere informazioni sulla qualità della roccia a partire dalla percentuale di recupero in una carota estratta da un sondaggio. RQD forma uno degli elementi base in quelli che sono considerati due fra i principali sistemi di classificazione degli ammassi rocciosi: RMR e Q.

Sviluppato da Deere a partire dal 1963, viene definito come la percentuale di carotaggio riferito alla somma di spezzoni di carota con lunghezza maggiore o uguale a 100 mm (Bruschi, 2004):

$$RQD = \frac{\sum Lc}{Lt} * 100$$

Con: Lc = somma delle lunghezze degli spezzoni di carota > 100 mm [m]

Lt = lunghezza totale del tratto in cui si è misurata Lc [m]

La misura del RQD può anche essere effettuata non solo su carote, ma anche in superficie su un affioramento roccioso utilizzando una *scanline*.

In mancanza di carote di sondaggio, il valore di RQD può essere ricavato dal numero di sistemi di discontinuità che caratterizzano l'ammasso roccioso e dalla loro spaziatura, utilizzando le formule di Palmstrøm (2005):

$$RQD = 115 - 3.3 Jv$$

$$RQD = 110 - 2.5Jv$$

$$(RQD = 0 \text{ for } Jv > 35, \text{ and } RQD = 100 \text{ for } Jv < 4.5)$$

Con: Jv = numero di fratture per metro cubo (Joint Volumetric Count)

La prima relazione è rappresentativa per blocchi di roccia allungati e piatti, mentre la seconda è adatta per blocchi di forma tendenzialmente cubica o irregolare.

Jv invece è definito dalla seguente relazione (Palmstrøm, 2005):

$$J_v = 1/S_1 + 1/S_2 + 1/S_3 + \dots + 1/S_n + N_r / (5 \sqrt{A})$$

Con: S_n = spaziatura dell'n-esimo sistema di discontinuità [m]

N_r = numero di sistemi di discontinuità 'random'

A = superficie dell'affioramento analizzato [m²]

Di seguito viene riportata una tabella descrittiva basata sul valore di J_v , che esprime il grado di fratturazione dell'ammasso roccioso (ISRM, 1978b):

DESCRIZIONE QUALITATIVA DELLE DIMENSIONI DEI BLOCCHI	
DESCRIZIONE	J_v (giunti per m ³)
Blocchi molto grandi	< 10
Blocchi grandi	1 - 3
Blocchi di medie dimensioni	3 - 10
Blocchi piccoli	10 - 30
Blocchi molto piccoli	>30
Valori di $J_v > 60$ indicano una roccia completamente frantumata	

Terzo metodo possibile per calcolare RQD è la relazione proposta da Priest & Hudson nel 1981:

$$RQD = 100(e^{-N\lambda}) (N\lambda + 1)$$

Con: λ = numero medio di giunti per metro

N = valore soglia, comunemente preso uguale a 0,1

La correlazione fra l'indice RQD e la qualità dell'ammasso roccioso è riportata nella seguente tabella (Bruschi, 2004 modificato):

RQD (%)	Qualità dell'ammasso
< 25	Molto scadente
25 - 50	Scadente
50 - 75	Mediocre
75 - 90	Buona
90 - 100	Molto buona

– Rock Mass Rating o RMR (Bieniawski, 1976)

Questa classificazione è stata sviluppata da Bieniawski nel 1976 per gallerie in rocce competenti fratturate.

L'obiettivo è quello di ottenere per ogni sistema di discontinuità il valore dell'indice RMR sulla base della seguente formula:

$$\text{RMR} = (A1 + A2 + A3 + A4 + A5) + A6$$

Con: A1 = parametro derivato dalla resistenza a compressione della roccia intatta

A2 = parametro derivato dall'indice RQD

A3 = parametro derivato dalla spaziatura delle discontinuità

A4 = parametro derivato dalle condizioni delle discontinuità

A5 = parametro derivato dalle condizioni idrauliche

A6 = parametro di correzione per la giacitura delle discontinuità

La somma dei primi cinque parametri prende il nome di RMR di base (RMR_b), indice su cui non è stata applicata la correzione relativa all'orientazione delle discontinuità data dal sesto parametro. Quindi la somma di tutti i parametri viene anche definita RMR corretto (RMR_c).

Comunemente RMR_b e RMR_c vengono calcolati considerando i valori numerici relativi a tutti i sistemi di discontinuità presenti mediati fra loro.

I coefficienti numerici che vengono assegnati ai vari parametri dall'ultima versione del sistema sono indicati nelle seguenti tavole di attribuzione, unitamente alle classi di qualità corrispondenti ai valori di RMR (Bruschi, 2004 modificato).

Il maggior difetto di queste tavole è di non essere lineari e di presentare quindi dei bruschi cambiamenti di valore al passaggio da una categoria all'altra.

A1 – RESISTENZA DELLA ROCCIA INTATTA

I_s (MPa)	> 10	4 – 10	2 – 4	1 – 2	Non applicabile – usare σ_c		
σ_c (MPa)	> 250	100 – 250	50 – 100	25 – 50	5 – 25	1 – 5	< 1
COEFFICIENTE	15	12	7	4	2	1	0

A2 – INDICE RQD

RQD (%)	90 – 100	75 – 90	50 – 75	25 – 50	< 25
COEFFICIENTE	20	17	13	8	3

A3 – SPAZIATURA DELLE DISCONTINUITÀ "s"

s (cm)	> 200	60 - 200	20 - 60	6 - 20	< 6
COEFFICIENTE	20	15	10	8	5

A4 – CONDIZIONI DELLE DISCONTINUITÀ

CONDIZIONE	Molto scabre Non continue Chiuse Pareti non alterate	Leggermente scabre Continue Apertura < 1 mm Pareti leggermente alterate	Leggermente scabre Continue Apertura < 1 mm Pareti alterate	Piane o lisce Continue Apertura 1 – 5 mm Riempimento < 5 mm	Continue Apertura > 5 mm Riempimento > 5 mm
COEFFICIENTE	30	25	20	10	0

A5 – CONDIZIONI IDRAULICHE

CONDIZIONE	ASCIUTTA	UMIDA	BAGNATA	DEBOLI VENUTE	FORTI VENUTE
coefficiente	15	10	7	4	0

Le condizioni idrauliche sono riferite a un fronte di 10 mm

Il coefficiente di correzione A6 dipende dalla tipologia di applicazione. Nel caso dei versanti il coefficiente viene ricavato dalla classificazione SMR (Slope Mass Rating).

A6 – ORIENTAMENTO DELLE DISCONTINUITÀ

APPLICAZIONE	MOLTO FAVOREVOLE	FAVOREVOLE	MEDIOCRE	SFAVOREVOLE	MOLTO SFAVOREVOLE
Gallerie	0	-2	-5	-10	-12
Fondazioni	0	-2	-7	-15	-25
Versanti	Non applicabile – utilizzare la classificazione SMR				

Bieniawski propone anche delle curve per determinare i primi tre parametri, le quali forniscono dei valori più omogenei eliminando quei bruschi salti di valore al passaggio da una categoria all'altra delle tavole di attribuzione (Bieniawski, 1989 modificato):

CHART A Ratings for Strength of Intact Rock

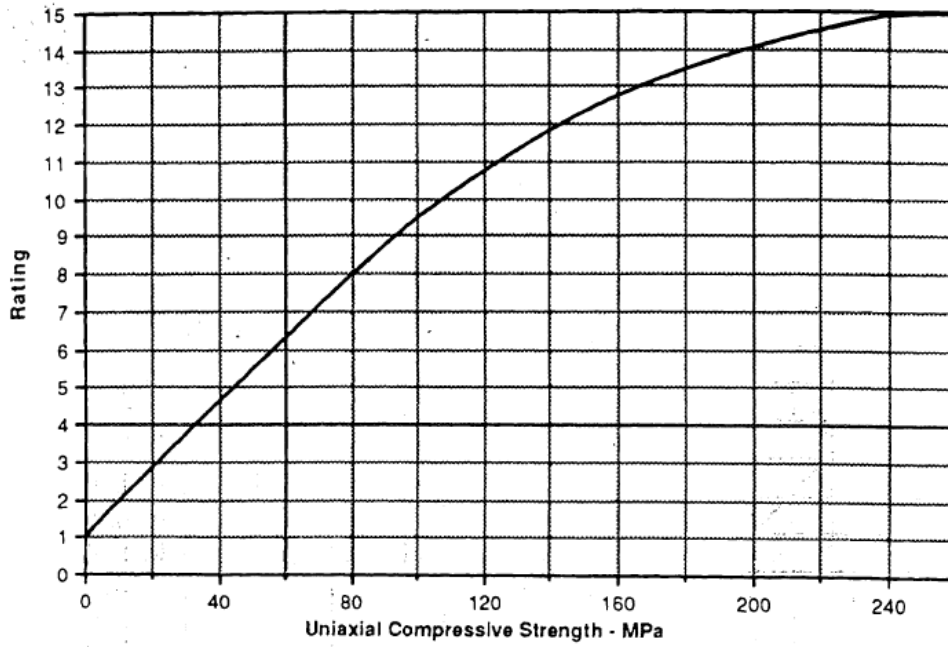


CHART B Ratings for RQD

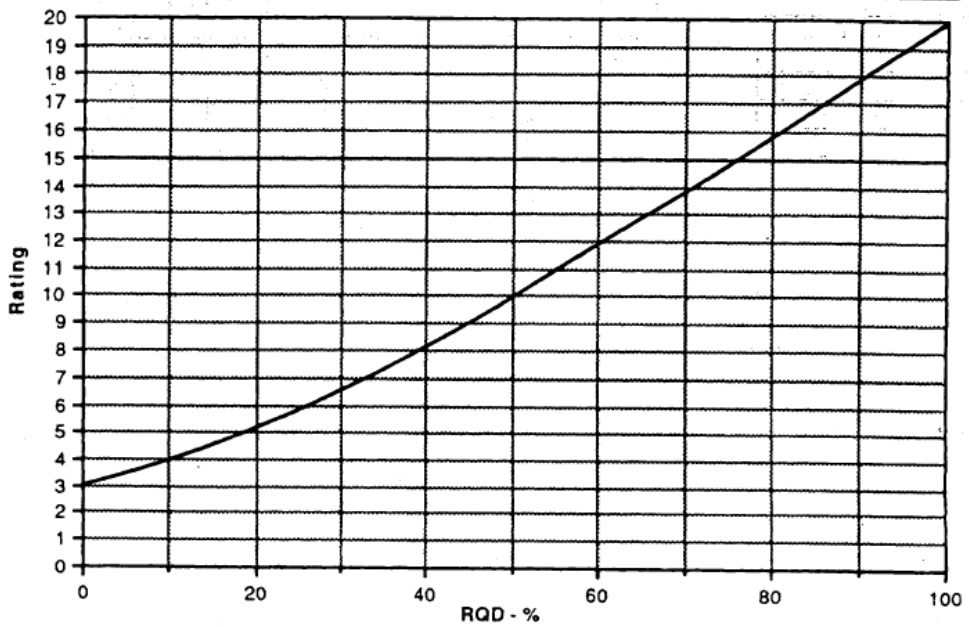
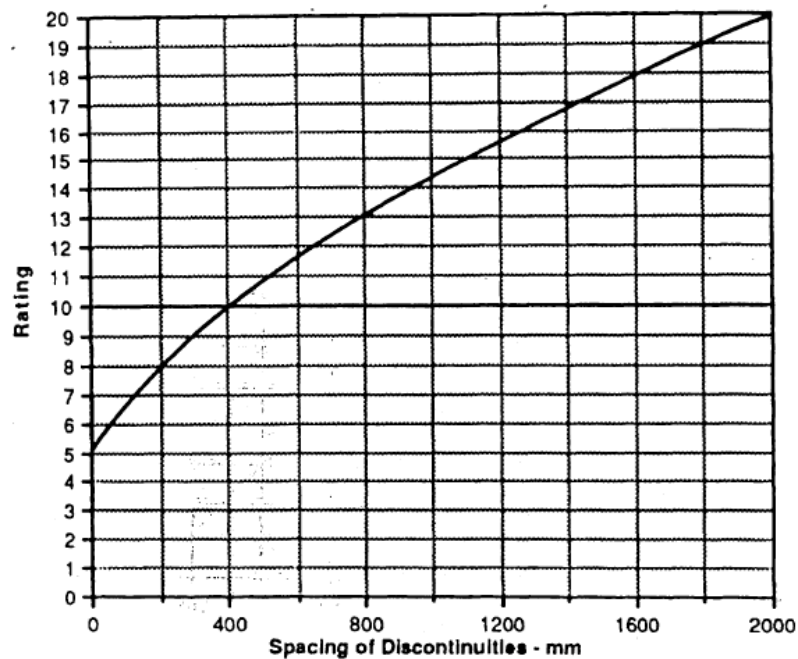


