



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN

GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**ANALISI DELLE CONDIZIONI DI STABILITÀ DEL
VERSANTE SETTENTRIONALE DEL MONTE PELMO
(DOLOMITI ORIENTALI, VENETO)**

*“Analysis of stability conditions of the northern side of Mount Pelmo
(Dolomites, NE Italy)”*

Relatore: Dr. Antonio Galgaro

Correlatore: Dr. Alessandro Fontana

Laureando: Davide Corò

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

a Marino, Vania, Giuliano

INDICE

• Abstract.....	III
• INTRODUZIONE.....	V
• STUDI PRECEDENTI E NUOVE INTEGRAZIONI	VII
• 1 - AREA DI STUDIO	1
○ 1.1 Clima.....	2
▪ Caratteristiche climatiche da stazioni ARPAV	2
▪ Andamento delle temperature 1985- 2011	7
▪ Andamento delle precipitazioni 1985- 2011	8
▪ I fenomeni temporaleschi intensi	10
○ 1.2 Geologia	12
▪ Successione stratigrafica	12
• Substrato mesozoico.....	12
• Quaternario.....	15
▪ Inquadramento tettonico e principali elementi strutturali	16
○ 1.3 Geomorfologia.....	20
▪ Influenza dei fattori geologici sulla morfologia	20
▪ Evoluzione paleoclimatica e relative forme	22
▪ Processi periglaciali	26
▪ Processi gravitativi	28
• 2 - FENOMENI DI INSTABILITA' DI VERSANTE.....	33
○ 2.1 Fenomeni di crollo	33
▪ L'evento franoso del 31-09-2011	33
▪ Database dei fenomeni franosi	38
▪ L'organizzazione di una nuova banca dati delle frane di crollo.....	39
○ 2.2 Colate di detrito – “Debris flow”.....	45
▪ I debris flow in ambiente alpino.....	45
▪ La colata del 14-09-1994.....	49
▪ Opere di difesa e mitigazione del rischio	58
• 3 - METODI DI INDAGINE.....	61
○ 3.1 Fotogrammetria	61
▪ Riprese aeree e terrestri	61
• Georeferenziazione dei rilievi	65
▪ Fotointerpretazione	67
○ 3.2 Rilievo Geomeccanico.....	69
▪ Parametri geomeccanici	69
▪ Classificazione dell'ammasso roccioso.....	74
○ 3.3 Laser Scanning.....	80
▪ Principi	80
▪ Il rilievo sul versante settentrionale del monte Pelmo	82
▪ Elaborazione dei dati.....	85

• 4 - ANALISI E DISCUSSIONE.....	91
○ 4.1 Cambiamenti climatici e futuri scenari per gli eventi franosi.....	91
▪ Cambiamenti del clima in atto sulle Alpi.....	91
▪ Incidenza sui movimenti franosi in alta montagna.....	94
○ 4.2 Evoluzione del versante settentrionale del Monte Pelmo.....	97
▪ Osservazioni sulla nuova carta Geomorfologica realizzata	97
○ 4.3 Parete: interpretazione dati Laser Scanner	100
▪ Discontinuità.....	101
▪ Spaziatura	103
▪ Rugosità.....	108
▪ Blocchi instabili	111
▪ Confronto con rilievo geomeccanico	117
○ 4.4 Debris flow: risultati fotogrammetria.....	119
▪ Situazione attuale e confronto con il rilievo topografico del 1995	119
• 5 – CONCLUSIONI.....	127
• BIBLIOGRAFIA.....	131
• SITOGRAFIA	139
• ALLEGATI.....	145
○ A: grafici dati meteo-climatici.....	145
○ B: profili debris flow	157
○ C: carta 1:10.000 “Evoluzione geomorfologica del versante settentrionale del Monte Pelmo”	

Abstract

Debris flows and rockfalls are hazardous phenomena that occur on Alpine slopes. In this study two of these types of landslides are analyzed. The study area is the northern side of Pelmo Mount in Dolomites area (Eastern Alps). The upper portion of this slope is a steep 900-m high cliff made by late Triassic to early Jurassic dolostones and limestones; on August 31st, 2011 a huge block of rock detached from the cliff, below the top of the mountain and fell killing 2 members of the mountain rescue. At the base of the slope, a thick scree slope is present, up to 20 m thick. This deposit is composed even by glacial till of a moraine ridge of Little Ice Age (LIA). Under this deposit an ice mass, up to 30 m thick, is settled, inherited from a local cirque glacier. On September 14th, 1994 a large debris flow triggered by a storm with a rainfall peak of 10 mm in 15 min, involved the western part of LIA moraine and mobilized 200,000 m³ of loose materials that reached the SP251 road. The aim of this work is to identify the causes of these events through traditional and innovative remote sensing methods.

The use of terrestrial laser scanner (TLS) on the rockwall has allowed to work safely and to realize in a brief time, a detailed 3D elevation model (DEM) from the point cloud. Joint bearing and some geotechnical parameters of the rock mass, such as fracture spacing and joint roughness have been estimated. These data have been validated by scanline measurements. The volume of some instable blocks isolated by tectonic fractures, has been estimated by measures taken from the point cloud. It has resulted that the rockfall of 31st August, 2011 was triggered by freeze-thaw cycles on open, weathered tectonic fracture isolating a parallelepiped-shape block of 6600 m³ that crushed down the rockwall.

The morphology of the debris flow has been investigated by aerial photogrammetry conducted with the use of a model aircraft equipped with a camera and differential GPS at ground. The DEM has been compared through GIS-software with another that has been extracted from a detailed map (1:5000) realized by ARPAV in October 1995 by topographic survey. From the DEM of Difference (DoD) it has been possible to assess, in the last 17 years, a loss of material at initiation area of 170,000 m³ and an accumulation of debris at deposition area of 145,000 m³. Erosion concentrated on the western side of moraine whereas sedimentation moved toward the north-eastern side of Pelmetto Mount.

An analysis of temperature and rainfall data series collected from 1986 to 2011 at some stations managed by ARPAV, in the study area, shows an increase of annual mean maximum and minimum temperature. In this period the maximum summer temperature has increased of 1 °C. The distribution of seasonal rainfall has changed: the total amount in autumn has increased.

Field surveys and observation of aerial photographs allowed the realization of a geomorphologic map at the scale 1:10,000 which shows the evolution of the northern side of Pelmo Mount in the last 50 years. It has been resulted that the channel of debris flow, the avalanche cones and the moraine ridge have changed in this period. The presence of a stepped surface formed in the last 10 years on the moraine surface seems to suggest a

progressive melting of the buried ice mass in response to climate change. This fact can reduce the stability of boulders on the outer side of the moraine and promote erosion.

Finally at about 350 rockwall events were considered from 3 database: 2 of these came from IFFI Project and another from the PERMAdataROC European Project. The comparison evidences the fact that data concerning the date of the event and the volume of the deposit are often missing. In IFFI database a very few landslides has occurred over 2000 m of altitude. This can probably been explained because the phenomena has been affected sparsely populated areas or has not caused damages to facilities or injuries.

This fact highlights a problem about the knowledge of hazardous mass movements in Alpine environment. Landslides can affect: tracks frequented by hikers, rockwall by climbers and communication routes, especially during summer. It is important to solve this lack of information because the climate change in the future would favour landslide activity. This study would stress the importance of monitoring unstable slopes as shown on the northern side of Pelmo Mount.

INTRODUZIONE

Questo studio riguarda alcuni processi attivi sui versanti montuosi alpini. E' stato scelto il versante settentrionale del Monte Pelmo perché presenta caratteri in comune con altri pendii delle Alpi e perciò anche dei fenomeni franosi ad essi legati come frane di crollo che interessano le pareti e colate di detrito che si manifestano sulle sottostanti aree ghiaiose a più basso gradiente.

Entrambi sono fenomeni emblematici dei rischi connessi all'ambiente montuoso e in particolare:

- le colate detritiche sono delle forme piuttosto diffuse che mettono a rischio infrastrutture ed edifici a valle, allo sbocco del canale sui coni di deiezione;
- i crolli avvengono continuamente sui ripidi versanti in roccia poiché espressione del degrado della massa rocciosa da parte degli agenti atmosferici. Le frane di crollo avvengono in zone spesso disabitate ma possono interferire con l'attività umana quando vengono intercettati sentieri e vie di roccia, vie di comunicazione presso tagli stradali o ferroviari.

Nell'area di studio entrambi questi processi gravitativi sono documentati da un debris flow innescatosi il 14 settembre 1994 e un più recente crollo avvenuto il 31 agosto 2011.

Si vogliono studiare le cause di tali dissesti applicando delle tecniche di indagine che possono essere impiegate in altri contesti simili.

Sono stati impiegati dei metodi tradizionali come:

- fotointerpretazione per riconoscere le forme presenti e seguire la loro evoluzione nel tempo allo scopo di realizzare una carta geomorfologica (allegata alla tesi) alla scala 1:10.000 in grado di mostrare variazioni morfologiche del versante avvenute negli ultimi 50 anni focalizzando l'attenzione su colate detritiche, coni di valanga, cordoni morenici e glacionevato;
- rilievo sul terreno che ha permesso un'analisi di dettaglio delle forme con particolare attenzione alla morena della Piccola Età Glaciale (PEG) e al debris flow;
- rilievo geomeccanico tramite scanline al fine di raccogliere parametri geomeccanici utili per la classificazione dell'ammasso roccioso secondo i più conosciuti sistemi RMR, SMR, Q, GSI.

Altre tecniche innovative che sono state applicate sono:

- fotogrammetria a bassa quota da piattaforma aerea con la quale è stato possibile ottenere un modello tridimensionale di dettaglio dell'attuale superficie topografica. Lo scopo è quello di fare un confronto con un altro DEM relativo al 1995, per

stimare l'entità dell'erosione ed accumulo di materiale e di ipotizzare meccanismi di trasporto e deposizione mediante profili.

- rilievo mediante laser scanner terrestre (TLS) per individuare in maniera veloce e in sicurezza, le situazioni di instabilità date dalla presenza di blocchi rocciosi isolati da discontinuità critiche. Si vuole poi stimare il volume di tali masse rocciose per prevedere l'entità di futuri crolli. Con questa procedura ci si è prefissi di fare una stima realistica della massa rocciosa caduta in occasione del crollo del 31/08/2011.

Lo studio ha inoltre l'intento di analizzare una serie temporale continua di dati di temperatura e precipitazione provenienti da alcune stazioni climatiche presenti presso l'area di studio per mettere in evidenza l'andamento del clima negli ultimi 25 anni (1986-2011). Lo scopo è di verificare se c'è stato uno scostamento delle temperature rispetto alla media e se è variata la distribuzione delle precipitazioni nelle varie stagioni.

In previsione di ulteriori cambiamenti del clima e di una possibile maggiore frequenza di eventi di crollo in ambiente alpino d'alta quota, verranno messi a confronto 3 database: due di questi provengono dall'archivio del progetto IFFI e sono gestiti dalla Regione Veneto e dalla Provincia Autonoma di Bolzano; un altro database preso in considerazione è stato realizzato all'interno di un programma europeo chiamato PERMAdataROC che raccoglie frane di crollo avvenute nelle Alpi Graie e Pennine. Analizzando alcuni parametri come la data di accadimento, il volume, la quota della nicchia e i danni, ci si propone di dare un parere riguardo l'attenzione e la percezione che vengono riservate alle frane in ambiente alpino e quali miglioramenti possono essere apportati a questi archivi.

In conclusione con questo lavoro si vuole porre l'attenzione sui rischi connessi ai debris flow e alle frane di crollo e quali tecniche possono essere utilizzare per il loro monitoraggio. Si vuole analizzare qual è lo stato di conoscenza delle situazioni di instabilità in alta quota e che ruolo potrà avere il clima sui fenomeni franosi nel prossimo futuro.

STUDI PRECEDENTI E NUOVE INTEGRAZIONI

Il lavoro di tesi di Del Longo (1995) aveva portato alla realizzazione di una carta geomorfologica dell'intero massiccio del Monte Pelmo, pubblicata successivamente insieme al libro "Geomorfologia del Monte Pelmo" (Del Longo et al., 2001b). Per quanto riguarda il versante settentrionale del Monte Pelmo, questa carta è immagine della situazione riferita al 1995 per cui si è cercato, tramite la Carta Geomorfologica, allegata alla presente tesi (Allegato C), di mostrare quali cambiamenti sono intercorsi negli ultimi 17 anni nell'area di studio. Si è anche evidenziata la storia precedente del versante, prima dell'evento di debris flow del 14 settembre 1994.

Inoltre si è cercato di aggiungere nuove informazioni ai dati di precipitazione (M. Del Longo, 1995) elaborando l'idrogramma sintetico relativo all'evento in questione.

Una seconda tesi di laurea (G. Muffato (1999)) e un articolo pubblicato successivamente da Del Longo et al. (2001a) hanno trattato vari aspetti del versante settentrionale del Monte Pelmo sia geomorfologici che climatici, mettendo in evidenza le caratteristiche del Glacionevato della Val d'Arcia e la sua possibile evoluzione futura. In questa tesi, verranno messe in luce recenti variazioni morfologiche della superficie del Glacionevato, mai riscontrate in precedenza, emerse durante il rilievo di campagna e fotointerpretazione.

In occasione del riconoscimento delle Dolomiti quale Patrimonio dell'Umanità dall'UNESCO, Del Longo & Pellegrini hanno pubblicato nel 2011 il libro "Per la conoscenza del gruppo Pelmo – Croda da Lago" che coniuga geologia, storia, aspetti naturalistici e culturali riprendendo precedenti studi (Del Longo, 1995; Del Longo et al., 2001a; Del Longo et al., 2001b) ed arricchendoli di nuovi contenuti.

In questi ultimi anni, i giornali hanno riportato con enfasi alcune frane di crollo avvenute in quota nell'area alpina, imputandone le cause ai cambiamenti climatici. A livello scientifico, si è riscontrata la necessità di provare se esiste effettivamente una maggior frequenza di questi eventi e se database di eventi franosi come quelli del progetto IFFI e CENSI-CRO rappresentino un dato aggiornato. Si è quindi proceduto ad un confronto tra queste banche dati che non risulta mai essere stato realizzato precedentemente, proponendo l'inserimento di altri parametri importanti per la catalogazione delle frane di crollo.