CHART C Ratings for Discontinuity Spacing



Comunemente dal valore di RMR_b vengono derivati tre parametri caratteristici dell'ammasso roccioso:

$$\text{coesione } c \text{ (kPa)} = 5 \cdot RMR_b$$

$$\text{angolo d'attrito } \phi = 0,5 \cdot RMR_b + 5$$

$$\text{modulo di deformazione } E \text{ (GPa)} = 2 \cdot RMR_b - 100$$

La relazione indicata per il modulo di deformazione è da ritenersi valida solo per valori di $RMR_b > 50$. Per valori inferiori è più appropriato utilizzare l'equazione di Serafim & Pereira (1983):

$$\text{modulo di deformazione } E \text{ (GPa)} = 10^{(RMR_c - 10)/40}$$

– Rock Tunneling Quality Index o sistema Q (Barton, 1974)

Il sistema Q è stato sviluppato da Barton al Norwegian Geotechnical Institute (NGI) nel 1974 con lo scopo di essere applicato in campo sotterraneo (gallerie e caverne).

Negli ultimi anni la sua applicazione è stata estesa anche al campo della meccanica delle rocce e recentemente lo stesso Barton (2002) ha provveduto ad una revisione globale del sistema.

Il valore Q viene calcolato dalla seguente relazione:

$$Q_c = \frac{RQD}{J_n} \times \frac{J_r}{J_a} \times \frac{J_w}{SRF} \times \frac{\sigma_c}{100}$$

Con: RQD = Rock Quality Designation, prende il suo valore nominale, se $RQD < 10$ si assume pari a 10.

J_n = Joint Set Number, dipende dal numero di famiglie di discontinuità presenti nell'ammasso roccioso.

J_r = Joint Roughness Number, dipende dalla rugosità del sistema più sfavorevole.

J_a = Joint Alteration Number, dipende dal grado di alterazione delle fratture, dallo spessore e dalla natura del riempimento. Viene ugualmente determinato sulla famiglia più sfavorevole.

J_w = Joint Water Number, dipende dalle condizioni idrologiche.

SRF = Stress Reduction Factor, è funzione dello stato tensionale in rocce massive o dal disturbo tettonico.

σ_c = resistenza a compressione monoassiale della roccia, espressa in MPa.

Il primo quoziente (RQD/J_n) è rappresentativo della dimensione dei blocchi isolati dal sistema fratturativo, il secondo (J_r/J_a) è rappresentativo della resistenza d'attrito disponibile nei blocchi, il terzo (J_w/SRF) tiene conto dell'influenza della circolazione d'acqua nell'ammasso e dello stato tensionale al contorno.

I coefficienti numerici che vengono assegnati ai vari parametri sono indicati nelle seguenti tabelle (Bruschi, 2004 modificato):

Parametro Jn:

DEFINIZIONE	Jn
Roccia massiva, nessuna o rare discontinuità	0,5 – 1
Una serie di discontinuità	2
Una serie di discontinuità + quelle random (casuali)	3
Due serie di discontinuità	4
Due serie di discontinuità + quelle random	6
Tre serie di discontinuità	9
Tre serie di discontinuità + quelle random	12
Quattro o più serie di discontinuità	15
Roccia completamente disgregata	20

Nel caso di gallerie:

in zona di imbocco Jn va raddoppiato; in una zona di intersezione di due gallerie Jn va triplicato.

Parametro Jr:

DEFINIZIONE	Jr
Giunti discontinui	4
Giunti scabri o irregolari, ondulati	3
Giunti lisci, ondulati	2
Giunti levigati, ondulati	1,5
Giunti scabri o irregolari, piani	1,5
Giunti lisci, piani	1
Giunti levigati, piani	0,5
Zone mineralizzate contenenti minerali argillosi a riempire la discontinuità	1
Zone mineralizzate sabbia, ghiaia, zone disgregate, a riempire la discontinuità	1

La descrizione si riferisce alle caratteristiche a piccola e a media scala. Se la spaziatura media della famiglia principale è superiore a 3 m aumentare Jr di 1. Nel caso di giunti piani, levigati, contenenti strie o lineazioni, se queste sono orientate nella direzione più sfavorevole si utilizza 0,5.

Parametro Ja:

Giunti sostanzialmente chiusi (apertura 1 – 3 mm) con pareti a contatto:

DEFINIZIONE	Ja
Giunti sigillati o mineralizzati	0,75
Giunti non alterati o con lievi ossidazioni	1
Giunti leggermente alterati o con spalmature di materiale non plastico	2
Giunti con spalmature limose, frazione argillosa limitata non plastica	3
Spalmature di minerali con bassa resistenza attritiva (argille, miche, talco, grafite, clorite, gesso)	4

Giunti mediamente aperti (< 5 mm) e presenza di riempimento che permette ancora il contatto fra le pareti in caso di scorrimento:

DEFINIZIONE	Ja
Riempimento sabbioso	4
Riempimento argilloso non plastico, molto sovraconsolidato	6
Riempimento argilloso plastico, mediamente sovraconsolidato	8
Riempimento argilloso rigonfiante	8 – 12*

** il valore da assegnare dipende dalla percentuale della frazione argillosa rigonfiante e dalla possibilità che la stessa venga in contatto con l'acqua.*

Giunti aperti (> 5 mm) senza nessun contatto fra le pareti in caso di scorrimento:

DEFINIZIONE	Ja
Zone o fasce di argilla limosa o sabbiosa non plastica	5
Zone o fasce di roccia disgregata	6
Zone o fasce di argilla non plastica	6
Zone o fasce di argilla plastica rigonfiante	8
Zone o fasce di argilla rigonfiante	12
Zone continue molto spesse di argilla non plastica	10
Zone continue molto spesse di argilla plastica non rigonfiante	13
Zone continue molto spesse di argilla plastica rigonfiante	13 – 20*

** il valore da assegnare dipende dalla percentuale della frazione argillosa rigonfiante e dalla possibilità che la stessa venga in contatto con l'acqua.*

Parametro Jw:

DEFINIZIONE	Jw
Acqua assente o scarsa, localmente < 5 lt/min	1
Afflusso medio con occasionale dilavamento del riempimento del giunto	0,66
Afflusso forte o ad alta pressione in rocce compatte con discontinuità aperte senza riempimento	0,5
Venute forti o ad alta pressione con dilavamento del riempimento del giunto	0,33
Venute eccezionalmente forti o a pressioni molto elevate subito dopo l'avanzamento, a diminuire nel tempo	0,2 – 0,1
Venute eccezionalmente forti o a pressioni molto elevate subito dopo l'avanzamento, costanti nel tempo	0,1 – 0,05

Negli ultimi quattro casi se sono installati sistemi efficaci di drenaggio Jw va portato a 1 o a 0,66. Per una caratterizzazione dell'ammasso lontano dall'influenza dello scavo e nel caso che RQD/Jn sia sufficientemente basso(0,5 - 25) in modo da assicurare una buona connettività idraulica, si possono assumere i valori di Jw (1,0 – 0,66 – 0,5 – 0,33) in funzione delle altezze di ricoprimento (0 – 5; 5 – 25; 25 – 250; > 250).

Parametro SRF:

Zone di debolezza intersecanti lo scavo

DEFINIZIONE	SRF
Diverse zone di debolezza con argilla o roccia chimicamente disgregata, roccia circostante molto allentata	10
Singole zone di debolezza con argilla o roccia chimicamente disgregata (altezze di copertura ≤ 50 m)	5
Singole zone di debolezza con argilla o roccia chimicamente disgregata (altezze di copertura > 50 m)	2,5
Fasce di taglio multiple in roccia competente, rilassamento della roccia circostante	7,5
Fascia di taglio singola in roccia competente (altezze di copertura ≤ 50 m)	5
Fascia di taglio singola in roccia competente (altezze di copertura > 50 m)	2,5
Zone intensamente fratturate con intersezione di discontinuità aperte e continue	5

Se le zone di debolezza o di fessurazione influenzano ma non intersecano direttamente lo scavo, SRF va ridotto del 25-50%

Ammasso competente con problemi di tensioni geostatiche

DEFINIZIONE	σ_c/σ_1	σ_θ/σ_c	SRF
Basso campo tensionale in prossimità della superficie	> 200	$< 0,01$	2,5
Condizioni tensionali favorevoli	200 - 10	0,01 - 0,3	1
Campo tensionale alto, favorevole alla stabilità in calotta, può essere sfavorevole per la stabilità dei piedritti	10 - 5	0,3 - 0,5	0,5 - 0,2
Moderati colpi di tensione dopo più di un'ora in roccia massiva	5 - 3	0,5 - 0,65	5 - 50
Colpi di tensione quasi immediati in roccia massiva	3 - 2	0,65 - 1	50 - 400

σ_c = resistenza a compressione della roccia

σ_θ = massima tensione tangenziale al contorno dello scavo

σ_1 = tensione principale maggiore agente

σ_3 = tensione principale minore agente

Se il rapporto fra le tensioni principali σ_1/σ_3 è compreso fra 5 e 10, ridurre σ_c a $0,75\sigma_c$, se il rapporto è > 10 ridurre a $0,5\sigma_c$.

Se la profondità della calotta dal piano campagna è inferiore alla larghezza dello scavo, Barton suggerisce di utilizzare $SRF = 5$.

Per una caratterizzazione dell'ammasso lontano dall'influenza dello scavo si possono assumere i valori di SRF (5 - 2,5 - 1,0 - 0,5) in funzione delle altezze di ricoprimento (0 - 5; 5 - 25; 25 - 250; > 250).

Le ultime tre righe nella tabella sono generalmente applicabili a rocce molto dure e massive, con valori di RQD/J_n compresi fra 50 e 200.

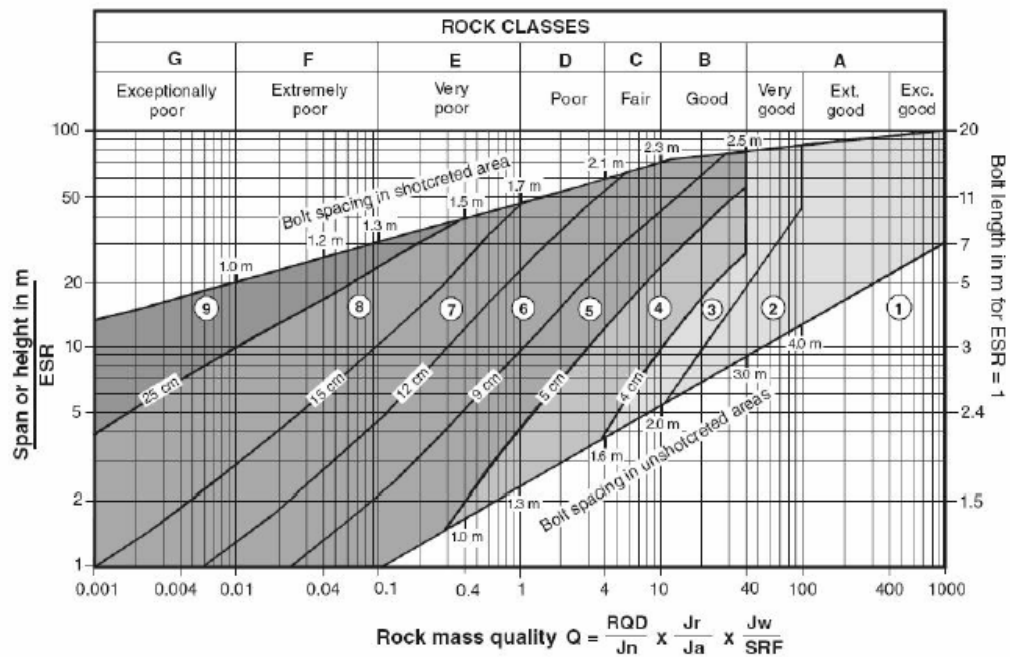
Ammasso spingente:

DEFINIZIONE	SRF
Ammasso moderatamente spingente	5 - 10
Ammasso fortemente spingente	10 - 20

Ammasso rigonfiante:

DEFINIZIONE	SRF
Ammasso moderatamente rigonfiante	5 - 10
Ammasso fortemente rigonfiante	10 - 15

L'indice Q (variabile da 0,001 a 1000), così calcolato, permette di determinare la classe di qualità dell'ammasso roccioso tramite la seguente tabella (Hoek, 2007 modificato), la quale indica anche le categorie di interventi di stabilizzazione dell'ammasso roccioso in galleria:



REINFORCEMENT CATEGORIES:

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> 1) Unsupported 2) Spot bolting 3) Systematic bolting 4) Systematic bolting, (and unreinforced shotcrete, 4 - 10 cm) 5) Fibre reinforced shotcrete and bolting, 5 - 9 cm | <ul style="list-style-type: none"> 6) Fibre reinforced shotcrete and bolting, 9 - 12 cm 7) Fibre reinforced shotcrete and bolting, 12 - 15 cm 8) Fibre reinforced shotcrete, > 15 cm, reinforced ribs of shotcrete and bolting 9) Cast concrete lining |
|---|---|

oppure tramite la seguente tabella (Bruschi, 2004 modificato):

Q	Classe	Descrizione
0,001 - 0,01	IX	Eccezionalmente scadente
0,01 - 0,1	VIII	Estremamente scadente
0,1 - 1	VII	Molto scadente
1 - 4	VI	Scadente
4 - 10	V	Mediocre
10 - 40	IV	Buona
40 - 100	III	Molto buona
100 - 400	II	Estremamente buona
400 - 1000	I	Ottima

Inoltre è possibile, tramite i tre quozienti (RQD/Jn, Jr/Ja, Jw/SRF), estrapolare due caratteristiche di resistenza dell'ammasso roccioso (Barton, 2002).

- Una componente attritiva (FC), che può essere considerata come approssimazione dell'angolo d'attrito

$$FC = \tan^{-1} \left(\frac{J_r}{J_a} J_w \right)$$

- Una componente coesiva (CC), che può essere considerata come approssimazione della coesione dell'ammasso

$$CC = \frac{RQD}{J_n} \times \frac{1}{SRF} \times \frac{\sigma_c}{100}$$

Invece il modulo di deformazione statico può essere determinato mediante la relazione

$$E_M \text{ (GPa)} = 10 Q_c^{1/3}$$

proposta da Barton et al. (1980) e in accordo con l'espressione di Serafim & Pereira (1983) derivata da RMR.

– Slope Mass Rating o SMR (Romana, 1985)

Questo sistema classificativo è stato sviluppato nel 1985 da Romana, il quale si accorse che nel sistema RMR Bieniawski non indicava per il campo della stabilità dei versanti delle specifiche linee guida per determinare il valore dell'indice di compensazione per l'orientamento delle discontinuità (A6).

Perciò sviluppò un approccio fattoriale per la determinazione di quell'indice, proponendo di aggiungere al valore di RMR di base, ottenuto secondo le indicazioni di Bieniawski, dei fattori di aggiustamento, basati sull'orientamento relativo fra discontinuità e fronte del versante, e un ulteriore fattore che tenga conto del metodo di scavo. Poi grazie alla seguente formula è possibile ottenere il coefficiente numerico SMR:

$$SMR = RMR_b + (F1 \times F2 \times F3) + F4$$

Con: RMR_b = parametro RMR di base

F1 = fattore dipendente dal parallelismo fra l'immersione del fronte e l'immersione dei giunti. Assume valori variabili tra 1 e 0,15

F2 = fattore riferito all'inclinazione del giunto nell'ipotesi di rottura planare. Assume valori variabili tra 1 e 0,15

F3 = fattore che mantiene le relazioni proposte da Bieniawski per il proprio parametro A6

F4 = fattore di correzione legato al metodo di scavo e fissato empiricamente

Le condizioni di stabilità verificate da Romana sono relative a rotture planari e per ribaltamento (o toppling). Successivamente Anbalagan et al. (1992) hanno proposto un'estensione della classificazione anche per rotture a cuneo.

L'attribuzione dei fattori viene effettuata in base alle tabelle seguenti (Bruschi, 2004 modificato):

ROTTURA	CINEMATISMO	CONDIZIONE				
		MOLTO FAVOREVOLE	FAVOREVOLE	MEDIOCRE	SFAVOREVOLE	MOLTO SFAVOREVOLE
Planare Toppling Cuneo	$ \alpha_j - \alpha_f $ $ \alpha_j - \alpha_f - 180^\circ $ $ \alpha_i - \alpha_f $	$> 30^\circ$	$30^\circ - 20^\circ$	$20^\circ - 10^\circ$	$10^\circ - 5^\circ$	$< 5^\circ$
	F1	0,15	0,40	0,70	0,85	1,00
Planare Cuneo	$ \beta_j $ $ \beta_i $	$< 20^\circ$	$20^\circ - 30^\circ$	$30^\circ - 35^\circ$	$35^\circ - 45^\circ$	$> 45^\circ$
	F2	0,15	0,40	0,70	0,85	1,00
Toppling	F2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Planare Cuneo	$\beta_j - \beta_f$ $\beta_i - \beta_f$	$> 10^\circ$	$10^\circ - 0^\circ$	0°	$0^\circ - (-10^\circ)$	$< -10^\circ$
Toppling	$\beta_j + \beta_f$	$< 110^\circ$	$110^\circ - 120^\circ$	$> 120^\circ$	—	—
	F3	0	-6	-25	-50	-60

Con: α_j = immersione della discontinuità

α_i = immersione della retta d'intersezione di due piani per la rottura a cuneo

α_f = immersione del fronte del versante

β_j = inclinazione della discontinuità

β_i = inclinazione della retta d'intersezione di due piani per la rottura a cuneo

β_f = inclinazione del fronte del versante

METODO DI SCAVO	F4
Scarpata naturale	15
Abbattimento con pretaglio	10
Abbattimento controllato	8
Abbattimento normale	0
Abbattimento non controllato	-8

Come per RMR, anche questo metodo va applicato su tutti i sistemi di discontinuità presenti nell'ammasso roccioso e il valore minimo che tale indice assume viene considerato il valore rappresentativo della qualità dell'ammasso roccioso per l'area di rilievo.

Sulla base del valore calcolato, Romana fornisce indicazioni generali sul grado di stabilità della scarpata, sul tipo di cinematismo di rottura che si può instaurare e sulla 'pesantezza' di eventuali interventi di stabilizzazione (Bruschi, 2004 modificato):

SMR	100 - 81	80 - 61	60 - 41	40 - 21	21 - 0
CLASSE	I	II	III	IV	V
DESCRIZIONE	Molto buona	Buona	Mediocre	Scadente	Molto scadente
STABILITÀ	Sicuramente stabile	Stabile	Parzialmente stabile	Instabile	Sicuramente instabile
MODO DI ROTTURA	Assente	Possibili blocchi	Lungo piani o per cunei	Lungo piani o su grandi cunei	Su grandi piani o rototraslazionale
STABILIZZAZIONE	Nessuna	Occasionale	Sistematica	Estesa	Riprofilare la scarpata





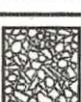

– *Geological Strength Index o GSI (Marinos & Hoek, 2000)*

Il concetto che sta alla base del GSI, sviluppato da Hoek a partire dal 1980 e modificato negli anni successivi, è il seguente: combinare l'assetto strutturale dell'ammasso (grado di fratturazione e disturbo tettonico) con le caratteristiche delle discontinuità (rugosità, alterazione e riempimento) che lo separano, per arrivare ad un indice che permetta il suo utilizzo per la valutazione della resistenza e della deformabilità dell'ammasso roccioso.

Questo indice viene utilizzato in stretta associazione con il criterio di rottura Hoek & Brown (Appendice D) ed assume un comportamento isotropo dell'ammasso roccioso.

L'indice che viene assegnato all'ammasso roccioso non deriva da elaborazioni numeriche, ma è il risultato di osservazioni fatte sugli affioramenti in campagna. Di conseguenza è un metodo dove l'analisi soggettiva del geologo gioca un ruolo fondamentale nella valutazione dell'indice. A questo proposito Marinos & Hoek (2000) sconsigliano di assegnare un valore preciso di GSI (per esempio 33), ma piuttosto di indicare un range ristretto entro il quale molto probabilmente cade il valore reale (per esempio $30 \div 35$).