Per quanto riguarda la frana di crollo del 31/08/2011 non risulta essere stato effettuato nessuno studio a riguardo.

Infine, vengono qui impiegate nuove terminologie introdotte dalla Comunità Scientifica negli ultimi anni. Un esempio è, per quanto riguarda la litologia, il passaggio dei Calcarei Grigi dal rango di Formazione a quello di Gruppo: i membri sono passati a formazioni, così il Membro Inferiore è diventato Formazione di Monte Zugna (Avanzini et al., 2004).

1 - AREA DI STUDIO

Questo studio ha riguardato il versante settentrionale di uno dei più importanti e conosciuti monti che compongono le Dolomiti, nelle Alpi Orientali: il Monte Pelmo (fig. 1.1.1). Esso si trova nel Veneto, in provincia di Belluno e fa da spartiacque a tre valli: la Val Fiorentina a NO, la Valle del Boite a NE e la Val Maè a S.

L'area di studio comprende circa 7,5 km² alla testata della Val Fiorentina nei comuni di Borca di Cadore e di Selva di Cadore. La Val Fiorentina si estende per circa 12 km, presenta un andamento NO-SE fino all'abitato di Selva di Cadore (1336 m), maggiore centro della Valle, e poi devia in direzione E-O verso Caprile dove si collega alla Valle del Cordevole (fig. 1.1.2). E' percorsa dal torrente omonimo che ha origine proprio alla base del versante settentrionale del Monte Pelmo.

I rilievi sono stati svolti, all'imbocco della Val d'Arcia, una Valle secondaria della Val Fiorentina con andamento NE-SO chiusa sul suo versante idrografico sinistro dalla parete settentrionale del Monte Pelmo e quella nord-orientale del Monte Pelmetto (2986 m), una elevazione minore del Monte Pelmo (3159 m) separata dalla cima principale tramite la stretta forcella de La Fessura (2726 m). Sul versante idrografico destro, la Valle è invece chiusa dalle omonime cime di Val d'Arcia. Oltre alla Val d'Arcia, la ricerca ha riguardato aree limitrofe come la parte alta della Val de Forada (nel bacino idrografico del Torrente Boite) chiusa a N dalla dorsale di Crepe dei Beche (2176 m) e dal Col della Puina (2251 m) e a sud dalle cime di Val d'Arcia (2625 m). Tale Valle è in comunicazione con la Val Fiorentina per mezzo della Forcella Forada (1976 m).

La base topografica che è stata utilizzata in questo studio è la sezione 029140 " Monte Pelmo" della CTR (Carta Tecnica Regionale) alla scala 1:10.000 (<http://idt.regione.veneto.it/...>).



Fig. 1.1.1 – Principali monti delle Dolomiti con indicata la posizione del Monte Pelmo. Modificato da Bosellini et al. (2003).

1.1 - CLIMA

• Caratteristiche climatiche da stazioni ARPAV

In questo studio, sono stati richiesti dei dati di precipitazione e temperatura all'Ufficio Validazione dati e Climatologia facente parte del Centro Meteorologico di Teolo dell'A.R.P.A.V (<http://www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/>) al fine di un'analisi climatica dell'area del Monte Pelmo.

I dati in possesso erano stati rilevati presso le stazioni meteorologiche di Cortina d'Ampezzo, Campo di Zoldo, Villanova (Borca di Cadore), Selva di Cadore, Pescul, Caprile, Passo Falzarego, Punta Giatei, Cencenighe (Biois) e Crep di Pecol che circondano il Monte Pelmo (figg. 1.1.2 e 1.1.3).

Purtroppo non tutti i dati di queste stazioni sono stati considerati perché talvolta le stazioni risultavano spente oppure non in attività per cui mancavano le informazioni di interesse (tab. 1.1.1).

Le stazioni termo-pluviografiche si compongono di un pluviometro e di un termometro a massima e minima. Dal 2004, quando la competenza delle stazioni è passata dall'ex Ufficio Idrografico di Venezia all'ARPAV, gran parte delle stazioni è stata rimossa e quelle rimaste sono state convertite da manuali ad automatiche.



Fig. 1.1.2.: stazioni termo-pluviometriche prese in esame per l'analisi dei dati climatici.

	Località stazione	Altitudine (m slm)
1	Cortina (Gilardon)	1309
2	Campo di Zoldo (Forno)	884
3	Selva di Cadore	1336
4	Borca di Cadore (Rovina Bassa di Cancia)	935
5	Caprile	996
6	Punta di Giatei (Passo Giau)	2183
7	Cencenighe (Biois)	750
8	Passo Falzarego	2105
9	Crep di Pecol (Zoldo Alto)	1765

Tab. 1.1.1.: stazioni termo-pluviometriche prese in esame per l'analisi dei dati climatici. In verde sono state indicate le stazioni con dati continui e in rosso quelle con dati incompleti.

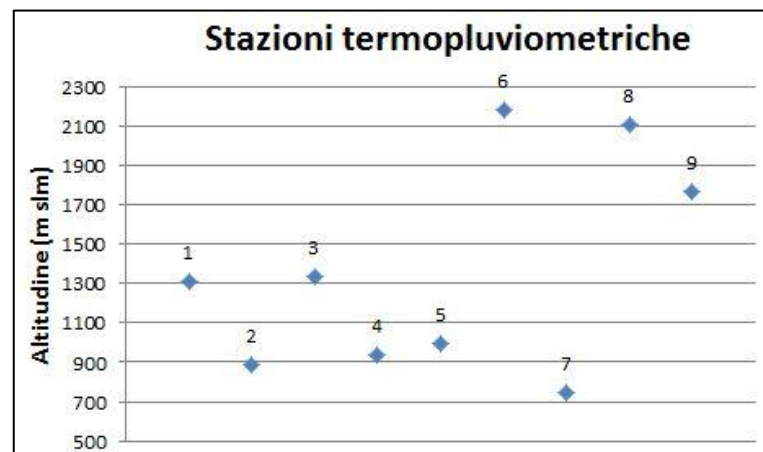


Fig. 1.1.3.: Grafico con indicata la quota di ogni stazione termo- pluviometrica come da tab. 1.1.1.

L'andamento delle **precipitazioni** durante l'anno (fig. 1.1.4) vede la presenza di due picchi dei quali uno più accentuato in autunno e uno meno accentuato in primavera e due minimi, uno più importante in inverno e uno meno evidente in estate.

Il regime pluviometrico è tipicamente sub-litoraneo e più precisamente alpino. In autunno si verificano precipitazioni abbondanti e prolungate mentre in primavera e in estate sono più frequenti episodi temporaleschi di breve durata, di origine convettiva.

Nell'area del Monte Pelmo, ad una quota di 1000 m, le precipitazioni totali annue sono di circa 1300 mm, distribuite su 104 giorni all'anno (dati ricavati dalla tabella 1.1.3).

L'andamento delle **temperature** (fig. 1.1.5) è caratterizzato da un brusco abbassamento che inizia a settembre e che caratterizza la stagione autunnale; la diminuzione massima delle temperature si ha nei mesi di ottobre e novembre. I valori più bassi di temperatura dell'anno vengono raggiunti in dicembre-gennaio. Da febbraio le temperature medie tornano ad aumentare. L'incremento maggiore viene registrato nei mesi primaverili di aprile e maggio. Le temperature massime annue vengono raggiunte in estate nei mesi di luglio-agosto.

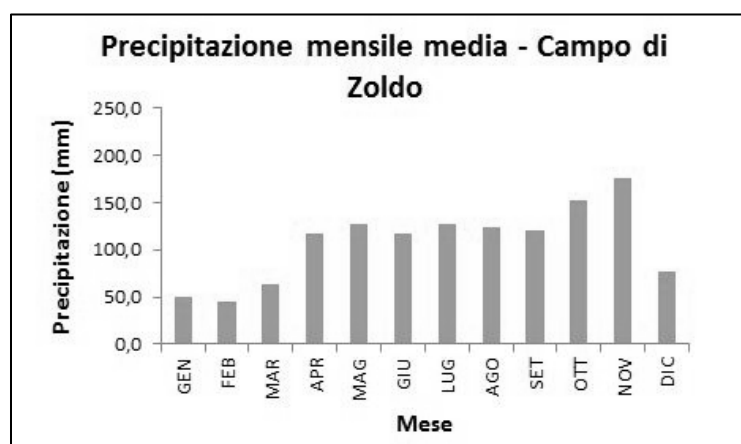


Fig. 1.1.4 - Grafico con indicate le precipitazioni totali mensili nel periodo 1986-2011 rilevate alla stazione meteorologica di Campo di Zoldo. Dati ARPAV.

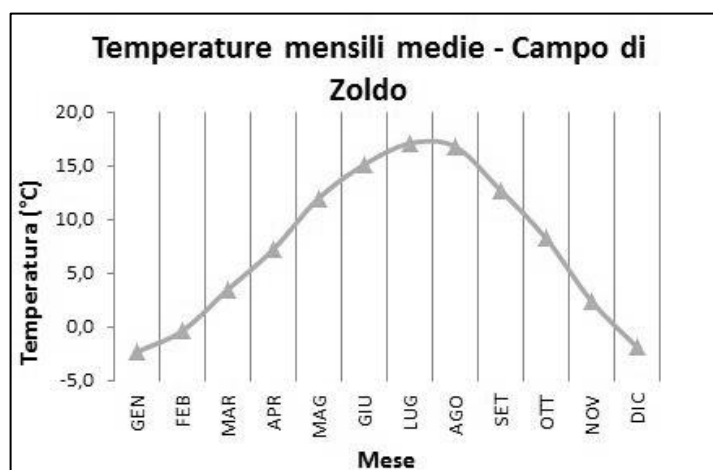


Fig. 1.1.5 - Grafico che mostra l'andamento delle temperature medie (del periodo 1986-2011) mensili rilevate alla stazione meteorologica di Campo di Zoldo.

Le **temperature** variano in funzione oltre che della quota della stazione (tab. 1.1.2), dall'esposizione del versante; quest'ultimo aspetto è reso evidente dalla permanenza della neve al suolo: secondo Del Longo & Pellegrini (2011) a 2000 m, il manto nevoso è continuo per 5 mesi sui versanti esposti a sud e 7 – 8 mesi su quelli esposti a nord.

Viene fatto notare (tab. 1.1.2) come le stazioni 2 (Campo di Zoldo) e 5 (Caprile) presentino delle temperature minime invernali più basse di stazioni che si trovino a quota più elevata come la 1 (Cortina d'Ampezzo) e che tali valori sono molto simili a quelli registrati alla stazione 9 (Crep di Pecol) che si trova 800 m più in quota.

stazione	media min	media max	media annua	max T		delta	min T		delta
1	-1,8	15,5	6,6	13,3	(2011)	1,3	0,9	(1996)	2,1
2	-2,6	17,1	7,5	15,6	(2003)	1,6	1,8	(1991)	0,9
3	-1,4	14,5	6	12,9	(1997)	1,1	1,1	(1996)	0,8
4	-1,9	15,4	6,6	14	(2011)	1,5	1,8	(2001)	0,8
5	-2,8	16	6,7	14,5	(1997)	1,1	1,1	(1995)	0,8
6	-4,2	10,2	1,8	7,1	(1989)	0,8	-2,6	(1996)	0,9
7	-1,2	17,6	8,2	15,1	(2003)	1,3	3,5	(2005)	0,6
8	-4,6	10,6	2,2	7,4	(1989)	1	-2,2	(2010)	1
9	-2,8	13,2	4,7	11	(2009)	1,3	-0,8	(1996)	2

Tab. 1.1.2 – media min: temperatura media di gennaio; media max: temperatura media del mese di luglio; media annua; max T: media delle massime annuali particolarmente elevate e scostamento rispetto alla media delle massime; min T: media delle minime annuali particolarmente basse e scostamento rispetto alla media delle minime. Per la stazione 1 si è considerato il periodo 1993-2011; per le 2, 5, 7, 8, 9 il periodo considerato è 1985-2011; le 3, 4, 6 presentano dati incompleti. Le temperature sono tutte in espresse in gradi centigradi (°C). Dati ARPAV.

Dalla tabella 1.1.2 si può ricavare che, ad una quota di 1000 m circa la temperatura del mese più freddo è di -2 °C e la temperatura media del mese più caldo è di 16,5 °C. La temperatura media annuale è di 7 °C.

A 2000 m invece, a gennaio la temperatura media è di -4,5 °C e a luglio è di 10,5 °C. La temperatura media annua è di 2 °C.

Secondo Del Longo & Pellegrini (2011) sulla cima del Monte Pelmo la temperatura media minima annuale è di -10,5 °C mentre la temperatura media massima è di 4 °C. La temperatura media annuale è di -4,5 °C.

Le **precipitazioni** in quest'area assumono spesso carattere locale, così che i totali di precipitazione variano da stazione a stazione. Questo aspetto può essere facilmente osservato in tab. 1.1.3 che mostra come le stazioni 7 (Cencenighe) e 5 (Caprile) che sono distanti circa 15 km, abbiano registrato totali di precipitazione annua piuttosto differenti, rispettivamente 2300 mm la prima e 1500 la seconda. Lo stesso può essere notato tra le stazioni della Val di Zoldo come la 2 (Campo di Zoldo) e la 9 (Crep di Pecol) rispetto 1 (Cortina d'Ampezzo). Queste differenze sono da imputarsi alla posizione delle località rispetto alla traiettoria delle celle temporalesche oppure all'effetto continentalità che aumenta col procedere verso l'interno di una catena montuosa.

E' inoltre interessante notare dalla tabella 1.1.3, come il 2002 sia stato l'anno più piovoso degli ultimi 25 anni per tutte le stazioni meteorologiche dell'area.

Per quanto riguarda la distribuzione dei giorni piovosi nell'arco dell'anno, è stato notato mettendo in un grafico i giorni medi di precipitazione mensile, come in estate il numero di giorni piovosi è maggiore rispetto alle altre stagioni. Questa osservazione sembra in accordo con l'origine delle precipitazioni: in estate infatti gli eventi piovosi sono numerosi perché oltre all'influsso delle perturbazioni (precipitazioni frontali), si aggiunge quello di eventi temporaleschi legato a precipitazioni convettive e orografiche.

stazione	gg piovosi	max P (mm)		min P (mm)	
1	106	1593	(2002)	842	(2006)
2	104	2262	(2002)	753	(1988)
3	106	1408	(2000)	799	(1985)
4	122	1794	(2002)	936	(1997)
5	102	1496	(2002)	708	(1988)
6	81	921	(1993)	598	(1991)
7	103	2294	(2002)	935	(1995)
8	117	1774	(2002)	918	(1988)
9	120	2008	(2002)	1034	(1997)

Tab. 1.1.3 – giorni piovosi: numero medio di giorni piovosi nel periodo considerato; max P: totali di precipitazione annui particolarmente elevati nei periodi considerati e indicazione dell'anno; min P: totali di precipitazione annui particolarmente bassi nei periodi considerati e indicazione dell'anno. Per la stazione 1 si è considerato il periodo 1993-2011; per le 2, 5, 7, 8, 9 il periodo considerato è 1985- 2011; le 3, 4, 6 presentano dati incompleti. Dati ARPAV.

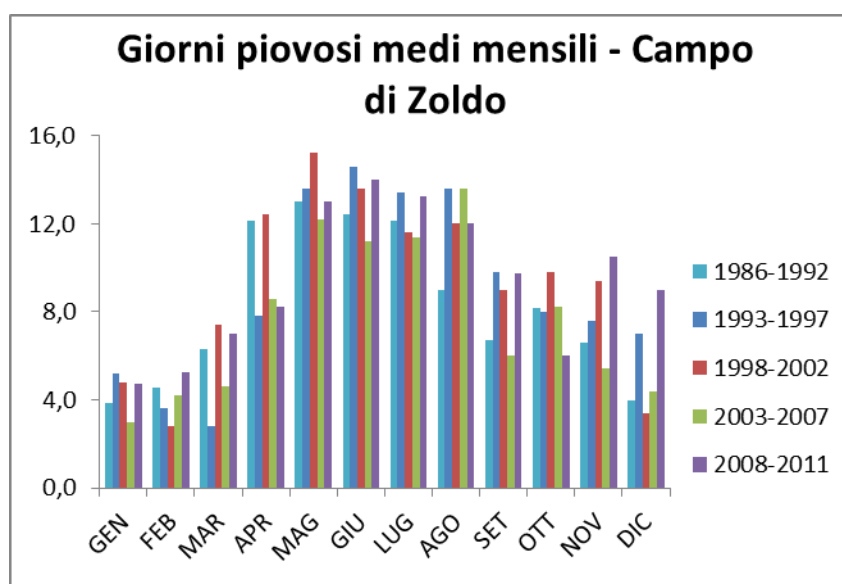


Fig. 1.1.6 - Grafico che mostra il numero medio di giorni piovosi mensili, nel periodo 1986-2011, divisi per intervalli di 5 anni.

In base a quanto detto sopra, secondo Köppen il clima dell'area di studio rientra nel tipo H “di altitudine”. Per questo tipo di clima il regime delle precipitazioni è simile a quello delle aree adiacenti e il fattore altitudine è molto più importante di quello latitudine per influenzare i parametri climatici (McKnight & Hess, 2002).

Se però si considera il clima a scala più grande, prendendo in considerazione la penisola italiana, si può tentare una classificazione del clima in base alla temperatura (McKnight & Hess, 2002). Nell'area di studio del Monte Pelmo il clima può essere suddiviso in 3 tipi (C, D, E) a seconda dell'altitudine. Nei fondovalle (1000 m slm), si rientra nel clima temperato umido che può essere classificato come *Cfb*. Alla quota di 2000 m può essere assegnato il tipo *D* tipico dei climi rigidi delle medie latitudini. Presso la vetta del Monte Pelmo, a quote superiori a 2600-2800 m, si passa al clima *ET*, tipico della tundra.

- **Andamento delle temperature 1985-2011**

Per osservare l'andamento delle temperature negli ultimi 26 anni nell'area del Monte Pelmo, sono stati realizzati dei grafici in Microsoft Excel immettendo i valori medi, massimi e minimi di temperatura riferiti all'anno oppure alla stagione (primavera, estate, autunno, inverno) facendo la media dei valori di temperatura dei mesi corrispondenti (Allegato A). Ad ogni serie di dati è stata trovata la linea di tendenza (retta di regressione lineare) che ha permesso di mettere in evidenza l'andamento dei valori in ingresso.

Il valore che è stato preso come riferimento è il coefficiente angolare della retta di regressione lineare.

Per quanto riguarda le temperature medie annuali, per tutte le stazioni di riferimento, è stato notato, nel periodo 1985-2011, un incremento medio di 0,6 °C che corrisponde ad un tasso medio di 0,024 °C/anno (tab. 1.1.4).

Tale valore è in accordo con quello ricavato da Muffato (1999) il quale aveva notato, sempre nella stessa area del Monte Pelmo, un generale aumento delle temperature massime, medie e minime annuali nel periodo 1970-1998. Lo stesso Muffato aveva anche notato come nel periodo 1970-1998, ci fosse un generale aumento delle temperature medie per tutte le stagioni.

Floris (2010) analizzando i dati di temperatura media massima e minima annuale nel periodo 1938-1994, registrati presso la stazione di Cortina d'Ampezzo aveva notato come le temperature medie massime annuali avessero un trend positivo e le temperature minime annuali mostrassero un trend negativo. Nel periodo considerato le temperature medie massime erano aumentate di 3 °C mentre le temperature medie minime erano diminuite di 1 °C.

In questo studio, è stata osservata una generale diminuzione delle temperature (massime, medie e minime) della stagione invernale mentre per le altre stagioni (primavera, estate ed autunno) è stato notato un generale aumento.

stazione	periodo	variazione	totale °C	tasso (°C/anno)
1	1993- 2011	aumento	0,26	0,010
2	1985- 2011	aumento	0,90	0,035
3	1985- 2000	aumento	0,50	0,033
4	2000- 2011	aumento	0,65	0,059
5	1985- 2012	aumento	0,57	0,022
6	1986- 1996	diminuzione	0,28	0,028
7	1986- 2009	aumento	0,42	0,018
8	1986- 2011	aumento	0,27	0,011
9	1994- 2011	aumento	0,83	0,049

Tab. 1.1.4 – Variazione delle temperature medie annuali. Il numero di ogni stazione corrisponde a quelli della tabella 1.1.1. Il colore rosso è stato assegnato a stazioni con dati incompleti, il colore verde a stazioni con dati completi e alle quale è stato dato un maggior peso nelle osservazioni. Dati ARPAV.

• **Andamento delle precipitazioni 1985- 2011**

Per analizzare l'andamento delle precipitazioni negli ultimi 25 anni nell'area del Monte Pelmo, sono stati rappresentati i dati di precipitazione totale pluriennale forniti dal Centro Meteorologico di Teolo tramite istogrammi e a questi è stata sovrapposta la linea di tendenza per mostrarne il trend (Allegato A). Per analizzare se c'era qualche variazione dell'andamento precipitazione nelle varie stagioni (primavera, estate, autunno ed inverno) è stata calcolata la precipitazione totale riferita ai mesi corrispondenti per ogni anno (Allegato A).

Per quanto riguarda le precipitazioni totali annue è stato osservato, per tutte le stazioni prese in considerazione nel periodo 1985-2011, un generale aumento delle precipitazioni totali annue con un tasso medio di 10,6 mm/anno, per un totale di 275,6 mm (tab. 1.1.5).

Questo trend è però in disaccordo con quanto sostenuto da Muffato et al., (1999) e da Floris, (2010) che invece avevano notato una generale diminuzione delle precipitazioni totali annue.

Risulta però più interessante l'andamento delle precipitazioni durante le stagioni nel periodo 1985-2011 (Allegato A). Mettendo a confronto, tramite istogrammi, la precipitazione totale stagionale per anno, è parso evidente come la stagione che presenta meno scostamenti sia l'estate mentre tutte le altre vedono maggiori variazioni dall'andamento medio, soprattutto negli ultimi 10 anni: in particolare a

partire dal 2000, si nota la presenza di massimi e di minimi particolarmente marcati che indicano stagioni particolarmente piovose o particolarmente secche. In particolare emerge come la stagione autunnale, negli anni 2000 e 2002 sia stata particolarmente piovosa tanto da far registrare i totali maggiori del periodo considerato. Per la stagione invernale, dopo un trend negativo fino al 2005, negli ultimi anni c'è stata un'inversione di tendenza che ha visto nel 2008 una stagione con accumuli nevosi consistenti che non erano stati osservati almeno dal 1985.

stazione	periodo	variazione	totale	tasso (mm/anno)
1	1993- 2011	aumento	142	7,9
2	1985- 2011	aumento	400	15,4
3	1985- 2000	aumento	192	12,8
4	1997- 2011	aumento	288	20,7
5	1986- 2011	aumento	120	4,8
6	1985- 1997	aumento	315,6	26,3
7	1986- 2009	aumento	295	11,8
8	1987- 2011	aumento	65	2,7
9	1994- 2011	aumento	356	20,9

Tab. 1.1.5 – Andamento delle precipitazioni totali annuali. Il numero ad ogni stazione corrisponde alla tabella 1.1.1. Il colore rosso è stato assegnato a stazioni con dati incompleti, il colore verde a stazioni con dati completi e alle quale è stato dato un maggior peso nelle osservazioni. Dati ARPAV.

Anche Floris, (2010) ha osservato come nell'area di Cortina d'Ampezzo dal 1950 sia in atto un incremento dei totali delle precipitazioni che cadono nella stagione autunnale, in particolare in Ottobre e Novembre mentre i quantitativi di precipitazione che si riferiscono alla stagione estiva, sono rimasti invariati.

Muffato, (1999) avevano notato nella zona del Monte Pelmo, come il periodo 1991-1998 si discostava rispetto ai precedenti 1971-1980, 1981-1990, presentando un picco autunnale di precipitazione con totali maggiori rispetto ai periodi precedenti.

Dai dati in nostro possesso, sembra infine di poter osservare un andamento ciclico in tutte le stagioni (Allegato A): il periodo considerato (1986-2011) sembra possa essere suddiviso in sub-periodi di 6 anni, ognuno caratterizzato da un massimo di precipitazione e due minimi. Tale ciclicità pone a sfavore di una vera tendenza per le precipitazioni. Queste fluttuazione sembra possano rispondere alle variazioni di NOA (North Atlantic Oscillation) (Werner et al., 2000; Ciccarini et al., 2007).

- **I fenomeni temporaleschi intensi**

Nell'area di studio avvengono spesso fenomeni temporaleschi durante la stagione estiva associati a piccole celle convettive che possono portare precipitazioni con intensità di 50 mm all'ora. Queste precipitazioni sono dovute ad instabilità atmosferica in grado di dare origine a moti ascensionali di aria calda ed umida che condensa durante la risalita dando origine ai tipici cumulonembi a torre.

Questo tipo di fenomeni possono originarsi da un'unica nube prodotta da un processo di convezione termica o ascendenza forzata (McKnight & Hess, 2002).

La fasi che vedono lo sviluppo di un temporale si dividono in (McKnight & Hess, 2002): fase dei cumuli, fase matura e fase di dissipamento.

I fenomeni temporaleschi intensi hanno una grande importanza nell'area delle Dolomiti e delle Alpi in generale perché possono essere la causa innescante di fenomeni di dissesto come i debris flow (V. capitolo 2.2).

Il debris flow del Monte Pelmo, innescatosi il 14 settembre 1994 è avvenuto in una giornata caratterizzata da precipitazioni intense con due picchi di precipitazione di 10 mm/15 min e 8,4 mm/15 min. In particolare al termine del secondo picco la colata detritica si è mobilizzata;

Andiamo quindi ora a ricostruire la situazione meteorologica che ha dato origine alle piogge violente del 14 settembre 1994 (R. L. Thierry, ARPAV, rapporto inedito). C'è da dire che mettendo a confronto l'iniziale situazione meteorologica del 14 settembre 1994, con quella normale di inizio autunno, non era stata registrata nessuna situazione particolarmente inusuale; tuttavia, in breve tempo, a metà giornata (12.30 circa) si è originata una cella temporalesca molto instabile ("cella temporalesca rigenerata").

Dal giorno precedente, 13 settembre, era in atto un moderato flusso (30-40 km/h) sud- occidentale di aria umida proveniente dal Mediterraneo. La presenza di questa massa d'aria è stata confermata dalle stazioni meteo locali che indicavano un'umidità relativa prossima al 100% e quindi vicinissima al punto di condensazione. Erano inoltre presenti: una depressione sul Mare del Nord con associati due fronti freddi e un'alta pressione che stazionava sui Balcani. I fronti freddi che si muovevano verso le Alpi erano contrastati dalla presenza dell'alta pressione. Tuttavia il 14 settembre andò ad aggiungersi un terzo fronte freddo che dirigendosi verso le Alpi ha causato un restringimento delle isobare aumentandone così il gradiente; un alto gradiente è causa di forti venti, infatti il flusso sud- occidentale in atto è aumentato in intensità. Sembra che l'orografia locale abbia indotto un sollevamento forzato (ascendenza orografica) della massa d'aria umida associata al flusso sud- occidentale dando origine alla cella temporalesca. Tale cella ha preso origine presso le Pale di San Lucano (media Valle del Cordevole) e poi si è diretta verso NE scagliandosi prima sul gruppo del Monte Civetta per poi

proseguire sempre con la stessa direzione, verso il Monte Pelmo ed il Monte Antelao.