Nella sua formulazione più recente (Marinos & Hoek, 2000), la definizione del GSI di uno specifico affioramento passa attraverso l'utilizzo della seguente tabella (Marinos & Hoek, 2000 modificato):

<p>GEOLOGICAL STRENGTH INDEX FOR JOINTED ROCKS (Hoek and Marinos, 2000)</p> <p>From the lithology, structure and surface conditions of the discontinuities, estimate the average value of GSI. Do not try to be too precise. Quoting a range from 33 to 37 is more realistic than stating that GSI = 35. Note that the table does not apply to structurally controlled failures. Where weak planar structural planes are present in an unfavourable orientation with respect to the excavation face, these will dominate the rock mass behaviour. The shear strength of surfaces in rocks that are prone to deterioration as a result of changes in moisture content will be reduced if water is present. When working with rocks in the fair to very poor categories, a shift to the right may be made for wet conditions. Water pressure is dealt with by effective stress analysis.</p>		SURFACE CONDITIONS				
STRUCTURE		VERY GOOD	GOOD	FAIR	POOR	VERY POOR
		Very rough, fresh unweathered surfaces	Rough, slightly weathered, iron stained surfaces	Smooth, moderately weathered and altered surfaces	Stickensided, highly weathered surfaces with compact coatings or fillings or angular fragments	Stickensided, highly weathered surfaces with soft clay coatings or fillings
		DECREASING SURFACE QUALITY →				
	INTACT OR MASSIVE - intact rock specimens or massive in situ rock with few widely spaced discontinuities	90			N/A	N/A
	BLOCKY - well interlocked undisturbed rock mass consisting of cubical blocks formed by three intersecting discontinuity sets	80	70			
	VERY BLOCKY - interlocked, partially disturbed mass with multi-faceted angular blocks formed by 4 or more joint sets		60			
	BLOCKY/DISTURBED/SEAMY - folded with angular blocks formed by many intersecting discontinuity sets. Persistence of bedding planes or schistosity		50	40		
	DISINTEGRATED - poorly interlocked, heavily broken rock mass with mixture of angular and rounded rock pieces			30	20	
	LAMINATED/SHEARED - Lack of blockiness due to close spacing of weak schistosity or shear planes	N/A	N/A			10
↓ DECREASING INTERLOCKING OF ROCK PIECES ↓						

APPENDICE D - *Modelli di rottura*

– *Criterio di rottura di Barton & Choubey (1977)*

Questo modello si applica alle discontinuità caratterizzanti gli ammassi rocciosi ed è il risultato finale di numerose elaborazioni, condotte da Barton nel corso degli anni Settanta del XX secolo

Questo criterio è espresso dalla seguente relazione:

$$\tau = \sigma * \tan \left(\phi_r + JRC * \log_{10} \frac{JCS}{\sigma} \right)$$

Tramite il parametro di rugosità JRC la relazione tiene conto della scabrezza della discontinuità. Invece, il parametro JCS rappresenta la resistenza a compressione semplice del giunto.

L'angolo d'attrito residuo (ϕ_r) permette di considerare anche le condizioni di alterazione del giunto e viene ottenuto dalla seguente relazione:

$$\phi_r = 10^\circ + \frac{r}{R} * (\phi_b - 10^\circ)$$

Dunque il metodo proposto, per poter tener conto dell'alterazione, prevede il confronto tra i valori di rimbalzo ottenuti con il martello di Schmidt sulla superficie naturale (r) e quelli ottenuti sulla superficie levigata (R).

L'angolo di attrito di base dovrebbe essere determinato da prove di taglio eseguite su provini di roccia aventi superfici lisce e sottoponendo i provini ad una serie di tensioni normali tali da dare un inviluppo a rottura lineare con intercetta di coesione nulla (Bruschi, 2004). In mancanza di tali prove, un stima dell'angolo si può ottenere utilizzando i valori proposti da Barton & Choubey (1977) nella seguente tabella, grazie ai quali si può assegnare ad una determinata litologia il valore dell'angolo.

ROCCIA	ϕ_b GIUNTO ASCIUTTO (°)	ϕ_b GIUNTO UMIDO (°)
Conglomerato	35	35
Arenaria	26+35	25+33
Arenaria flyschoide	27+30	-
Calcarea	31+37	27+35
Calcarea microcristallino	37+41	-
Marna	28+31	-
Marna scagliosa	31+33	27+31
Siltite	31+33	27+31
Argillite	27	27
Basalto	35+38	31+36
Granito a grana fine	31+35	29+31
Granito a grana grossa	31+35	31+33
Porfiriti	31	31
Dolerite	36	32
Anfibolite	32	30
Gneiss	26+29	23+26
Calcescisti	29+33	-
Argilloscisti	26+30	-
Scisti	25+30	21

– Criterio di rottura di Hoek & Brown (1980)

Questo criterio di rottura è applicabile agli ammassi rocciosi ed è basato sulle tensioni principali. Gli autori ipotizzano che l'ammasso giunga a rottura a causa dello spostamento e rotazione dei singoli blocchi separati dalle numerose discontinuità presenti. La distribuzione spaziale delle discontinuità è ipotizzata caotica così da conferire all'ammasso una sorta di isotropia meccanica, non essendoci piani preferenziali lungo i quali avviene la rottura.

Dopo la formulazione originale dell'equazione, datata 1980, le continue modifiche apportate negli anni hanno condotto alla seguente espressione (Hoek et al., 2002):

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_c [m_b \cdot (\sigma_3 / \sigma_c) + s]^a$$

Con: σ_1 e σ_3 = sforzi principali massimo e minimo applicati a rottura

σ_c = resistenza a compressione monoassiale della roccia intatta

m_b , s , a = coefficienti dipendenti dalle caratteristiche dell'ammasso roccioso

In particolare m_b dipende da m_i , parametro proprio della roccia integra, al GSI e a D, fattore che tiene conto del grado di disturbo subito dalla roccia, come mostrato dalla seguente formula:

$$m_b = m_i \cdot \exp (GSI - 100/28 - 14 \cdot D)$$

Valori tipici di D ottenuti per versanti riprofilati sono variabili da 0,7 a 1 a seconda del tipo di versante e dell'eventuale mezzo utilizzato per profilarlo (mezzi meccanici o esplosivo). Invece un pendio naturale non disturbato da faglie o zone di taglio ha invece D pari a zero.

Le seguenti tabelle mostrano i valori tipici dei coefficienti m_i e D (Bruschi, 2004 modificato).

ROCCE SEDIMENTARIE			ROCCE IGNEE		
Roccia	m_i	\pm	Roccia	m_i	\pm
Conglomerato	21	3	Granito	32	3
Arenaria	17	4	Granodiorite	29	3
Siltite	7	2	Diorite	25	5
Argillite	4	2	Gabbro	27	3
Argilloscisto	6	2	Norite	20	5
Chalk	7	2	Dolerite	16	5
Breccia	20	2	Riolite	25	5
Calcere cristallino	12	3	Dacite	25	3
Calcere sparitico	10	5	Peridotite	25	5
Calcere micritico	8	3	Porfirite	20	5
Dolomia	9	3	Andesite	25	5
Marna	7	2	Basalto	25	5
Gesso	10	2	Diabase	15	5
Anidride	12	2	Ossidiana	19	3

ROCCE METAMORFICHE		
Roccia	m_i	\pm
Marmo	9	3
Cornubianite	19	4
Metaquarzite	20	3
Quarzite	20	3
Migmatite	29	3
Anfibolite	26	6
Gneiss	28	5
Scisti argillosi	7	4
Scisti	10	3
Filladi	7	3

APPLICAZIONE	CONDIZIONI DELL'AMMASSO	D
Gallerie	Scavo con esplosivo con microritardi o scavo con TBM	0
Gallerie	Scavo meccanizzato in ammassi di scarsa qualità senza uso di esplosivo	0
Gallerie	Idem in presenza di rocce spingenti o rigonfianti	0.5
Gallerie	Utilizzo di esplosivo non controllato in rocce competenti	0.8
Versanti	Taglio di scarpate per opere di ingegneria civile (ad esempio strade, imposte di dighe) con uso di esplosivo con cariche controllate	0.7
Versanti	Taglio di scarpate per opere di ingegneria civile (ad esempio strade, imposte di dighe) con uso di esplosivo con cariche non controllate o con uso di scavo meccanizzato	1.0
Versanti	Cave o lavori minerari a cielo aperto con coltivazione con uso di esplosivo	1.0
Versanti	Cave o lavori minerari a cielo aperto con coltivazione a scavo meccanizzato	0.7
		per altezze fino a 50 m 1.0 per altezze superiori
Versanti	Scarpate naturali non disturbate da faglie o zone di taglio	0

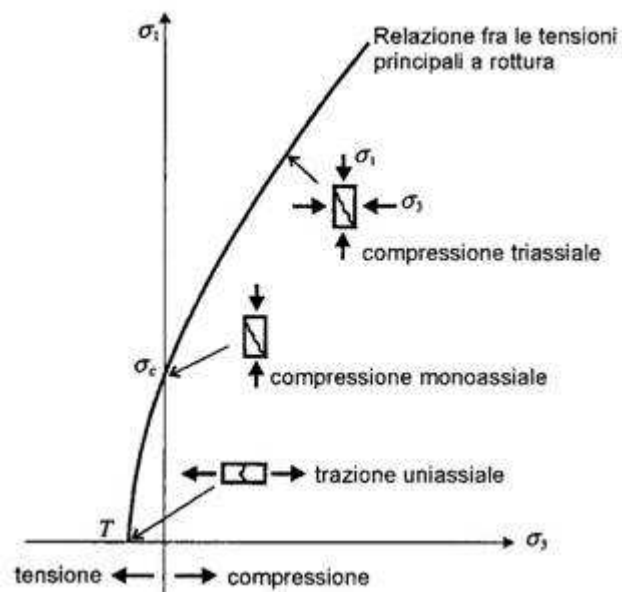
I coefficienti s ed a , invece, dipendono unicamente dal GSI e si ottengono tramite le seguenti espressioni:

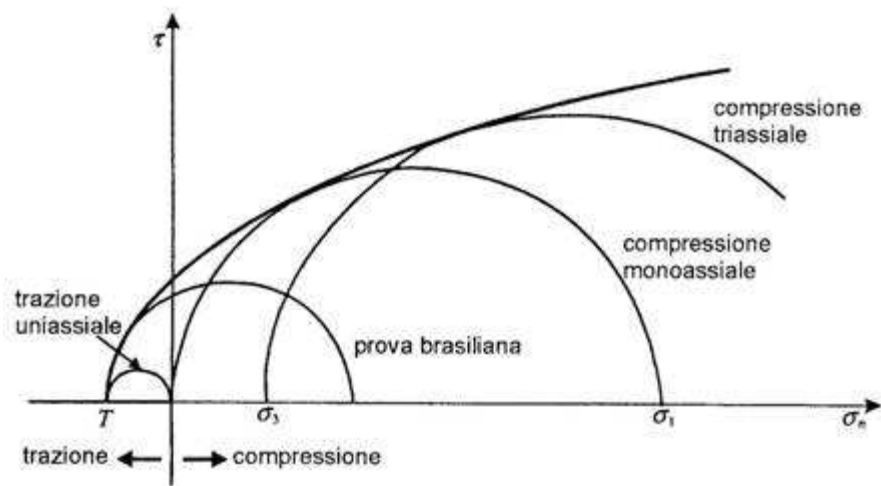
$$s = \exp(GSI - 100/9 - 3 \cdot D)$$

e

$$a = 1/2 + 1/6 \cdot (e^{-GSI/15} - e^{-20/3})$$

Il criterio proposto da Hoek & Brown può essere rappresentato sia in un grafico in coordinate cartesiane, ponendo lungo l'asse delle ordinate σ_1 e lungo l'asse delle ascisse σ_3 , sia visualizzato tramite il cerchio di Mohr in un grafico τ - σ (Bruschi, 2004):