Per spiegare un fenomeno così intenso che ha raggiunto intensità comprese tra 30 e 40 mm/h e cumulativi totali dell'ordine di 100 mm in 3 ore, Del Longo & Pellegrini, (1995) hanno avanzato l'ipotesi delle celle convettive rigenerate alla meso-scala. Si tratta di fenomeni riconosciuti in Francia e Spagna caratterizzati da un profilo ben definito: una forma a "V" con l'apice diretto verso la direzione di movimento dove è presente la parte della cella più attiva. In questa particolare parte della cella, avvengono i moti ascensionali più intensi a causa della presenza di masse d'aria calda incuneate al di sotto di altre più fredde. Moti ascensionali portano all'equilibrio dell'atmosfera superando però talvolta il limite consentito dalla struttura verticale dell'atmosfera (150 km/h). Questo fenomeno è conosciuto come over shoot e le correnti verticali associate, sono in grado di dar luogo ad eventi temporaleschi estremamente intensi.

1.2 - GEOLOGIA

- **Successione stratigrafica**
- **Substrato mesozoico**

Le litologie che compongono il versante settentrionale del monte Pelmo comprendono principalmente rocce carbonatiche e terrigene (Neri et al., 2007) depositatesi in un periodo compreso tra il Triassico medio (Ladinico) ed il Giurassico inferiore e testimoniano l'avvicinarsi di condizioni ambientali diverse.

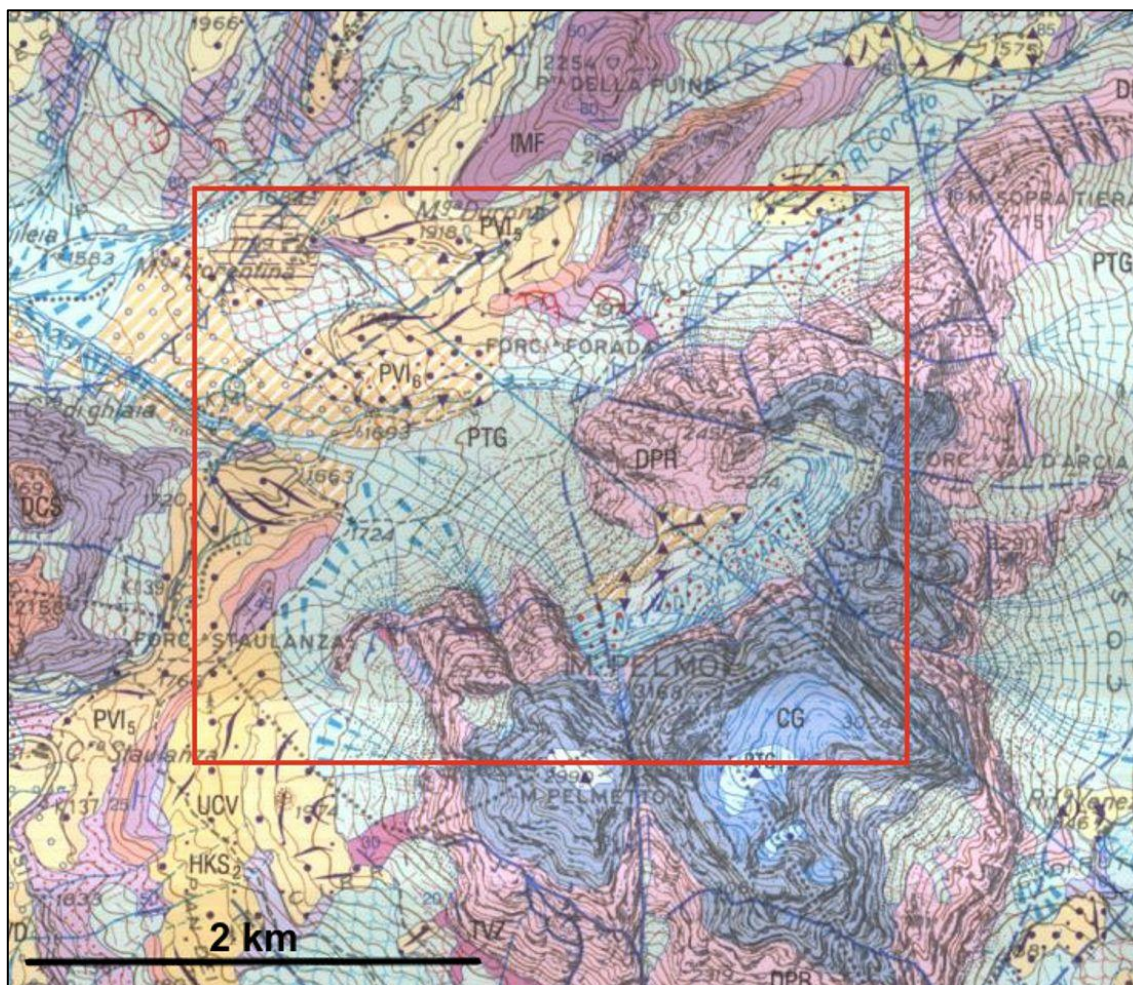


Fig. 1.2.1 - Stralcio della Carta Geologica d'Italia scala 1:50.000, Foglio 029 "Cortina d'Ampezzo" (Neri et al., 2007; [www.isprambiente.it/...](http://www.isprambiente.it/)) il riquadro rosso evidenzia l'area di studio.

LEGENDA: IMF Formazione del Farnazza (Triassico Medio); DCS Dolomia Cassiana (Triassico Sup); HKS₂ Formazione di Heiligkreuz- membro di delle Areniti di Dibona (Triassico Sup); TVZ Formazione di Travenanzes (Triassico Sup); DPR Dolomia Principale (Triassico Sup); CG Gruppo dei Calcarei Grigi (Giurassico); UCV Unità di Col Vallon (Pleistocene Sup); PVI5 Subsistema di Malga Fiorentina (Pleistocene Sup); PVI6 Subsistema di Santa Fosca (Pleistocene Sup); PTG Sistema Postglaciale Alpino (Olocene).

Poco più a nord dell'area di studio, è presente il Colle della Puina che presenta le litologie più antiche affioranti nell'area di studio e si fanno risalire al Ladinico, nel Triassico Medio. Si tratta di rocce di origine vulcano-clastica che sono riconducibili alla *Formazione del Monte Fernazza* (IMF in fig. 1.2.1) e sono connesse ad un evento vulcano-tettonico che fu la causa del parziale riempimento di bacini e con essi di parte di scarpate di reef.

Al termine della fase vulcanica, nel Carnico, iniziò una nuova produzione carbonatica che dette origine a piattaforme carbonatiche. La testimonianza di queste piattaforme la si trova presso i modesti rilievi che cingono la base del monte Pelmo presso “Crepes de Beche” e a sud il monte Penna dove affiora la *Dolomia Cassiana* (Del Longo et al., 2001b).

Nei bacini che circondarono le piattaforme, si depositarono prodotti terrigeni derivanti dai margini e che si accumulavano alla base degli slopes. La *Formazione di S. Cassiano* contribuì a rendere i bacini meno profondi e a diminuire gli angoli delle scarpate delle piattaforme (Bosellini et al. 2003).

A causa di un abbassamento del livello marino, il fondale raggiunse la zona fotica e si ebbe la comparsa di edifici carbonatici a basso gradiente che crescendo riempirono il bacino. E' da riferirsi a questo nuovo ambiente la *Formazione di Heiligkreuz* (ex *Formazione di Durrenstein*).

Alla fine del Carnico il clima divenne molto più arido e l'ambiente deposizionale evolvette in un mare basso con piane di sabkha. Fu in questo contesto che si depositò la *Formazione di Travenanzes* (ex *Formazione di Raibl*) caratterizzata da depositi terrigeni, evaporitici e carbonatici. Nell'area di studio è facile da riconoscere grazie alla presenza di strati conglomeratici, arenacei, siltosi-argillosi e calcareo-marnosi spesso anche con dolomie cariate e con siltiti sovente caratterizzate da un colore rossastro.

L'ambiente contraddistinto da bacini e piattaforme venne livellato completamente e durante il Norico e il Retico, nelle Dolomiti, era presente un'estesa piana tidale sulla quale si depositò la *Dolomia Principale* (DPR in fig. 1.2.1). La sedimentazione è organizzata in cicli rispondenti alle fluttuazioni del livello del mare: si distinguono così tre facies: subtidale, intertidale e supratidale. Su una massa di Dolomia Principale, caduto alla base del monte Pelmetto, in corrispondenza di un giunto di strato al di sopra di un livello stromatolitico, si fece il primo ritrovamento di impronte di dinosauro in Italia (Mietto, 1988).

Nell'area del monte Pelmo la Dolomia Principale presenta uno spessore di circa 500 m e forma la parte bassa della parete settentrionale (fig. 1.2.2) (Del Longo et al., 2001b). In altre zone delle Dolomiti, soprattutto a nord e ad est, tale formazione supera i 1000 m di spessore, denotando quindi l'esistenza di zone con differenti tassi di subsidenza (Neri et al., 2007). E' probabile che questa subsidenza differenziata fosse legata ai primi effetti dello smembramento della Pangea e delle prime fasi di apertura dell'Oceano Atlantico.

Nel Retico, in ambiente subtidale e con clima più umido, si depositò un calcare ricco di bivalvi. Si tratta del *Calcare di Dachstein* che affiora nella parte medio-bassa della parete settentrionale. Lo spessore nel monte Pelmo raggiunge al massimo 100 m (Del Longo et al. 2001).

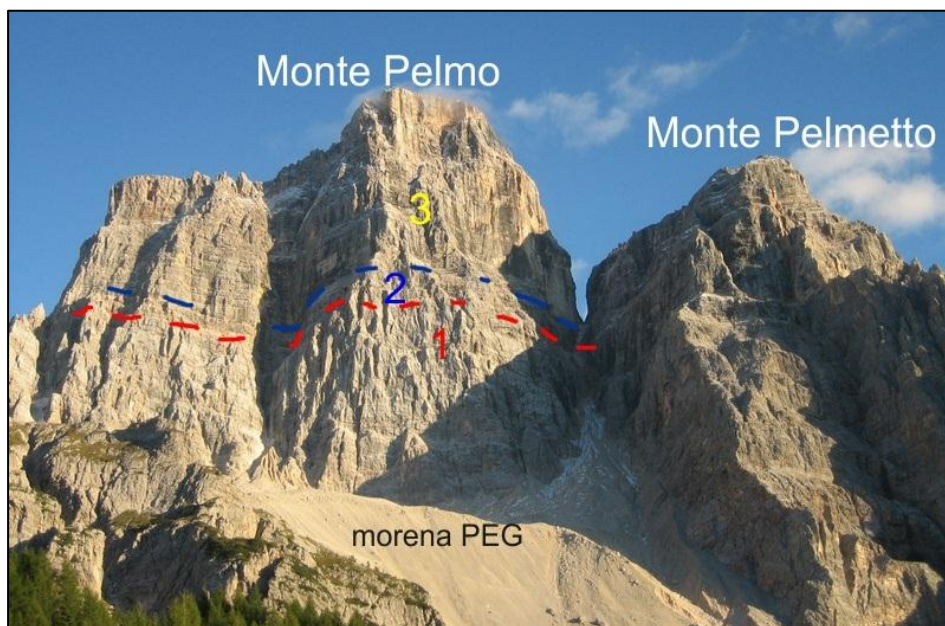


Figura 1.2.2 - La parete settentrionale dei monti Pelmo e Pelmetto. La parte bassa del versante è composta dalle dolomie massicce della Dolomia Principale (1 in figura), seguono poi i calcari stratificati del Calcare di Dachstein (2) e la Formazione di Monte Zugna (3). I Monti Pelmo e Pelmetto sono divisi dall'intaglio di origine tettonica chiamato "La Fessura". Alla base della parete settentrionale del monte Pelmo c'è il cordone morenico di un ghiacciaio locale, risalente alla PEG. A destra della morena si riconosce la nicchia di distacco del debris flow del 1994. Veduta verso S.

Tra il Retico e il Giurassico inferiore, la situazione paleogeografica delle Dolomiti e delle Alpi meridionali subì un cambiamento importante: lo stabilirsi del margine passivo dell'oceano Atlantico e Ligure-Piemontese determinò l'apertura di bacini sviluppati in direzione nord-sud. Il monte Pelmo si colloca in questo periodo, all'inizio del Giurassico, sulla Piattaforma di Trento. In un contesto di piattaforma carbonatica con sedimentazione di mare basso, si ebbe la deposizione delle Formazioni (di Monte Zugna, dell'Oolite di Loppio e di Rotzo) che costituiscono il *Gruppo dei Calcari Grigi* (CG in fig. 1.2.1). Di queste, sul monte Pelmo dovrebbe essere presente solo la Formazione di Monte Zugna (Neri et al., 2007). Lo spessore di questa formazione raggiunge i 500 m (Del Longo et al., 2001b). Il Gruppo dei Calcari Grigi compone la parte medio-alta della parete settentrionale del monte Pelmo e rappresenta la litologia pre-aternaria più recente affiorante nell'area di studio (fig. 1.2.2).

- **Quaternario**

I depositi quaternari sono di ambiente continentale e hanno varia origine: glaciale (till), gravitativa (falde detritiche), gravitativa-alluvionale (debris flow) e periglaciale (nivomorene). Affiorano in modo discontinuo data la loro origine legata a processi più o meno localizzati ma possono avere spessori considerevoli sul versante settentrionale del monte Pelmo (figg. 1.2.1 e 1.2.2).

Alla fine del LGM (Last Glacial Maximum, Ultimo Massimo Glaciale) si assistette al passaggio da un'unica massa glaciale che scendeva dai fianchi delle vette principali verso le valli riempiendole fino a quota 2200 m circa (al monte Pelmo), a varie lingue glaciali che si muovevano solo lungo le valli secondarie senza transitare tra una valle all'altra (transfluenze). Il completo ritiro di queste masse di ghiaccio è stato differente da un bacino all'altro a causa della condizioni locali (ad es. esposizione, litologia) e ciò ha determinato depositi diversi. Tuttavia, durante l'Olocene, vari fenomeni che avvennero sui versanti hanno cancellato o nascosto parte dei depositi precedenti.

Nella Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 029 Cortina d'Ampezzo (Neri et al., 2007), si osserva che l'area di studio rientra nel *sintema del Piave*. Il sintema del Piave (PVI) indica i depositi riconducibili alla fase del LGM (Last Glacial Maximum). Scendendo al rango inferiore, il versante settentrionale del Monte Pelmo, rientra nel *subsintema del Torrente Fiorentina* all'interno del quale sono state riconosciuti i *subsintemi PVI₅ e PVI₆* riconducibili a due fasi di ritiro del ghiacciaio locale (fig. 1.2.1).

In particolare *PVI₅ o subsintema di malga Fiorentina* (fig. 1.2.1) è presente nell'area di studio, nei pressi della SP251 e del rifugio Città di Fiume come till indifferenziato di ablazione. Presenta uno spessore che arriva al massimo a circa 40 m.

PVI₆ o subsintema di Santa Fosca (fig. 1.2.1) è presente tra Forcella Forada e Malga Fiorentina e nella parte bassa della Val d'Arcia dove compare come till indifferenziato di ablazione. All'interno della Val d'Arcia il deposito si organizza in argini morenici laterali. Gli spessori arrivano a 30 m.

Infine è presente anche il sistema Postglaciale Alpino PTG (fig. 1.2.1). All'interno di questi depositi si colloca il grande accumulo di frana alla base delle falde detritiche del versante settentrionale del monte Pelmo (PTGa). La falda detritica è formata dai prodotti di disfacimento della parete settentrionale del Monte Pelmo ed è organizzata in coni di detrito soprattutto nella parte alta della Val d'Arcia (sotto Forca Rossa e forcella Val d'Arcia). Il deposito di frana è invece un macereto costituito anche da blocchi plurimetrici. Sul versante occidentale del monte Pelmo in località Palafavera è noto un enorme accumulo di frana antica (PTGa1a), probabilmente una rock avalanche che ha sbarrato il corso del Rio Canedo e ha dato origine alla relativa torbiera (PTGe4). Tra i depositi di origine mista (PTGi) si collocano il debris flow che interessa la parte occidentale della falda detritica della Val d'Arcia e molti altri sul versante settentrionale delle cime di Val d'Arcia. Sono depositi canalizzati organizzati talvolta in conoidi.

Infine il *subsintema PTG₁ o dell'Amola* riguarda i depositi glaciali riferibili alla PEG (Piccola Età Glaciale). Comprende la morena addossata alla parete settentrionale del Monte Pelmo.

- **Inquadramento tettonico e principali elementi strutturali**

Le Dolomiti si trovano nella parte orientale delle Alpi Meridionali, una catena a pieghe e sovrascorrimenti sud-vergenti facente parte dell'unità strutturale del Sudalpino. Le Dolomiti, a piccola scala, possono essere viste come un pop-up delimitato a nord dalla faglia transpressiva destra chiamata Lineamento Periadriatico e a sud dal thrust neogenico della Valsugana (Bosellini, et al., 2003) (fig. 1.2.3).

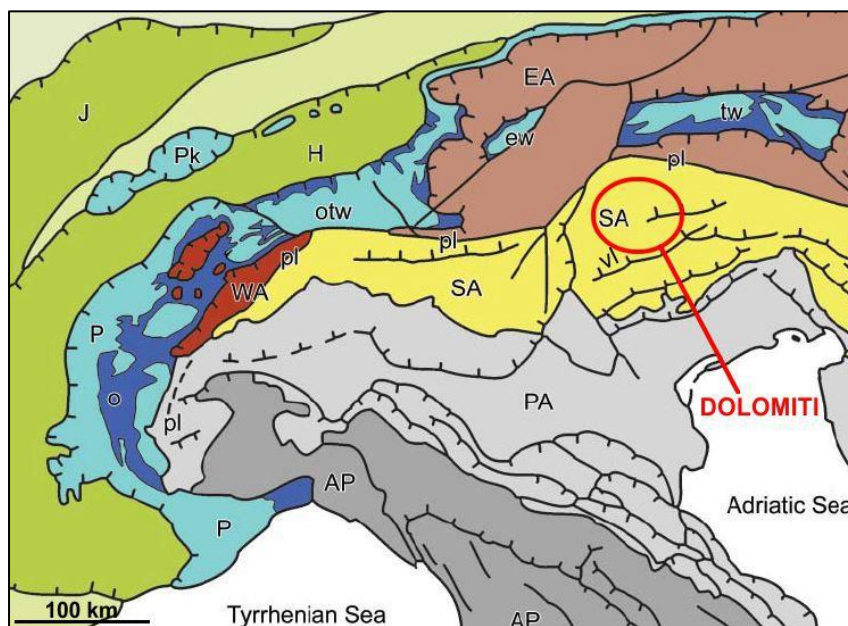


Fig. 1.2.3 – Schema tettonico delle Alpi con indicata la posizione delle Dolomiti: esse rientrano nell'unità tettonica del Sudalpino (SA) e sono delimitate a N e ad O dal Lineamento Periadriatico (pl) mentre a S insiste il thrust della Valsugana (vl). Modificato da Dal Piaz et al. (2003).

WA: Australpino occidentale; EA: Australpino orientale; P: unità Penninica; PA: avanpaese della pianura Padana; AP: catena appenninica.

Le rocce sono state deformate a bassa profondità (5-6 km) e a bassa temperatura (< 200 °C), cosicché il regime deformativo è sempre stato di tipo fragile (Doglioni, 1987). Solo alcuni litotipi, che presentano un comportamento meccanico maggiormente plastico rispetto ai calcari e alle dolomie di piattaforma, come le evaporiti e le marne, sono stati interessati da fenomeni plicativi intensi.

I primi segnali di collisione tra la placca Africana e quella Europea, si fece sentire in questo settore delle Alpi, solo a partire dal Cretaceo superiore-Paleocene, quando si formarono pieghe e thrust orientati NNO-SSE con faglie strike-slip associate orientate N20E-N120E. Questi elementi strutturali testimoniano le fasi deformative mesoalpine connesse con le ultime fasi dell'orogenesi dinarica (fig. 1.2.4).

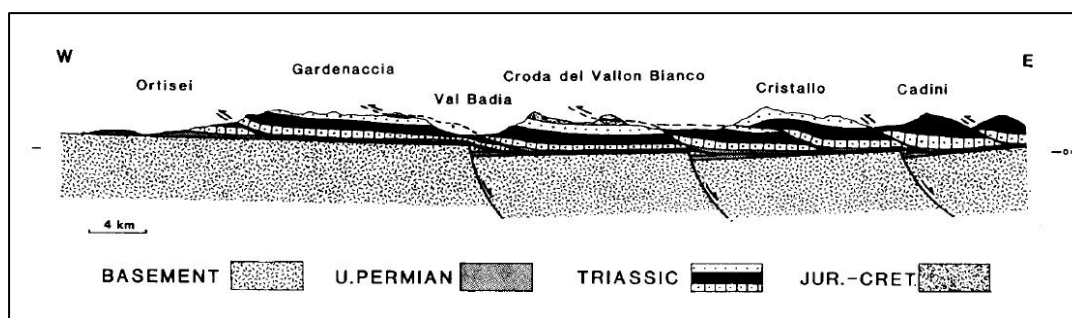


Fig. 1.2.4 - Sezione O-E delle Dolomiti che schematizza la situazione nel Paleogene (Doglioni 1987). Le litologie più rigide delle piattaforme carbonatiche hanno svolto il ruolo di rampa dando origine a strutture ramp-flat e horses. Si notano anche faglie normali ad alto angolo risalenti al rifting Giurassico.

Tracce di questa fase deformativa sono i sovrascorrimenti di vetta (klippe) che è facile osservare su molte cime dolomitiche come la Tofana di Dentro e il Sella (Neri et al., 2007). Spesso si sono generate strutture a duplex con horses delimitati da faglie inverse a basso angolo che hanno agito da rampa (fig. 1.2.4). Queste geometrie sono state favorite da contrasti litologici che hanno agito da superfici di scollamento nelle formazioni evaporitiche del Bellerophon e di Werfen.

Durante il Neogene, il basamento fu maggiormente piegato rispetto alle coperture sedimentarie che si adattarono su di esso dando origine a delle blande pieghe come la sinclinale del Pelmo-Antelao (fig. 1.2.5) (fig. 3.2.1).

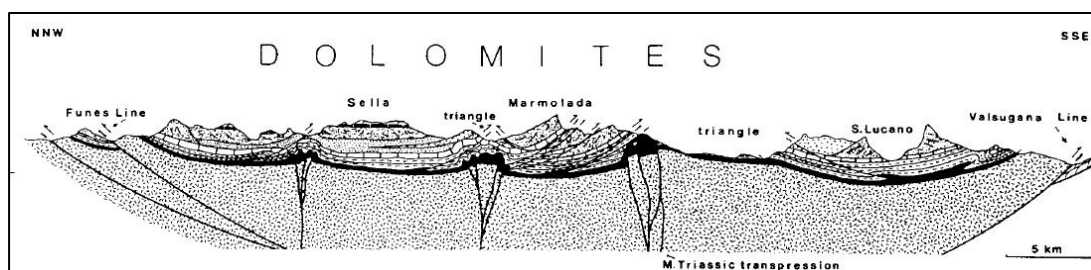


Fig. 1.2.5 - Sezione NNO-SSE delle Dolomiti che descrive la fase deformativa del Neogene (Serravalliano-Tortoniano). Da Doglioni (1987).

Nella fase compressiva neogenica si possono distinguere 3 fasi deformative (Neri, et al., 2007):

- Una prima protrattasi tra il Chattiano e il Burdigaliano, caratterizzata da una direzione di massima compressione NNE-SSO. E' dominata da un regime tettonico compressivo;
- La seconda avvenuta tra il Serravalliano e il Tortoniano vede σ_1 disposto in direzione NNO-SSE; è avvenuta in un regime tettonico compressivo ma con

una componente trascorrente. Questa fase deformativa è la causa della presenza di thrust con direzione N50E e faglie trascorrenti associate.

- La terza ed ultima fase interessa il Messiniano e il Pliocene ed è contraddistinta da una fase deformativa trascorrente. La direzione di massimo raccorciamento è in direzione NO-SE.

La zona di studio si trova poco più a sud del Sistema di sovrascorrimenti Selva di Cadore-Antelao, una stretta fascia con direzione ENE-OSO che fa parte delle zone maggiormente deformate delle Dolomiti (Neri et al., 2007) (fig. 1.2.6). Ad O si congiunge con i sovrascorrimenti del Livinallongo mentre ad E termina nella Giunzione Cadorina, dove si interseca con i sovrascorrimenti di orientamento dinarico. Tale struttura, interseca un altro sistema tettonico, chiamato “del Boite”, che invece presenta una direzione NNO-SSE (quasi perpendicolare) e si contraddistingue per la presenza di faglie inverse SO-vergenti (fig. 1.2.5).

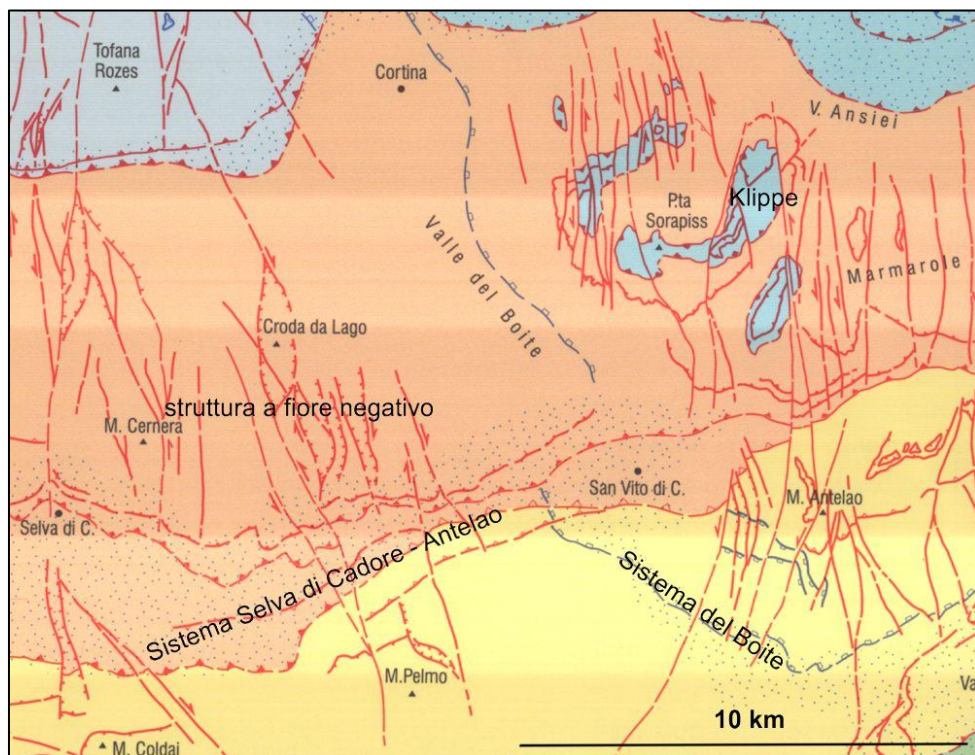


Fig. 1.2.6 - Carta schematica con i principali elementi strutturali dell'area centro-orientale delle Dolomiti. Da (Neri, et al., 2007).

Il sistema Selva di Cadore-Antelao presenta faglie inverse e sovrascorrimenti a vergenza meridionale. La presenza di litologie duttili ha favorito il processo deformativo che si è esplicato con la formazione di anticlinali (come quella del Colle della Puina) e numerosi sovrascorrimenti che hanno determinato un grande raccorciamento (fig. 1.2.7). Questa fascia ad anticlinali e sovrascorrimenti si raccorda a S con la sinclinale Pelmo-Antelao tramite faglie inverse (fig. 1.2.7).

Queste strutture tettoniche sono da ricondurre alla fase deformativa neogenica e in particolare a quella Seravalliana-Tortoniana.