APPENDICE E - Dati geomeccanici

- *Dati delle stazioni geomeccaniche*

WPT	Settore	Complesso	Unità litologica	# sistemi	Tipo di sistema	Giacitura		Spaziatura (m)	JRC	JCS (MPa)		
						Dip Dir	Dip					
GMRD01	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	4	K1	187	74	0,16	10-12	51		
						S	347	18		0,16	123	
						K4	112	69		0,62	85	
							083	75		1,15	46	
GMRD02	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	3	K3	344	36	0,19		35		
						K4	102	74		0,91	96	
							302	23		0,46	36	
GMRD03	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Quarzite	5	K3	281	47	0,02		78		
						K1	338	40		0,51	87	
							161	76		1,32	50	
							306	31		0,12	66	
							039	86		0,52	100	
GMRD04	'DGPV Wetterspitz'	ÖSC	Paragneiss a granato	5	K4	230	88	0,22	12-14	94		
							265	38		0,38	52	
							021	87		0,21	57	
							086	71		0,34	132	
						K3	337	65	0,40	10-12	96	
GMRD05	'DGPV Wetterspitz'	ÖSC	Paragneiss a bande	3	S	317	15	0,01		59		
						K1	180	76		0,69	123	
							030	86		0,40	141	
GMRD06	'DGPV Wetterspitz'	ÖSC	Paragneiss a bande	6	K4	037	29	0,25		31		
							014	63		0,26	32	
							094	61		0,02	80	
							155	55		0,79	81	
						S	340	38		0,23	22	
						K2	296	79		0,44	63	
GMRD07	Zona di coronamento	ÖSC	Paragneiss a bande	4	K2	258	77	0,11		90		
						S	031	20		0,11	79	
							296	71		1,31	160	
							206	38		0,19	33	
GMRD08	Zona di coronamento	ÖSC	Paragneiss a granato	3	K2	267	65	0,23		79		
							139	26		0,55	20	
							235	60		0,47	79	
GMRD09	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Micascisto plumbeo a granati	4	K2	275	70	0,17		38		
						K1	163	86		0,12	44	
						S	056	20		0,45	5	
						K3	356	66		0,09	27	
GMRD10	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	3	S	023	35	0,10		17		
						K1	178	78		0,34	18-20	29
						K4	116	79		0,15	43	

WPT	Settore	Complesso	Unità litologica	# sistemi	Tipo di sistema	Giacitura		Spaziatura (m)	JRC	JCS (MPa)	
						Dip Dir	Dip				
GMRD11	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto quarzoso con poco granato	4	K4	293	31	0,08		34	
						133	77	0,60		47	
						K3	360	54	0,23	8-10	29
							K1	214	57	0,70	6-8
GMRD12	Corpo di frana	SMU	Micascisto a granati centimetrici	7	S	008	64	0,34	14-16	38	
						K3	345	74	0,16	8-10	53
					198		63	0,20		76	
					K1		189	85		0,65	71
					K2	228	85	0,36	71		
						K4	295	67	0,27	10	60
					102	58	0,22	8-10	41		
GMRD13	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto quarzoso con poco granato	5	K3	345	50	0,33		30	
						S	014	48		0,09	17
					041		39	0,18		25	
					K4		115	66		1,42	39
					K1	194	51	0,23		31	
GMRD14	'DGPV Wetterspitz'	ÖSC	Paragneiss a bande	6	K4	114	54	0,20		93	
						130	83	1,56		16-18	40
						120	17	1,21		46	
					K1	209	86	0,02	6-8	53	
						K2	256	54	0,18	10	100
							314	70	1,06	10-12	107
GMRD15	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	3	K3	352	47	0,06		24	
						059	82	0,25		31	
					K2	266	83	0,60			
GMRD16	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	4	K4	276	14	0,08		17	
						096	85	0,76		60	
					K1	205	78	0,43	14-16	18	
						K2	270	69	0,25	12-14	24
GMRD17	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	4	S	290	33	0,13		8	
						K3	349	40		0,23	6
					K4		100	80		0,60	
					K1		209	71		0,12	16-18
GMRD18	Corpo di frana	SMU	Micascisto a granati centimetrici	4	S	004	53	0,08		19	
						K3	027	46		0,05	21
					314		49	0,92		55	
					017		76	0,10			
GMRD19	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Micascisto a granati cent.	2	S	003	13	0,05		20	
						K4	093	62		0,25	14-16
GMRD20	'DGPV Wetterspitz'	ÖSC	Gneiss anfibolico	5	K1	255	36	0,10	12-14	151	
						214	82	0,31	16-18	159	
						150	71	0,73	10-12	107	
						124	15	0,77			
					K4	080	83	0,18		133	

WPT	Settore	Complesso	Unità litologica	# sistemi	Tipo di sistema	Giacitura		Spaziatura (m)	JCS (MPa)	GSI		
						Dip	Dir					
RDL01	Zona di coronamento	ÖSC	Paragneiss a bande	6	S	005	11			25-30		
					K3	338	55				65,0	
						030	25				96,5	
					K2	243	65				22,5	
					K4	113	52				63,0	
						095	48				23,5	
RDL05	Zona di coronamento	ÖSC	Paragneiss a bande	6	S	016	17	0,45	150,4	35		
						190	15				100,5	
					K4	087	88				0,25	49,0
						170	40					90,5
					K1	198	55					117,1
					K2	290	70					
RDL06	Zona di coronamento	ÖSC	Paragneiss a bande	5	S	017	23			25-30		
						315	88				40,0	
					K4	085	71				72,5	
						330	16				11,0	
					K1	200	70				31,5	
RDL07	'DGPV Telfer Weissen'	ÖSC	Paragneiss a bande	5	S	111	12			30-35		
					K4	134	66				43,0	
					K2	264	55				73,0	
					K1	211	88				59,0	
						242	25				20,5	
RDL08	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	7	S	299	10			30		
					K3	351	31				7,0	
						049	71				38,0	
						318	80				28,5	
					K2	263	70				47,0	
					K1	195	82				35,0	
RDL10	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	5	S	338	32			30-35		
					K4	100	81				3,5	
						055	42				39,0	
						304	41				14,5	
					K1	207	58				88,0	

WPT	Settore	Complesso	Unità litologica	# sistemi	Tipo di sistema	Giacitura		Spaziatura (m)	JCS (MPa)	GSI	
						Dip	Dir				
RDL12	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	5	S	290	16		44,5	35-40	
					K1	046	87		74,5		
						187	72		53,0		
						011	77		40,5		
						K2	264		73		59,0
RDL14	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	5	K2	285	44		16,0	35-40	
					K4	109	85		0,30		61,0
					S	045	20		0,06		8,0
					110	38	0,15				
					230	77			20,5		
RDL15	'DGPV Telfer Weissen'	ÖSC	Paragneiss a bande	5	K1	192	58		51,0	15-20	
					K4	100	80		72,0		
					S	114	25		0,08		
					K2	275	80		0,32		36,0
					268	52			51,0		
RDL16	Zona di coronamento	ÖSC	Paragneiss a bande	5	S	030	17			35-40	
					K1	185	82		65,0		
						157	60		113,0		
						223	89		94,0		
						202	30		57,0		
						129	35		24,0		
RDL17	Zona di coronamento	ÖSC	Gneiss anfibolico	5	K2	236	83		105,3	45-50	
					K1	303	67		0,78		128,5
					S	186	87		83,0		
					120	35	0,07		94,5		
					285	55	146,0				
RDL18	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	6	S	340	13			25-30	
					K4	085	54		30,0		
						330	86		63,0		
					K3	010	45		38,0		
					K2	294	71		32,0		
						304	25		26,0		

WPT	Settore	Complesso	Unità litologica	# sistemi	Tipo di sistema	Giacitura		Spaziatura (m)	JCS (MPa)	GSI	
						Dip Dir	Dip				
RDL19	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	6	S	005	07		78,0	20-25	
					K4	073	87				
					K1	181	87	1,20	43,0		
						200	33	0,33			
					K3	010	59	0,90	59,0		
						186	12		31,0		
RDL20	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	6	S	029	24	0,13	57,5	25-30	
					K3	346	45				
						K2	248	15			35,0
					K1		300	53			45,5
						K4	213	80			101,0
					092		87				
RD136	'DGPV Wetterspitz'	ÖSC	Paragneiss a bande		S	340	20		78,0	40-45	
RD141	'DGPV Wetterspitz'	ÖSC	Paragneiss a bande	4	S	037	25			30	
					K4	112	65				84,0
						087	25				26,0
					K2	282	65				57,0
RD143	'DGPV Wetterspitz'	ÖSC	Paragneiss a granato	7	S	020	28		19,0	20-25	
					K1	178	55				111,0
						136	62				181,0
					K3	354	55		22,0		
						K2	301	80	0,28		31,0
					071		45		36,0		
					317	25		67,0			
RD145	'DGPV Wetterspitz'	ÖSC	Gneiss anfibolico	4	S	006	10		71,0	25	
					K4	091	69				98,0
						K1	206	65	0,55		79,0
					121		88		72,0		
RD147	'DGPV Wetterspitz'	ÖSC	Paragneiss a bande	4	K1	201	88		117,0	25	
						316	10				144,0
					S	337	15				69,0
						181	35				91,0
RD154	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Marmi a silicati						79,5		
RD155	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Quarzite	6	S	081	25		71,5	50	
						243	46				121,9
						056	87				140,1
						129	40				24,0

WPT	Settore	Complesso	Unità litologica	# sistemi	Tipo di sistema	Giacitura		Spaziatura (m)	JCS (MPa)	GSI
						Dip Dir	Dip			
RD207	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Micascisto plumbeo a granati	5	S	010	30		5,1	20-25
						292	40		55,5	
						022	68		18,5	
					K2	256	85		43,5	
						K4	095		70	
RD211	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	3	S	356	18			25-30
						K4	127		70	
					K1	194	66		8,4	
						K2	298		85	
RD217	'DGPV Wetterspitz'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	5	S	032	31		41,5	25-30
						234	82		23,5	
					K2	305	65		50,5	
						010	85		33,0	
					K1	185	55		26,5	
RD230	'DGPV Telfer Weissen'	SMU	Micascisto a granati centimetrici	4	S	351	39		24,0	
						158	40		19,5	
						283	25			
					K2	267	85			

La sigla GMRD identifica le stazioni geomeccaniche complete.

Le sigle RDL e RD identificano invece le stazioni geomeccaniche 'random'.

Le celle vuote indicano che non è stato possibile ottenere quel dato in campagna.

In ogni stazione geomeccanica sono stati evidenziati i cinque sistemi di discontinuità riconosciuti nel capitolo 6.