Infine il sistema Selva di Cadore-Antelao risulta disseccato da una serie di strutture trasversive ad andamento meridiano che hanno origine più a N, a partire dal gruppo montuoso Croda da Lago-La Rocchetta dove si nota la presenza di una struttura a fiore negativa (Del Longo & Pellegrini, 2011) data da un insieme di faglie strike-slip sinistre (fig. 1.2.6). Queste faglie trascorrenti con componente estensionale, sono da collegare all'ultima fase deformativa che ha interessato le Dolomiti, cioè quella del Messiniano-Pliocene che ha riattivato delle faglie estensionali ad alto angolo giurassiche che avevano direzione N-S oppure delle faglie trascorrenti generatisi durante la precedente fase di thrusting (Neri et al., 2007). La riattivazione di queste faglie è stata solo superficiale perché non si è propagata in profondità fino al basamento.

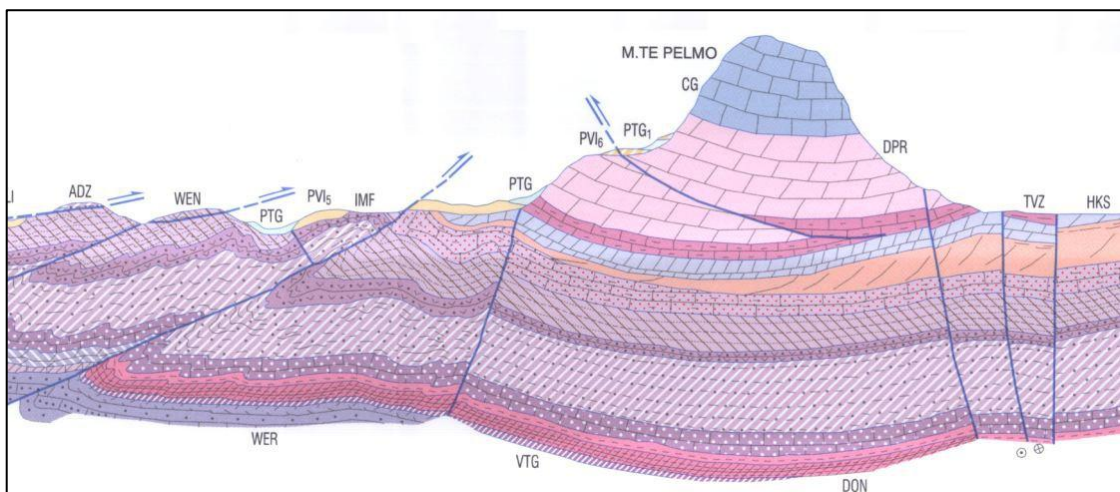


Fig. 1.2.7: sezione NO-SE (V. fig. 1.2.1) dell'area di studio. Si nota a sinistra una struttura data da sovrascorrimenti S-vergenti e anticlinali (Sistema Selva di Cadore- Antelao) che si raccorda a destra con una blanda sinclinale (Sinclinale Pelmo-Antelao). Alla base del monte Pelmo c'è un sovrascorrimento N-vergente presso il quale si imposta la Val d'Arcia che porta da un parziale raddoppio della Dolomia Principale. Da (Neri, et al. 2007).

Dalla carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 029 Cortina d'Ampezzo (Neri et al., 2007) la stretta forcina chiamata "La Fessura" che separa il monte Pelmo e il Pelmetto e similmente la forcina Val d'Arcia sono interpretate come fessure di tipo tettonico (Del Longo & Pellegrini, 2011), legate alla presenza di faglie trascorrenti ad alto angolo (fig. 1.2.1). Quasi perpendicolare ad esse, la Val d'Arcia si è imposta in corrispondenza di un sovrascorrimento N-vergente con andamento NE-SO alla base della parete settentrionale del monte Pelmo (figg. 1.2.1 e 1.2.7). Questo thrust può essere ricondotto alla fase deformativa Serravalliano-Tortoniana.

1.3 - GEOMORFOLOGIA

• Influenza dei fattori geologici sulla morfologia

La fisionomia tipica del paesaggio dolomitico è caratterizzata da depressioni vallive molto incise a cui, in quota, si susseguono superfici a debole pendenza che a loro volta, fanno da base alle verticali pareti dei massicci calcareo-dolomitici (Del Longo & Pellegrini, 2011) (fig. 1.3.1).

Questa morfologia è data dall'azione combinata di processi sia endogeni che esogeni.

Nell'area di studio, nelle zone altimetricamente più basse, la presenza di litotipi carbonatici a componente terrigena (Formazioni del Monte Fernazza e di S. Cassiano) e talvolta con la presenza di evaporiti (Formazioni di Heiligkreuz e di Travenanzes) ha favorito l'azione modellatrice dei fenomeni esogeni, tanto che i versanti sono a gradiente più basso rispetto alle pareti dove affiora la Dolomia Principale o i Calcarei Grigi.

Un fattore importante è anche la facies deposizionale: questa infatti incide su fenomeni di erosione selettiva sulle pareti rocciose, dando origine alle “cengie”, piccole superfici strutturali che spesso seguono giunti di strato: presso le cengie affiora una facies più ricca di frazione terrigena, che può essere la facies inter-supratidale della Dolomia Principale (fig. 1.3.2).

La struttura a sinclinale del Monte Pelmo e la presenza dell'incisione valliva della Val d'Arcia, hanno condizionato la presenza di un tipico rilievo ad hogback presso le cime di Val d'Arcia.

La presenza della sinclinale con asse orientato NE-SO ha fatto in modo che la posizione del circo glaciale sul versante meridionale del Monte Pelmo occupasse una posizione piuttosto insolita e l'esarazione glaciale fosse influenzata dalla presenza di strati piegati. Il risultato è un circo glaciale posizionato presso una vetta montuosa (Del Longo et al., 2001b).

Il comportamento fragile dei litotipi calcareo-dolomitici porta, quando interessate da faglie, ad alti gradi di fratturazione con presenza di fasce cataclastiche che poi sono vie preferenziali per l'azione degli agenti esogeni (Neri et al., 2007).

La Val d'Arcia è una valle sospesa con un gradino morfologico in roccia a quota 2200 m circa, legato alla presenza del ghiacciaio di circo omonimo, che era segnato in cartografia fino ai primi anni del 1900 ma ora è scomparso. Si tratta di una valle trasversale orientata secondo la direzione NE-SO, la cui presenza è da collegarsi con un sovrascorrimento N-vergente, orientato coerentemente con la valle.

Similmente anche la stretta forcella detta “La Fessura”, che separa i monti Pelmo e Pelmetto (fig. 1.2.2), è impostata su una linea tettonica ad alto angolo con andamento N-S. La presenza di questi lineamenti tettonici pare abbia influenzato anche l'orientamento della Val di Zoldo: sembra infatti che queste faglie

trascorrenti ad alto angolo (tratto di valle tra Fusine e Dont) abbiano dislocato strutture E-O legate al thrust della Valsugana (Moscariello et al., 1993).



Fig. 1.3.1: Panoramica dall'alto della Val Fiorentina. E' ben visibile la tipica morfologia che contraddistingue il paesaggio delle Dolomiti. In primo piano c'è il debris flow del Monte Pelmo.



Fig. 1.3.2 – Parete nord- occidentale del monte Pelmetto con erosione differenziale degli strati di Dolomia Principale. E' per questo processo che si formano le cenge. Questi piani quasi orizzontali sono tagliati da joints verticali che sono causa predisponente di crolli perché isolano blocchi di roccia.

• **Evoluzione paleoclimatica e relative forme**

Il **picco dell'Ultimo Massimo Glaciale**, definito in inglese Last Glacial Maximum (LGM) si verificò in area dolomitica tra 30.000-19.000 anni fa (Carton et al., 2009; Pellegrini et al., 2005).

In questo periodo il Monte Pelmo era lambito (fig. 1.3.3), alla base delle sue pareti, da diversi ghiacciai (Del Longo et al., 2001b):

- da N scendeva l'imponente ghiacciaio del Boite che aveva origine presso la conca Ampezzana e interessava il versante orientale del monte. Questo ghiacciaio confluiva con quello del Piave presso l'attuale Pieve di Cadore;
- dal versante meridionale del Pelmo prendeva origine il ghiacciaio del Maè, che poi scendeva verso Longarone dove si congiungeva con quello del Piave;
- a NO del monte Pelmo si trovava il ghiacciaio della Val Fiorentina, che confluiva più a valle con quello del Cordevole. Il ghiacciaio della Val Fiorentina riceveva gli apporti del locale ghiacciaio della Val d'Arcia.

Numerose erano le trasfluenze glaciali (fig. 1.3.3). In particolare dalla morfologia addolcita di alcune forcelle si è giunti a supporre che:

- il ghiacciaio del Maè era alimentato in parte da quello della Val Fiorentina attraverso Forcella Staulanza;
- il ghiacciaio del Maè riceveva contributi da parte di quello del Boite attraverso il Passo di Rutorto, le Forcelle Forada e della Puina.

Le pareti settentrionali del Monte Pelmo erano coperte dai ghiacciai della Val Fiorentina e del Boite fino a quota 2130 m (Penk & Brückner, 1909; Del Longo et al., 2001b) mentre sul versante meridionale il limite massimo raggiunto dal ghiacciaio del Maè era di circa 2080 m (Del Longo et al., 2001b).

Alla **fine del LGM** circa 19.000 anni B.P. la fronte del ghiacciaio del Piave iniziò a ritirarsi lasciando via via sempre più libera dal ghiaccio la Val Belluna (Pellegrini et al., 2005; Carton et al., 2009).

La testimonianza delle fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai locali nell'area del monte Pelmo tra la fine del LGM e il tardoglaciale, la si ha grazie alla presenza di cordoni morenici localizzati in alta Val Fiorentina, sul versante occidentale del Monte Pelmo e a sud in località Le Mandre (fig. 1.3.3).

Un cordone morenico laterale del ghiacciaio della Val d'Arcia si è conservato sotto le cime di Val d'Arcia (fig. 1.3.5).

Durante il tardoglaciale si verificarono grandi frane in roccia delle quali un esempio è la grande rock avalanche staccatasi dal versante sud-occidentale del Monte Pelmo il cui deposito è oggi presente tra gli abitati di Fusine e Mareson (Del Longo et al., 2001b). Queste frane spesso generarono sbarramenti vallivi cosicché si assistette alla formazione di bacini lacustri per blocco del flusso sedimentario. In Val di Zoldo è un bel esempio la frana, definita Unità di Prà di Valle (Moscariello et al., 1993), che causò

la formazione di un antico bacino lacustre a monte, presso Forno di Zoldo (Unità di Forno di Zoldo).

Inoltre anche le fasi di avanzata dei ghiacciai secondari verso le valli principali causarono sbarramenti vallivi a causa dei depositi morenici: sempre riferendosi alla Val di Zoldo fu il caso del ghiacciaio della Val Malisia e dell'antico Lago di Villa, tra i paesi di Dont e Forno di Zoldo (Moscariello et al., 1993).

Con l'***inizio dell'Olocene***, 9700 anni a.C. ci fu un ulteriore miglioramento climatico che portò il clima ad avere delle caratteristiche genericamente confrontabili con le attuali. Due principali periodi freddi il sub-Boreale (III-II millennio a.C.) e la Piccola Età Glaciale (PEG) (1450-1850 d.C.) favorirono un'avanzata dei ghiacciai.

La testimonianza di queste recenti fasi glaciali è data alla base della parete settentrionale del monte Pelmo, a quota compresa tra 2200 e 2250 m, da due cordoni morenici paralleli uno all'altro della lunghezza di 800 metri in direzione NO-SE e altezza circa 10 m (fig. 1.3.5). Evidenziano la persistenza del piccolo ghiacciaio di Val d'Arcia che resistette fino ai primi del 1900 (Marinelli, 1910).

Oggi non abbiamo più ghiacciai sul Monte Pelmo ma rimangono due glacionevati: sul versante settentrionale del monte Pelmo, addossato alla parete c'è quello di Val d'Arcia e nel grande circo meridionale del monte, sotto alla spalla occidentale resiste il glacionevato del Pelmo propriamente detto. Il primo presenta un'estensione di 21,3 ha, una pendenza media del 60% ed è compreso tra le quote di 2500 e 2140 m. La sua estensione è stata aggiornata a seguito di indagini geofisiche (Del Longo et al., 2001a) (fig. 1.3.4). Il secondo si trova ad una quota compresa tra 3000 e 2875 m, si estende su una superficie di 7 ettari e presenta un'inclinazione media del 42% (World Glacier Inventory, 1982).