– *Classificazione degli ammassi rocciosi*

WPT	Unità litologica	RQD (%) Deere	RMR _b	φ (°)	c (MPa)	E _m (MPa)	Q Index	FC (°)	CC (MPa)	E _m (GPa)	SMR	GSJ
GMRD01	Miscascisto a granati centimetrici	95,1	59	34	0,29	17000	1,3 Scadente	22	3,2	10,8	54 Mediocre	25-30
GMRD02	Miscascisto a granati centimetrici	94,4	49	29	0,24	17700	4,9 Mediocre	34	7,3	17,0	45 Mediocre	35-40
GMRD03	Quarzite	93,5	65	38	0,32	30600	7,2 Mediocre	56	4,8	19,3	72 Buona	40-45
GMRD04	Paragneiss a granato	85,1	59	34	0,29	17800	3,4 Scadente	33	5,2	15,1	59 Mediocre	35-40
GMRD05	Paragneiss a bande	94,7	55	33	0,28	10400	5,6 Mediocre	31	9,3	17,7	59 Mediocre	35-40
GMRD06	Paragneiss a bande	77,1	60	35	0,30	19200	3,9 Scadente	45	3,9	15,7	64 Buona	25-30
GMRD07	Paragneiss a bande	86,0	59	34	0,29	17200	2,9 Scadente	56	2,0	14,3	70 Buona	35-40
GMRD08	Paragneiss a granato	89,6	56	33	0,28	12400	4,4 Mediocre	37	5,8	16,3	65 Buona	35-40
GMRD09	Miscascisto plumbeo a granati	74,4	54	32	0,27	8600	1,3 Scadente	34	1,9	10,8	66 Buona	25-30
GMRD10	Miscascisto a granati centimetrici	79,6	53	31	0,26	5600	1,5 Scadente	37	2,0	11,4	50 Mediocre	25-30

WPT	Unità litologica	RQD (%) Deere	RMR _b	ϕ (°)	c (MPa)	E _m (MPa)	Q Index	FC (°)	CC (MPa)	E _m (GPa)	SMR	GSI
GMRD11	Miscascisto quarzoso con poco granato	87,7	62	36	0,31	23800	3,0 Scadente	45	3,1	14,5	55 Mediocre	35-40
GMRD12	Miscascisto a granati centimetrici	81,8	59	34	0,29	17200	1,7 Scadente	37	2,2	11,8	56 Mediocre	35-40
GMRD13	Miscascisto quarzoso con poco granato	94,6	65	37	0,32	29400	1,9 Scadente	45	1,9	12,3	28 Scadente	35-40
GMRD14	Paragneiss a bande	91,8	60	35	0,30	20200	3,3 Mediocre	45	3,3	14,9	18 Molto Scadente	30-35
GMRD15	Miscascisto a granati centimetrici	92,0	54	32	0,27	7600	1,3 Scadente	37	1,7	10,9	58 Mediocre	40-45
GMRD16	Miscascisto a granati centimetrici	93,2	59	35	0,29	18000	1,5 Scadente	45	1,5	11,3	36 Scadente	30-35
GMRD17	Miscascisto a granati centimetrici	87,5	65	38	0,32	30000	0,8 Molto Scadente	45	0,8	9,2	53 Mediocre	30-35
GMRD18	Miscascisto a granati centimetrici	56,9	53	32	0,27	6400	0,6 Molto Scadente	34	0,9	8,3	61 Buona	25-30
GMRD19	Miscascisto a granati centimetrici	86,8	58	34	0,29	15600	4,1 Mediocre	45	4,1	16,0	69 Buona	30-35
GMRD20	Gneiss anfibolico	86,4	69	40	0,35	38600	8,5 Mediocre	45	8,5	20,4	51 Mediocre	35-40

- Dati di resistenza al taglio dei sistemi di discontinuità

DOMINIO 1

Sistema K1

SEZ. SUL PROFILO	PROFONDITÀ	TENSIONE GEOSTATICA σ_n	Inclinazione Apparente	TENSIONE GEOSTATICA σ_n (78°)	JCS	JRC	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ
A-A'	m	MPa	78	MPa	MPa		°	°	MPa	°	°	MPa
	20	0,53		0,11	114	11	26	59,15	0,18	29	62,15	0,21
	50	1,32		0,28	114	11	26	54,77	0,39	29	57,77	0,44
	100	2,65		0,55	114	11	26	51,46	0,69	29	54,46	0,77
	150	3,97		0,83	114	11	26	49,52	0,97	29	52,52	1,08

Sistema K3

SEZ. SUL PROFILO	PROFONDITÀ	TENSIONE GEOSTATICA σ_n	Inclinazione Apparente	TENSIONE GEOSTATICA σ_n (43°)	JCS	JRC	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ
A-A'	m	MPa	43	MPa	MPa		°	°	MPa	°	°	MPa
	20	0,53		0,39	59	11	26	50,01	0,46	29	53,008	0,51
	50	1,32		0,97	59	11	26	45,63	0,99	29	48,630	1,10
	100	2,65		1,94	59	11	26	42,32	1,76	29	45,319	1,96
	150	3,97		2,91	59	11	26	40,38	2,47	29	43,382	2,74

DOMINIO 1

Sistema K4

SEZ. SUL PROFILO	PROFONDITÀ	TENSIONE GEOSTATICA σ_n	Inclinazione Apparente	TENSIONE GEOSTATICA σ_n (60°)	JCS	JRC	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ
A-A'	m	MPa	60	MPa	MPa		°	°	MPa	°	°	MPa
	20	0,53		0,27	91	17	26	69,11	0,69	29	72,11	0,82
	50	1,32		0,66	91	17	26	62,34	1,26	29	65,34	1,44
	100	2,65		1,33	91	17	26	57,22	2,06	29	60,22	2,31
	150	3,97		1,99	91	17	26	54,23	2,76	29	57,23	3,09

Sistema S

SEZ. SUL PROFILO	PROFONDITÀ	TENSIONE GEOSTATICA σ_n	Inclinazione Apparente	TENSIONE GEOSTATICA σ_n (09°)	JCS	JRC	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ
A-A'	m	MPa	09	MPa	MPa		°	°	MPa	°	°	MPa
	20	0,53		0,52	64	5	26	36,44	0,39	29	39,44	0,43
	50	1,32		1,31	64	5	26	34,45	0,90	29	37,45	1,00
	100	2,65		2,62	64	5	26	32,94	1,69	29	35,94	1,90
	150	3,97		3,92	64	5	26	32,06	2,46	29	35,06	2,75

DOMINIO 2

Sistema K1

SEZ. SUL PROFILO	PROFONDITÀ	TENSIONE GEOSTATICA σ_n	Inclinazione Apparente	TENSIONE GEOSTATICA σ_n (78°)	JCS	JRC	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ
A-A'	m	MPa	70	MPa	MPa		°	°	MPa	°	°	MPa
	20	0,51		0,17	48	13	25	56,70	0,27	30	61,70	0,32
	50	1,28		0,44	48	13	25	51,53	0,55	30	56,53	0,66
	100	2,55		0,87	48	13	25	47,62	0,96	30	52,62	1,14
	150	3,83		1,31	48	13	25	45,33	1,32	30	50,33	1,58

Sistema K3

SEZ. SUL PROFILO	PROFONDITÀ	TENSIONE GEOSTATICA σ_n	Inclinazione Apparente	TENSIONE GEOSTATICA σ_n (28°)	JCS	JRC	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ
A-A'	m	MPa	28	MPa	MPa		°	°	MPa	°	°	MPa
	20	0,51		0,45	30	9	25	41,41	0,40	30	46,41	0,47
	50	1,28		1,13	30	9	25	37,83	0,87	30	42,83	1,04
	100	2,55		2,25	30	9	25	35,12	1,58	30	40,12	1,90
	150	3,83		3,38	30	9	25	33,54	2,24	30	38,54	2,69

DOMINIO 5

Sistema K1

SEZ. SUL PROFILO	PROFONDITÀ	TENSIONE GEOSTATICA σ_n	Inclinazione Apparente	TENSIONE GEOSTATICA σ_n (78°)	JCS	JRC	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ
C-C'	m	MPa	82	MPa	MPa		°	°	MPa	°	°	MPa
	20	0,51		0,07	35	19	25	76,12	0,29	30	81,12	0,45
	50	1,28		0,18	35	19	25	68,56	0,45	30	73,56	0,60
	100	2,55		0,36	35	19	25	62,84	0,69	30	67,84	0,87
	150	3,83		0,54	35	19	25	59,50	0,91	30	64,50	1,12

Sistema K3

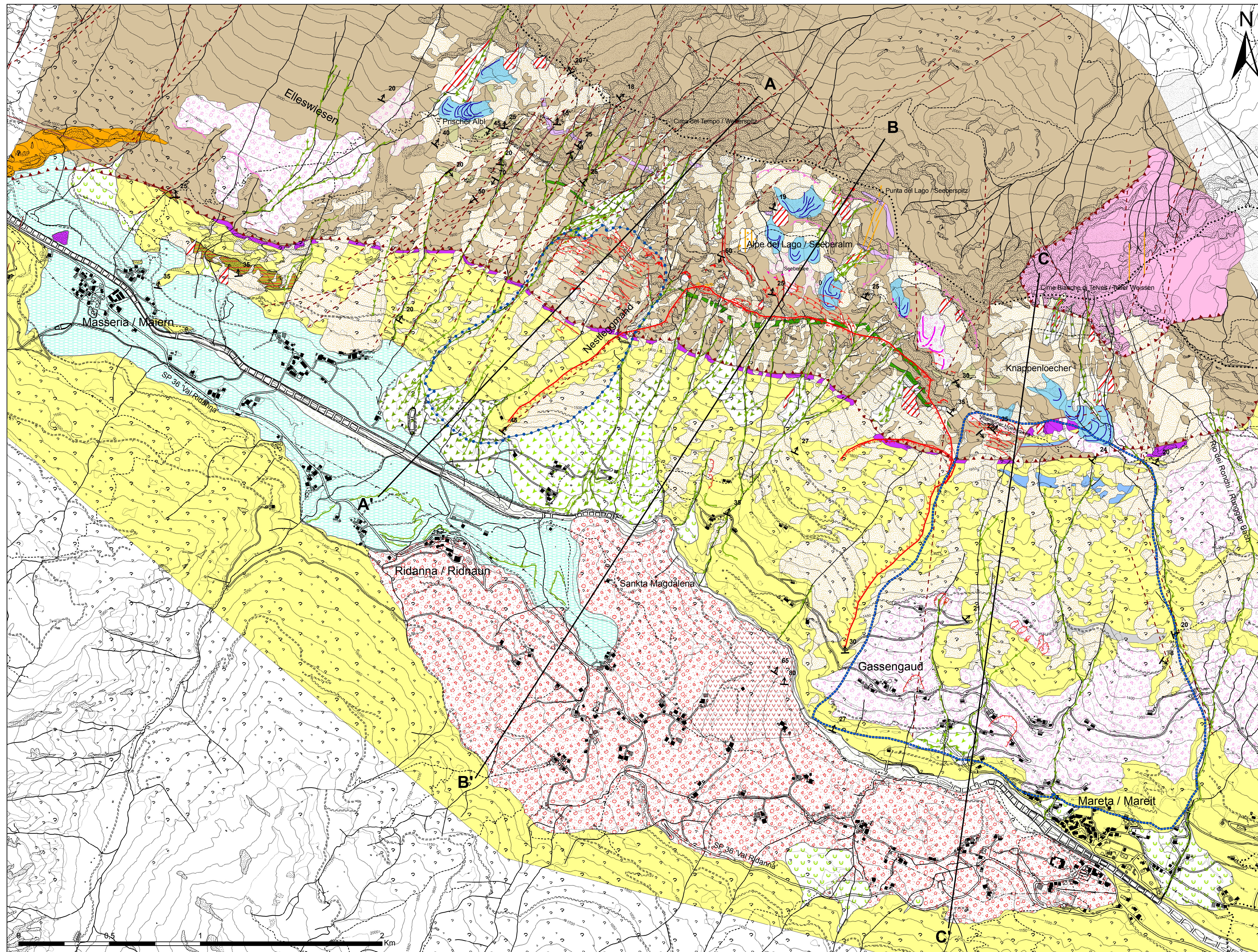
SEZ. SUL PROFILO	PROFONDITÀ	TENSIONE GEOSTATICA σ_n	Inclinazione Apparente	TENSIONE GEOSTATICA σ_n (52°)	JCS	JRC	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ
C-C'	m	MPa	52	MPa	MPa		°	°	MPa	°	°	MPa
	20	0,51		0,31	33	19	25	63,40	0,63	30	68,404	0,79
	50	1,28		0,79	33	19	25	55,84	1,16	30	60,843	1,41
	100	2,55		1,57	33	19	25	50,12	1,88	30	55,123	2,25
	150	3,83		2,36	33	19	25	46,78	2,51	30	51,777	2,99

Sistema K4

SEZ. SUL PROFILO	PROFONDITÀ	TENSIONE GEOSTATICA σ_n	Inclinazione Apparente	TENSIONE GEOSTATICA σ_n (08°)	JCS	JRC	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ	Φ_b (teorico)	$\Phi_b + JRC \text{ LOG}_{10}(JCS/\sigma_n)$	τ
C-C'	m	MPa	08	MPa	MPa		°	°	MPa	°	°	MPa
	20	0,51		0,51	30	15	25	51,61	0,64	30	56,61	0,77
	50	1,28		1,26	30	15	25	45,64	1,29	30	50,64	1,54
	100	2,55		2,53	30	15	25	41,12	2,20	30	46,12	2,62
	150	3,83		3,79	30	15	25	38,48	3,01	30	43,48	3,59

TAVOLA 1: Carta geologica e geomorfologica del versante sinistro della Val Ridanna

Scala 1:10.000



LEGENDA

Deformazione Gravitativa Profonda di Versante

- DGPV della Wetterstspitz
- DGPV delle Telfer Weissen

Morfostrutture

- Controscarpata
- Scarpata
- Trincea

Forme di erosione glaciale

- Gradino in valle glaciale
- Orlo di circo
- Orlo di conca di sovraescavazione

Forme fluviali

- Forra
- Orlo di scarpata di erosione fluviale
- Solco da ruscellamento concentrato

Forme di denudazione gravitativa

- Nicchia di frana di colamento
- Nicchia di frana di crollo
- Nicchia di frana di scorrimento
- Nicchia di frana per ribaltamento
- Nicchia della Rock Avalanche

Forme di accumulo glaciale

- Deposito glaciale
- Cordone morenico

Forme di accumulo crionivale

- Rock glacier
- Cordone da rock glacier

⊥ Foliazioni metamorfiche

Contatto tettonico

- Affiorante
- Non affiorante

Faglie principali

- Faglia certa affiorante
- Faglia certa non affiorante

Lineamenti

- Affiorante
- Non affiorante

Forme di accumulo fluviale

- Colata da trasporto in massa attiva (debris - flow; mud - flow)
- Colata da trasporto in massa inattiva (debris - flow; mud - flow)
- Conoide alluvionale
- Ghiaia

Forme e depositi di origine lacustre

- Deposito lacustre

Forme di accumulo gravitativo

- Cono di detrito
- Corpo da Rock Avalanche
- Corpo di frana di crollo
- Corpo di frana di ribaltamento
- Corpo di frana di scorrimento
- Detrito di versante
- Falda di detrito
- Corpo di frana di crollo

Coperture Permo-Mesozoiche

- Dolomie e marmi dolomitici

Unità di Monteneve

- Micascisti a granati centimetrici
- Micascisti plumbei a granato
- Micascisti quarzosi con poco granato
- Quarziti
- Marmi a silicati

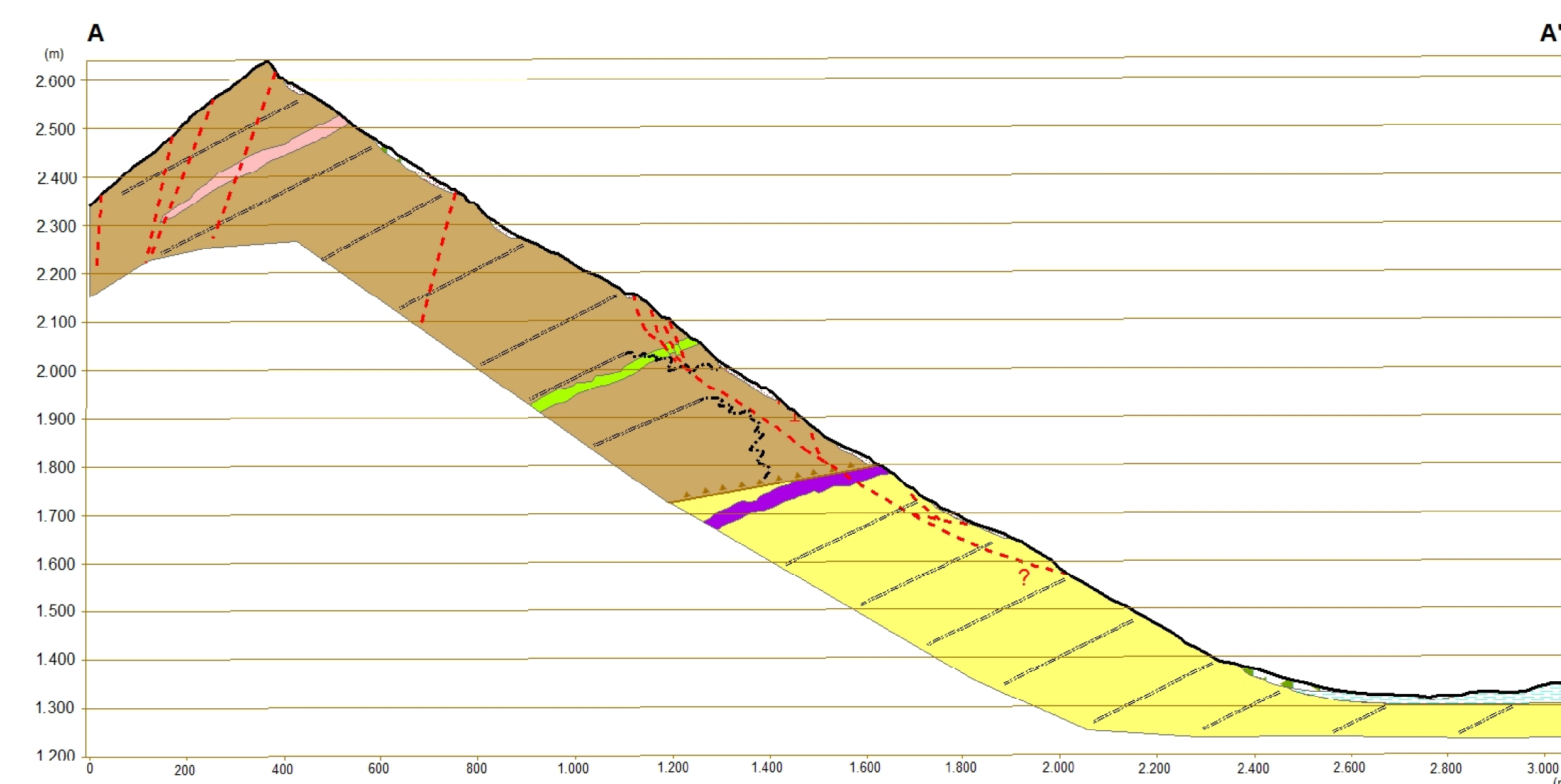
Complesso dell'Oetztal-Stubai

- Paragneiss a bande
- Paragneiss a solfuri disseminati
- Anfiboliti
- Gneiss anfibolici
- Ortogneiss leucocrati a mica bianca prevalente

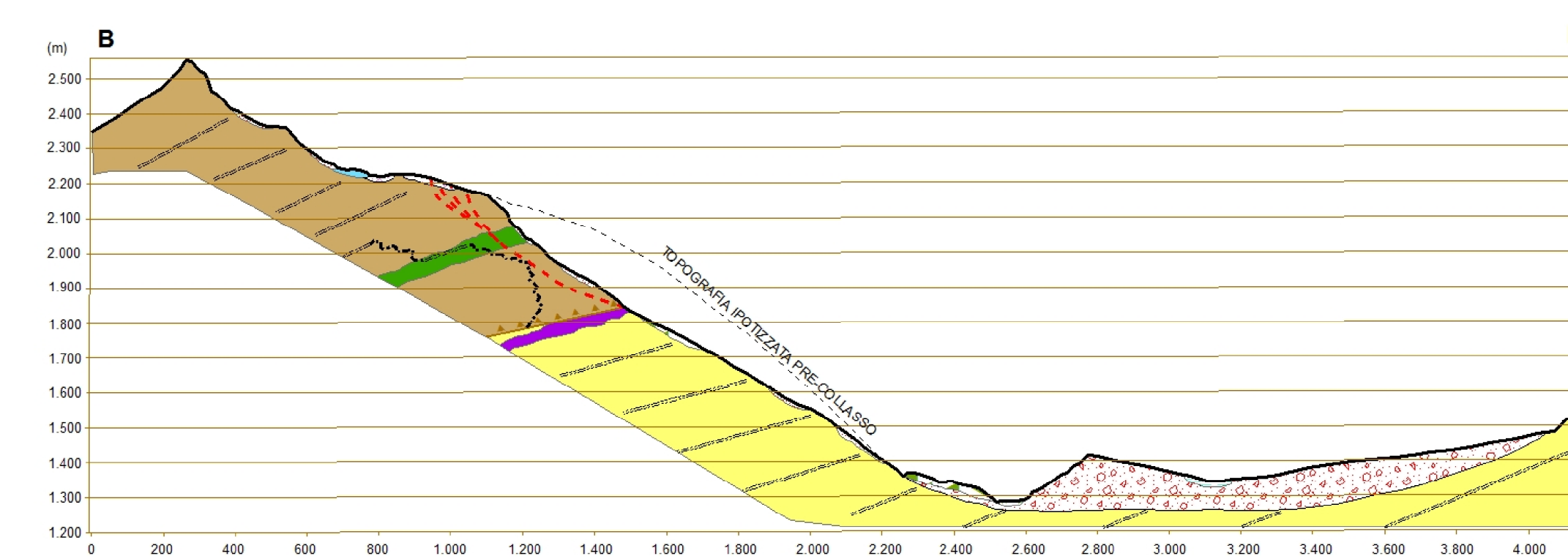
Sezioni geologiche

— A-A'

Sezione geologica A-A'



Sezione geologica B-B'



Sezione geologica C-C'