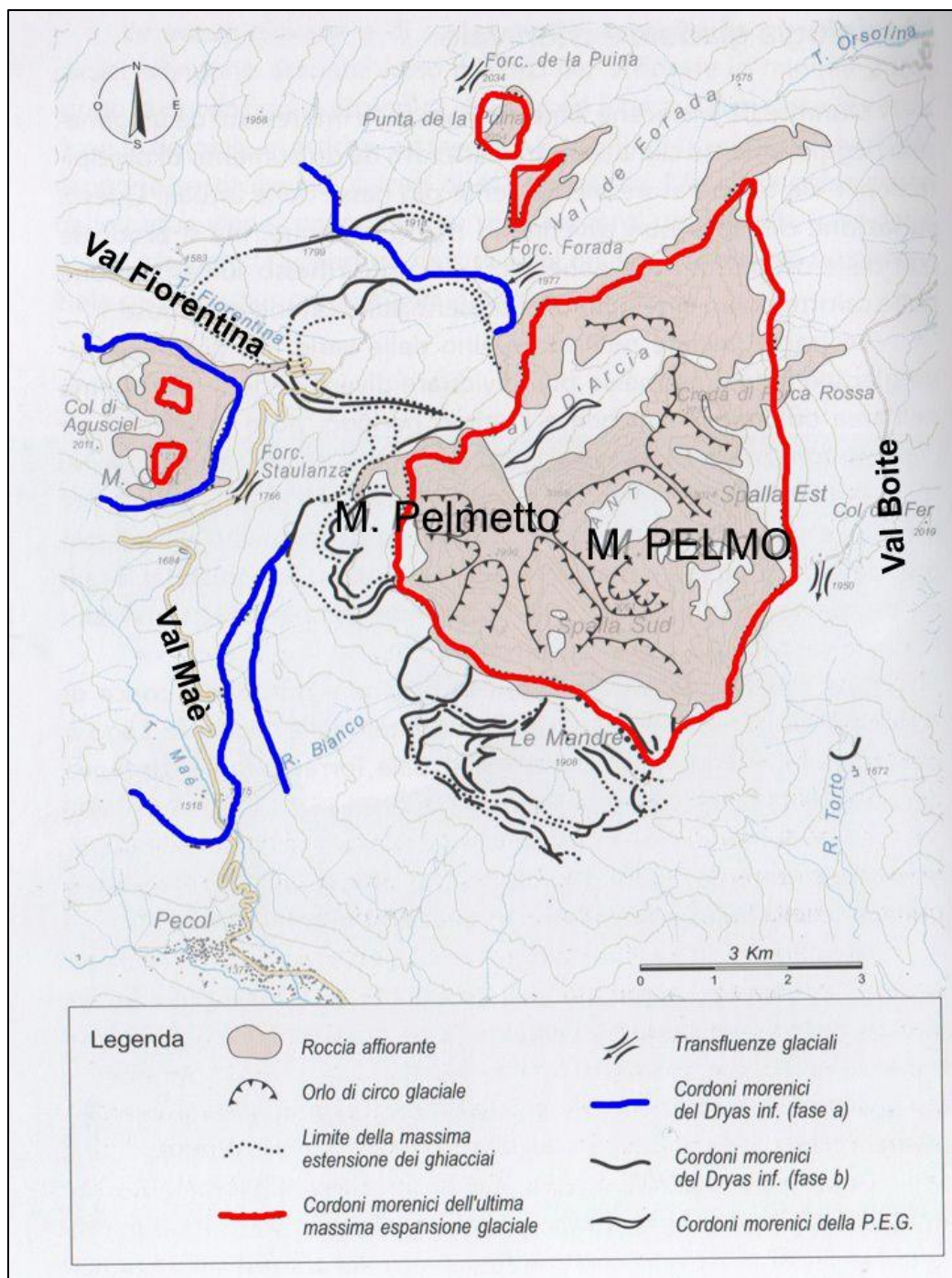


Fig. 1.3.3 - Limiti dei ghiacciai e principali cordoni morenici, alle principali fasi glaciali che hanno interessato l'area del Monte Pelmo attribuiti dagli autori al Würm, Dryas e PEG. Da Del Longo & Pellegrini, 2011.

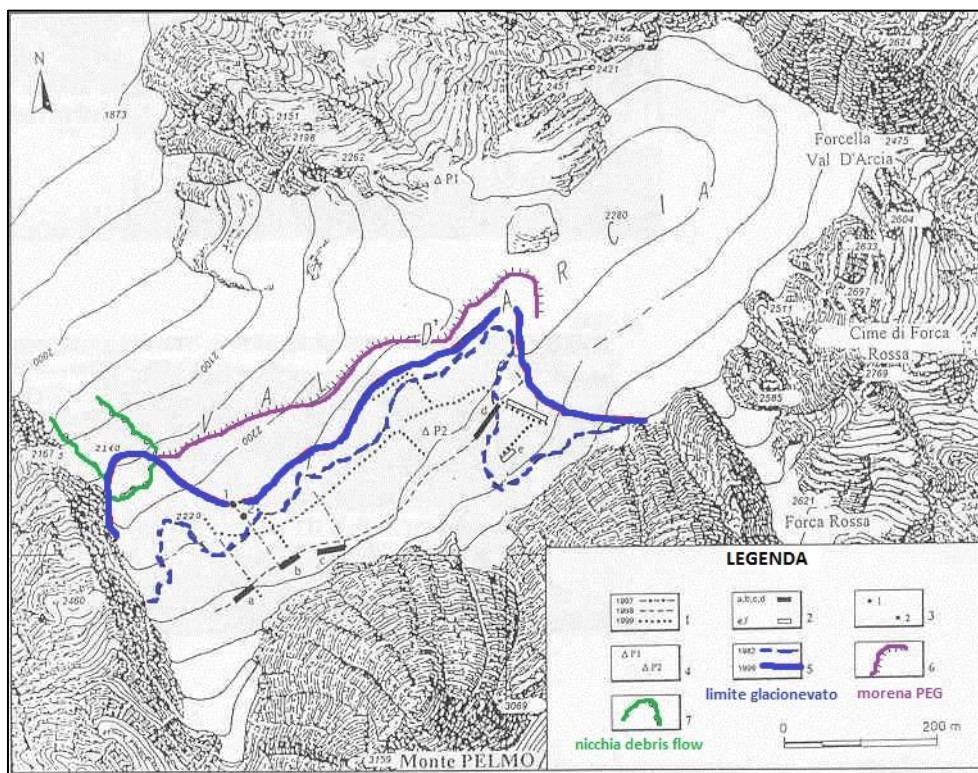


Fig. 1.3.4 - Estensione del glacionevato della Val d'Arcia come supposto dal World Glacier Inventory (linea blu, tratteggiata) nel 1982 e dopo un rilievo geofisico svolto nel 1999 (linea blu, continua). In viola è indicato il cordone morenico della PEG e in verde la nicchia di distacco del debris flow. Si nota come il debris flow aveva fatto emergere del ghiaccio. Da (Del Longo et al., 2001a).

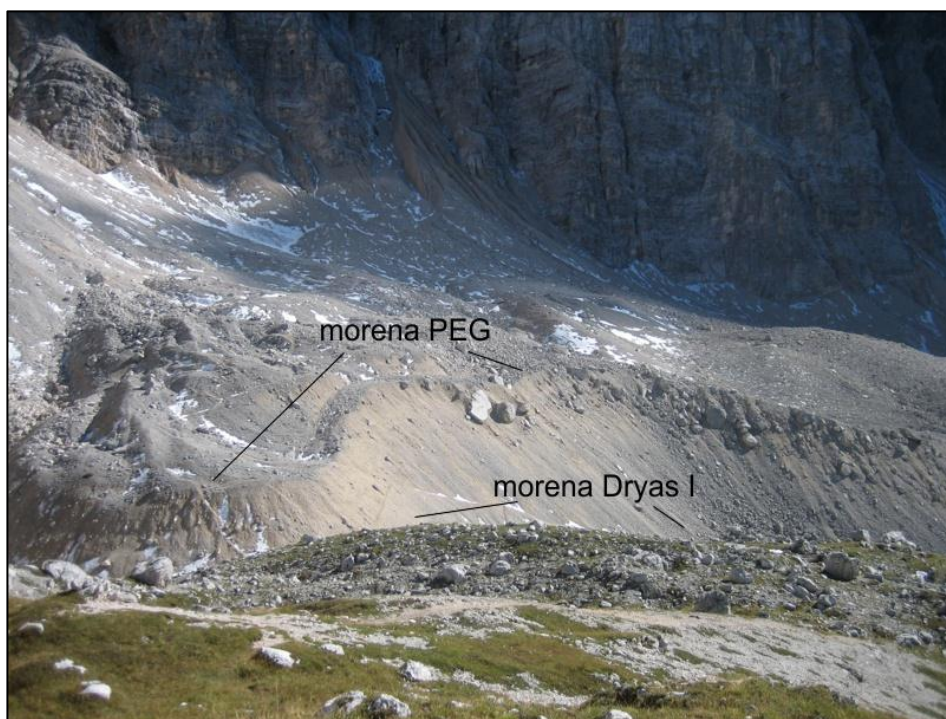


Fig. 1.3.5 - I cordoni morenici preservati in Val d'Arcia sono riconducibili alle pulsazioni dell'omonimo ghiacciaio locale: in primo piano il deposito morenico laterale riconducibile al tardoglaciale (Dryas) e in secondo piano il deposito morenico frontale della più recente avanzata della Piccola Età Glaciale (PEG). Dietro agli argini morenici si estende il glacionevato della Val d'Arcia con la sua accidentata morfologia.

- **Processi periglaciali**

Gran parte del versante settentrionale del Monte Pelmo si trova in condizioni periglaciali: infatti sebbene la temperatura media annua uguale a 0 °C, in questo settore delle Dolomiti, valutata da Del Longo et al. (2001b) si trovi a quota 2550 m, si presuppone che gran parte della Val d'Arcia (compresa tra quota 2476 e 2200 m slm) sia interessata da fenomeni tipici di ambiente periglaciale: essa si trova alla base di una parete rocciosa alta circa 800 m pressoché verticale che riduce l'insolazione per gran parte del giorno. Questo fenomeno influisce sulla persistenza della neve al suolo che in queste condizioni può essere continua da dicembre a luglio.

Una conferma di queste particolari condizioni climatiche è data dalla presenza del glacionevato della Val d'Arcia spesso fino a 30 m (Del Longo et al., 2001a). Oggi però la massa di ghiaccio sembra sia in scioglimento, almeno dal 1980. Ciò è suffragato da una morfologia superficiale non più regolare ma accidentata: il detrito si sta adagiando al ghiaccio in scioglimento dando una morfologia a dossi e depressioni che ricordano quella a "kettle & holes" (McKnight & Hess, 2002) (fig. 1.3.5). Inoltre, sono venute a giorno delle pareti rocciose prima coperte da ghiaccio, subito attaccate dai processi erosivi (fig. 1.3.6)

E' probabile che il glacionevato della Val d'Arcia diventi col tempo un rock glacier con tipologia a nucleo di ghiaccio (glacier-derived rock glacier), come definito da Carton & Seppi (2008). Questa evoluzione c'è già stata per alcuni ghiacciai delle Dolomiti come quello della Croda Rossa d'Ampezzo (Krainer et al., 2010) e quello della Cima Uomo (Carton, comunicazione personale).

Sebbene in superficie siano evidenti morfologie simili a quelle dei rock glacier, come rughe (fig. 1.3.7), archi e fessure sembra che queste siano connesse allo scioglimento del ghiaccio sottostante e non a movimenti dello stesso. In assenza di misure che provino uno spostamento di massi ancorati al ghiaccio non si può attribuire la tipologia di rock glacier. A questo proposito sarebbe interessante un monitoraggio della morena per via di alcuni massi instabili sulla sua fronte (fig. 1.3.5). Secondo le indagini di Del Longo et al. (2001a) si tratta di una morena a nucleo di ghiaccio e lo scioglimento del ghiaccio in essa contenuto potrebbe provocare il distacco di suddetti massi.

Il glacionevato della Val d'Arcia viene alimentato principalmente da due agenti crionivali importanti: le valanghe e l'infiltrazione di acqua che poi ghiaccia sotto la copertura detritica. Il fatto che il glacionevato dalle indagini geofisiche (Del Longo et al., 2001a; Muffato et al., 1999), risultasse distribuito tra lenti di detrito e si presentasse più spesso ad O, sotto il canalone de "La Fessura", è un'ulteriore conferma del fatto di quanto sia importante l'apporto delle valanghe che percorrono tale canalone.

Altre valanghe percorrono canaloni sul versante settentrionale del Monte Pelmo erodendo la roccia e asportando del detrito che, uscito dal canalone, si distribuisce

in forme chiamate “coni da valanga” (fig. 1.3.8) (Del Longo et al., 2001b). Inoltre un'altra forma tipica di ambiente periglaciale è la nivomarena.

Merita infine segnalare la presenza di una superficie di crioplanazione (Castiglioni, 1979) sul versante nord-orientale del Monte Pelmetto. Si tratta di una superficie erosiva sugli strati della Formazione di Monte Zugna, inclinata di 50° (Del Longo et al., 2001b).



Fig. 1.3.6 – L’abbassamento del glacionevato per fusione del ghiaccio sepolto ha portato a giorno delle pareti subito attaccate dai processi erosivi (Settembre 2012).



Fig. 1.3.7 – Lato orientale della morena risalente alla PEG, sotto la parete settentrionale del Monte Pelmo. La morfologia a rughe potrebbe indicare lo scioglimento del ghiaccio al di sotto del detrito. Settembre 2012, vista verso NE.



Fig. 1.3.8 - Il canalone de “La Fessura” e al suo sbocco, un cono di valanga. Al di sotto del detrito la massa di ghiaccio del glacionevato raggiunge gli spessori maggiori, grazie all’alimentazione valanghiva. A sinistra si notano placche di ghiaccio e a destra l’apice della nicchia di distacco del debris flow.

- **Processi gravitativi**

Nell’area di studio avvengono vari tipi di processi legati alla forza di gravità a causa di pendii ripidi e rocce fratturate (cause predisponenti); inoltre sulla parete settentrionale del Monte Pelmo agisce il termoclastismo e il carsismo che facilitano il weathering (cause preparatorie); infine cause innescanti possono essere eventi meteorologici come precipitazioni intense e cicli di gelo-disgelo.

Possono quindi verificarsi **frane di crollo** che comportano distacchi di blocchi di roccia isolati dall’ammasso roccioso a causa dell’allargamento di fratture (fig. 1.3.2). Si tratta di frane improvvise che comportano la caduta di materiale con componente verticale da pareti in roccia.

A testimonianza di ciò è la frana caduta il 31 agosto 2011 dalla parete settentrionale del Monte Pelmo (vedi capitolo 2.1). A parte fenomeni di una certa rilevanza, il distacco di materiale roccioso dalla parete, è un processo continuo che alimenta le **falde detritiche** (Castiglioni, 1979).

La falda detritica sul versante settentrionale del Monte Pelmo è composta da materiale di varie dimensioni che vanno dalla ghiaia ai blocchi metrici. Il detrito è spigoloso e poco gradato; tuttavia esiste una stratificazione della falda detritica (fig. 2.2.11) per via della passata presenza dei ghiacciai e dell’azione dei debris flow che hanno fatto in modo che la falda detritica sia in realtà composta da una serie di coni coalescenti ed in parte interdigitati.

Nell'area di studio è evidente la presenza di **frane di scivolamento** ed in particolare quelle di *slide* che interessano soprattutto il versante meridionale delle Cime di Val d'Arcia. Si verificano a causa della situazione a franapoggio meno inclinato del versante. Le superfici lungo le quali si verificano queste frane sono rappresentate dai piani di strato.