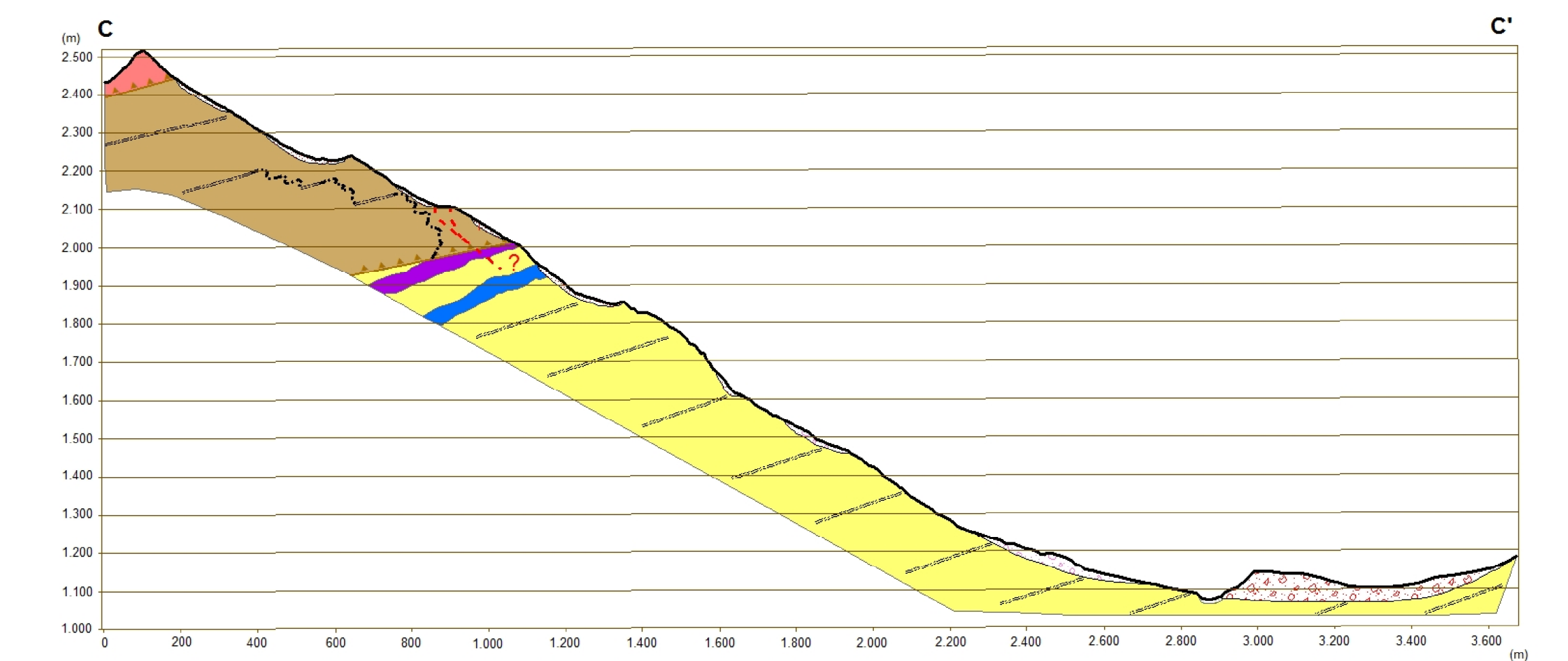
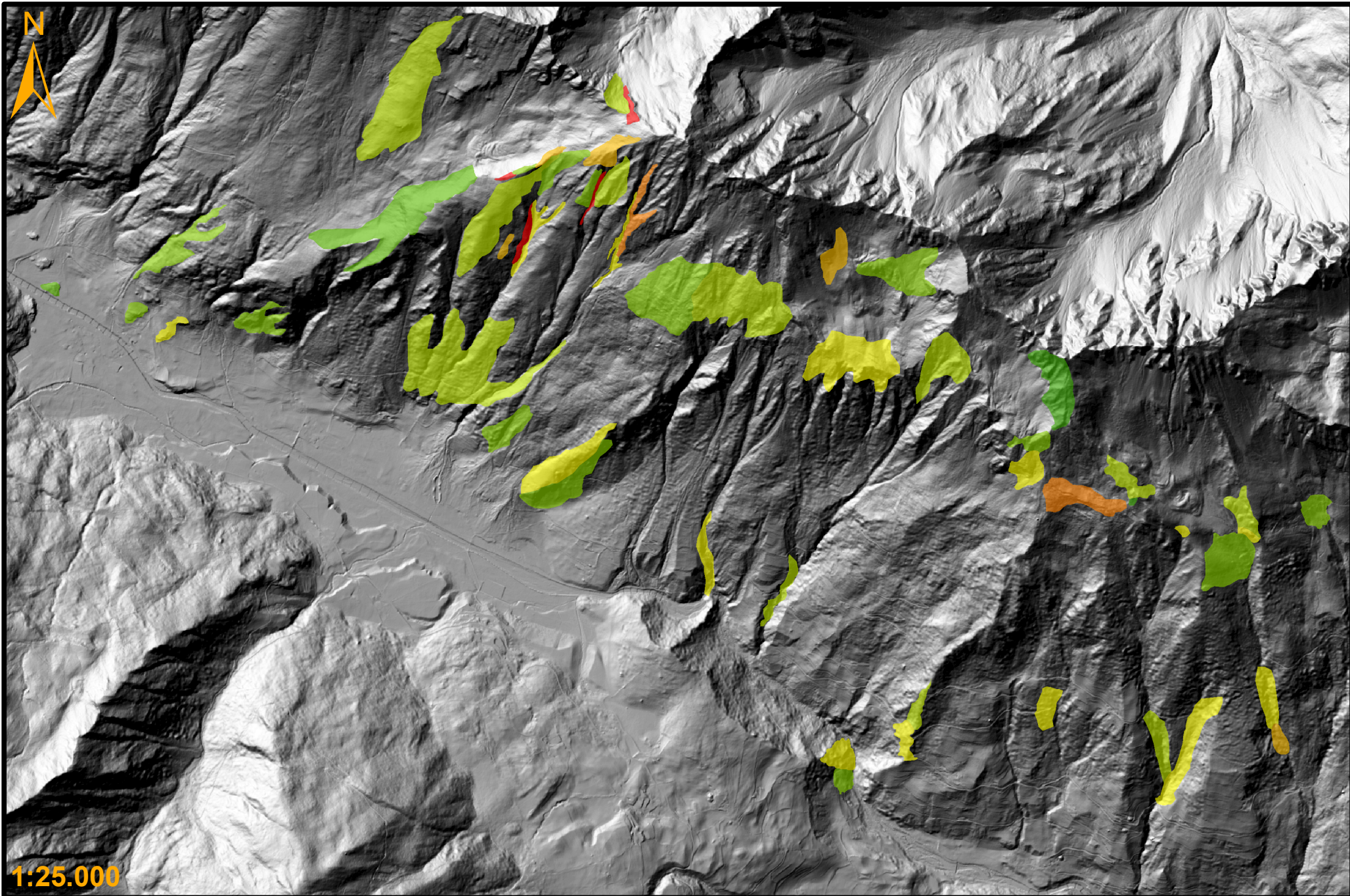


TAVOLA 2: Mappa di distribuzione del GSI



1:25.000

Intervalli di GSI

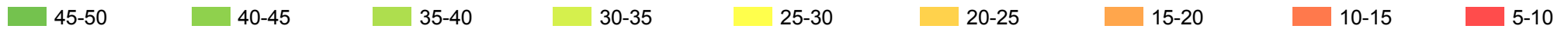
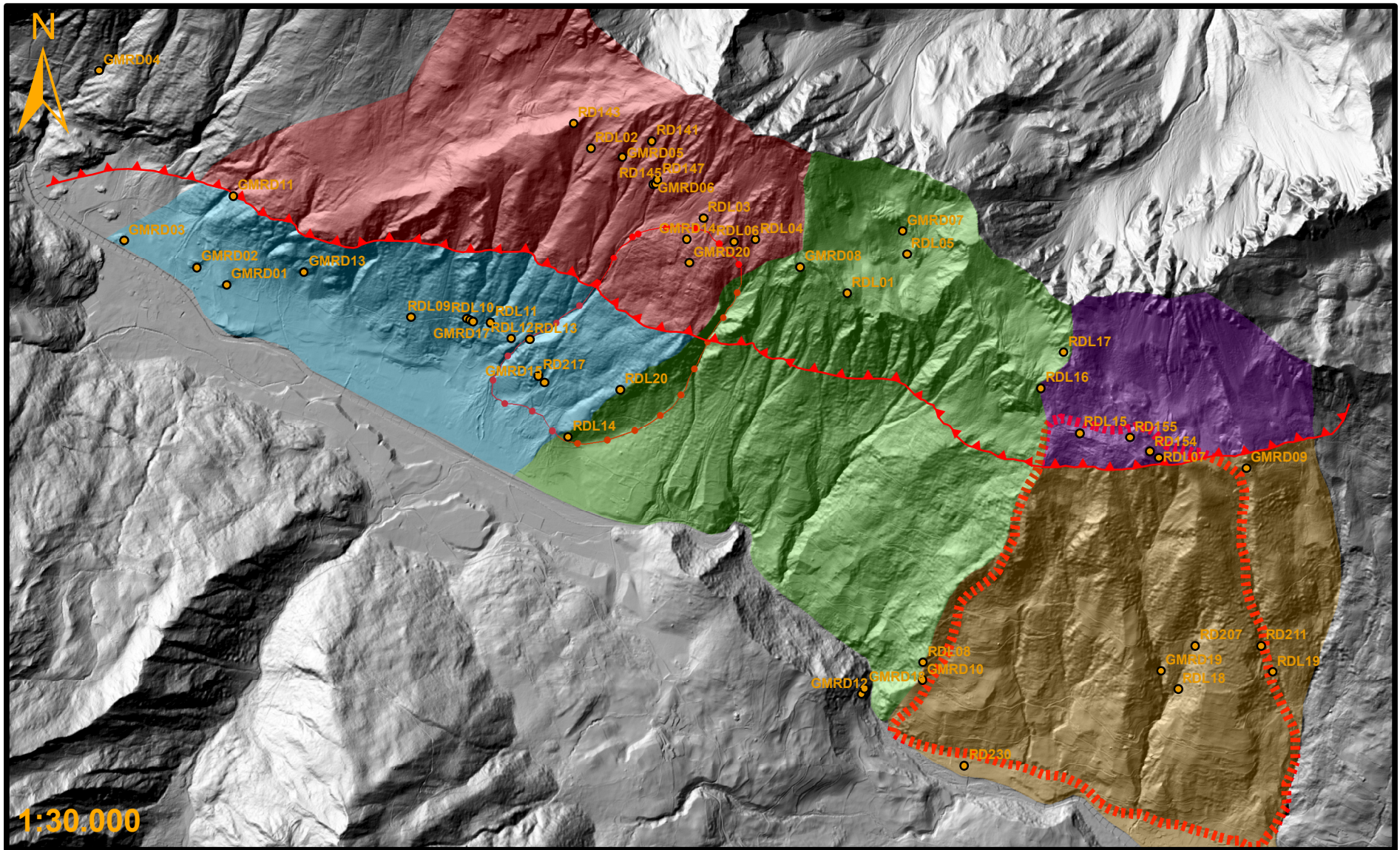


TAVOLA 3: Mappa dei Domini Geomeccanici



Domini Geomeccanici

- 'DGPV della Wetterspitz' - ÖSC
- 'DGPV della Wetterspitz' - SMU
- Area del collasso
- 'DGPV delle Telfer Weissen' - ÖSC
- 'DGPV delle Telfer Weissen' - SMU

Deformazioni Gravitative Profonde di Versante

- DGPV della Wetterspitz
- DGPV delle Telfer Weissen

- Linea di Monteneve
- Stazione geomeccanica