Un altro tipo di fenomeno franoso interessa il versante orientale dei Col dei Beche e giunge fin sotto Forcella Forada. Si tratta di una **frana di colamento** che interessa la parte superficiale del regolite che in quest'area si forma a partire da un substrato costituito da materiale terrigeno (Formazione di San Cassiano). Il movimento è lento (*earth flow*) ed è messo in evidenza dalla mancanza di vegetazione tranne qualche albero ad alto fusto inclinato e il terreno a dossi e depressioni.

E' da sottolineare come frane di colamento e di scivolamento con componente rotazionale (**slump**) hanno avuto un ruolo determinante nel modellamento dei versanti delle Valli di Maè e Fiorentina (Neri et al., 2007), spesso con esiti catastrofici. Il fatto che la Val Fiorentina presenti versanti asimmetrici con quello di destra idrografica più dolce ed articolato evidenzia il fatto che numerose frane si sono staccate in epoca recente. Si cita qui la frana di 4-5.000.000 di m³ staccatesi dal bacino del Rio Loschiesuoi nella primavera 1917 che causò la morte di 28 persone.

Durante l'alluvione del novembre 1966 (Castiglioni et al., 1972; Castiglioni, 1972) molte frane di colamento e di scivolamento interessarono la copertura quaternaria (fig. 1.3.9). Tali movimenti, si verificarono sul versante di destra idrografica della Val Fiorentina riducendo l'alveo del torrente omonimo e distruggendo la Strada Provinciale 251. In quell'evento il 4,85 % del bacino imbrifero della Val Maè fu interessato da fenomeni di dissesto, dato più elevato di tutta la provincia di Belluno. In questa Valle si segnarono numerose riattivazioni dei coni di deiezione come quelli del Rio Canedo, del Ru Torbol e di Mareson interessati da debris flows (Del Longo et al., 2001b) (fig. 1.3.9). I torrenti incisero profondamente i rispettivi alvei e quest'opera di erosione interessò principalmente depositi morenici che offrirono una grande quantità di materiale. In particolare è stato valutato che a seguito dell'alluvione, circa 500.000 m³ di materiale sono franati nel bacino del Rio Canedo mentre oltre 1.100.000 m³ sono confluiti nel bacino del Ru Torbol. Oltre al materiale morenico, parte del detrito è stato fornito dalle litologie terrigene e facilmente erodibili, come la Formazione del Monte Fernazza, alla testata di questi bacini.

Il fenomeno franoso più diffuso ed evidente nell'area di studio è la **colata di detrito (debris flow)** (vedi cap. 2.2). Si tratta di un tipo di fenomeno considerato a metà strada tra una frana e quindi un processo dovuto all'azione della forza di gravità e un fenomeno della morfologia fluviale, causato dall'azione delle acque dilavanti (Del Longo et al., 2001b). L'elemento essenziale in questo tipo di eventi, è la componente liquida del corpo di frana che fa in modo che la massa in movimento, assuma un comportamento plastico. Avvengono in zone dove c'è una gran disponibilità di materiale incoerente, come le spesse falde detritiche alla base delle

pareti rocciose. Il fattore di innesco risultano essere precipitazioni intense come quelle estive legate a celle convettive locali di origine orografica.

Il debris flow che segna in modo caratteristico il versante settentrionale del Monte Pelmo è stato attivato il 14 settembre 1994 a seguito di una precipitazione che ha raggiunto un picco di 10 mm in 15 minuti (Del Longo et al., 2001a). Il volume di detrito coinvolto è stato stimato in 200.000 m³ e risulta ad oggi uno dei più importanti eventi di questo genere avvenuti sulle Alpi Orientali.

Oltre a questo debris flow, almeno altri 3 risultano attivi su questo versante e si riconoscono per la tipica morfologia contraddistinta da argini di detrito a monte, paralleli alla direzione della colata e un deposito pseudo-conico a valle, formato da varie lingue (fig. 1.3.10). La pendenza dei coni misti da debris flow risulta tipicamente superiore ai coni alluvionali ma minore dei coni di detrito. Spesso i debris flow originano allo sbocco di canali in roccia che fungono da collettori per le acque di precipitazione di piccoli bacini.

Infine un altro processo interessa un intero versante montuoso ed arriva in profondità a mettere in movimento il substrato: si tratta **delle deformazioni gravitative profonde di versante**. Una di queste, particolarmente evidente, è presente sul versante orientale del Monte Pelmo tra Forca Rossa e Forcella Val d'Arcia. Qui la sovrapposizione di litologie a comportamento rigido come la Dolomia Principale con formazioni dai litotipi molto più plastici come la Formazione di Travenanzes, ne sono la causa: blocchi rigidi di roccia scivolano su livelli più duttili. I blocchi in movimento sono separati dalla massa rocciosa non interessata dal movimento, tramite ampie fratture definibili come trincee.

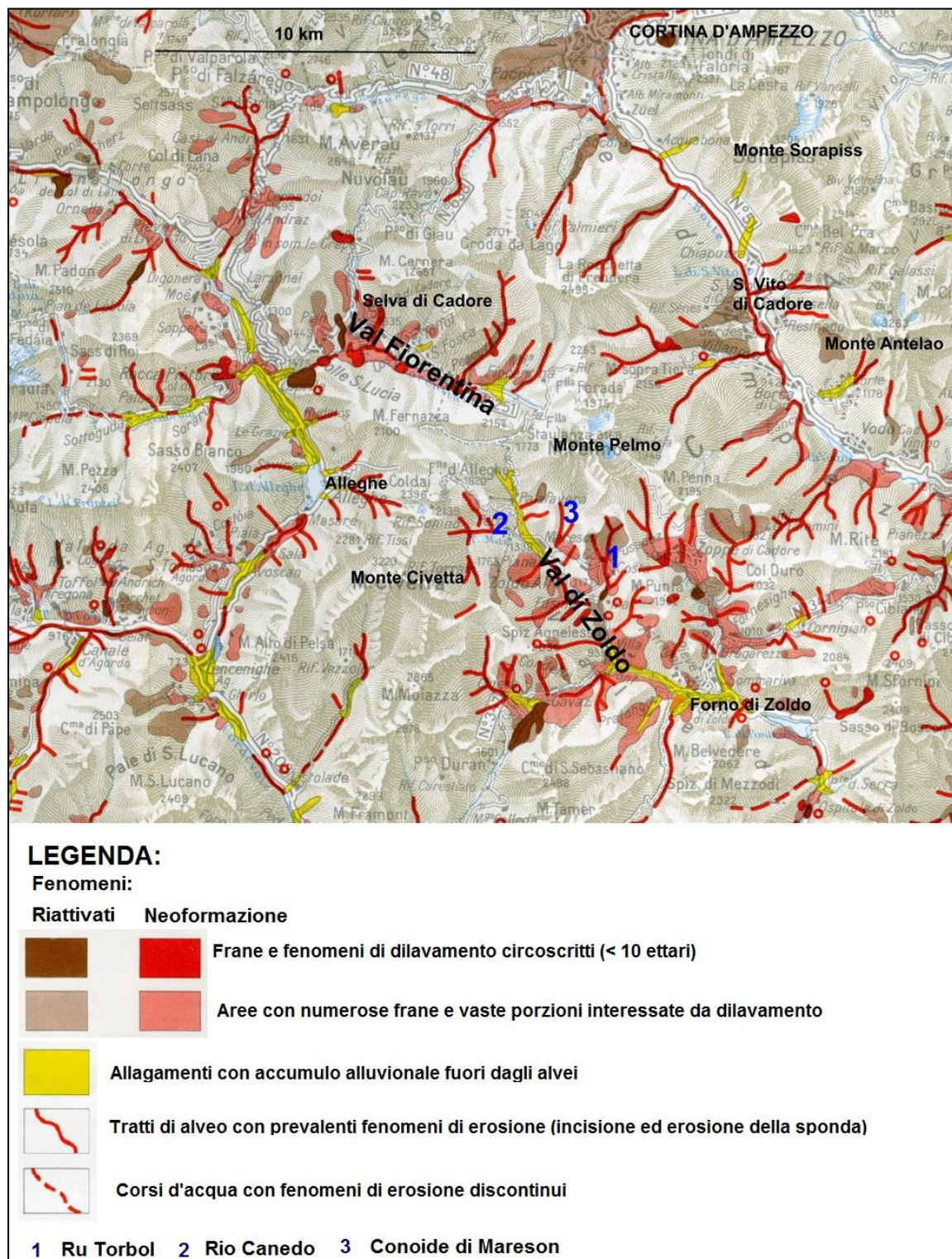


Fig. 1.3.9 - Stralcio della Carta dell'alluvione del 1966 (Castiglioni, 1972). Si notano i numerosi fenomeni di instabilità avvenuti nella Val di Zoldo mentre nella Val Fiorentina le frane e gli episodi di incisione hanno interessato il versante idrografico destro. Si nota come alcuni fenomeni erano già presenti per cui sono stati solo riattivati mentre altri sono stati innescati dall'evento.



Fig. 1.3.10 – Veduta dal debris flow innescatosi il 14-09-1994 verso O, dove sono presenti altre colate detritiche. Si nota la forma digitata dei depositi presso la zona di accumulo.

2 - FENOMENI DI INSTABILITA' DI VERSANTE

2.1 – FENOMENI DI CROLLO

- **L'evento franoso del 31-08-2011**

Alle ore 5.17 di mattina da quota 3100 m circa, poco sotto la cima principale del Monte Pelmo, si staccò una frana di crollo che cadde sulla parete settentrionale seguendo inizialmente un canalino-colatoio (figg. 2.1.1, 2.1.4, 2.1.5). Due tecnici del soccorso alpino di San Vito di Cadore, Aldo Giustina e Alberto Bonafede, intervenuti per prestare soccorso a due rocciatori in difficoltà sono stati travolti dal crollo mentre si calavano lungo la parete perdendo così la vita (Corriere delle Alpi 01/09/2011 <http://corrierealpi.geolocal.it/cronaca/...>).

I blocchi che si erano staccati, si sono ulteriormente frantumati durante la caduta, soprattutto a metà parete, dove è presente una sorta di sporgenza. A partire da questo contrafforte, il deposito interessò una parte di parete più ampia fino a raggiungere la base del versante. Il volume di roccia spostato è stato stimato dai primi sopralluoghi approssimativamente attorno 2500 m³. Data l'entità del fenomeno e l'alta frammentazione che ha subito il materiale durante la caduta, si suppone che il deposito della frana si sia fermato a poca distanza dal piede della parete, sulla superficie poco inclinata (circa 15°) del glacionevato; i blocchi caduti dalla parete, si sono fermati ben prima della morena della PEG, confondendosi con depositi di altri crolli e detrito di versante.

Il giorno precedente l'evento, il 30 agosto, c'erano state delle scariche di sassi nel punto dove poi si è staccata la frana in questione, investendo due rocciatori intenti nella salita della via "Simon-Rossi".



Fig. 2.1.1 – Versante settentrionale del monte Pelmo subito dopo il crollo del 31-08-2011. La frana segue dapprima un canalino per poi interessare a raggiera una porzione maggiore di parete a causa di una sporgenza. Foto Montagna.tv

La stazione meteorologica di Pescul, posta a quota 1415 m in Val Fiorentina, ha registrato nella giornata del 30 agosto un totale di 16,4 mm di pioggia caduti tra le 18.00 e le 22.00. Il picco massimo di precipitazione alle ore 21.00 ha toccato 8,6 mm all'ora (dati forniti dal Centro Meteorologico ARPAV). Qualche giorno prima, il 27 agosto era stato registrato dalla stessa stazione meteo, un altro evento di precipitazione simile che ha visto cadere 21,8 mm di pioggia in totale con un picco di 10,8 mm all'ora (fig. 2.1.2).



Fig. 2.1.2 – Precipitazioni del mese di agosto 2011 così come rilevate dalla stazione meteo di Pescul. Dati ARPAV.

Le precipitazioni intense possono aver contribuito al distacco di materiale alterato sciolto sulla parete: il meccanismo principale è un aumento delle pressioni neutre dell'acqua nelle fratture (joint) che favorisce il dilavamento delle superfici interne delle discontinuità con asportazione del riempimento.

La pressione dell'acqua nei joints può aumentare, favorita dalle numerose condotte carsiche presenti nell'ammasso roccioso, e può portare alla propagazione delle fratture rompendo i ponti di roccia (rock bridges) attraverso idro-fratturazione (hydro-fracturing). La riduzione delle superfici dei ponti di roccia porta ad una diminuzione della resistenza al taglio dei joints (Roje-Bonacci, 2009).

Inoltre cicli di imbibizione ed essiccamento possono modificare il comportamento meccanico dei materiali (soprattutto se argille) che riempiono le fratture e in generale il riempimento dei pori di una roccia. Questi cicli sono in grado di portare un aumento di volume della roccia stessa e questo fenomeno può essere anche più importante dei cicli diurni di riscaldamento e raffreddamento (Hudec, 1980).

Dopo la caduta della frana principale, erano state contate 10 scariche di sassi durante tutta la mattinata del 31 agosto mentre al termine dell'1 settembre in totale si erano viste 39 frane minori successive a quella principale (www.montagna.tv). Questi crolli secondari sono eventi collaterali ad eventi più importanti e prendono avvio dalla nicchia di distacco dei primi, dove la roccia è fratturata e resa instabile dal precedente crollo. Fenomeni di "assestamento" di pareti rocciose dopo crolli in roccia di una certa intensità sono stati più volte osservati (Matsuoka, 1999).

Le temperature nel giorno precedente la frana, a Pescul hanno visto una minima di 10,0 ed una massima di 18,1 °C mentre il giorno successivo hanno variato tra 10,1 e 19,3 °C (dati forniti dal Centro Meteorologico ARPAV). Considerando il gradiente adiabatico saturo di 6 °C/km (McKnight & Hess, 2002) si può trovare per via teorica la temperatura presso la nicchia di distacco (fig. 2.1.3). Essendoci una differenza di quota di 1600 m tra la stazione meteorologica di Pescul e il punto da dove si è staccata la frana è possibile trovare, per il 30 agosto, una

temperatura compresa tra 0,4 °C e 8,5 °C sotto la cima: c'erano quindi condizioni sfavorevoli alla presenza di ghiaccio. Le temperature erano tornate a salire dopo un minimo il 28 agosto;

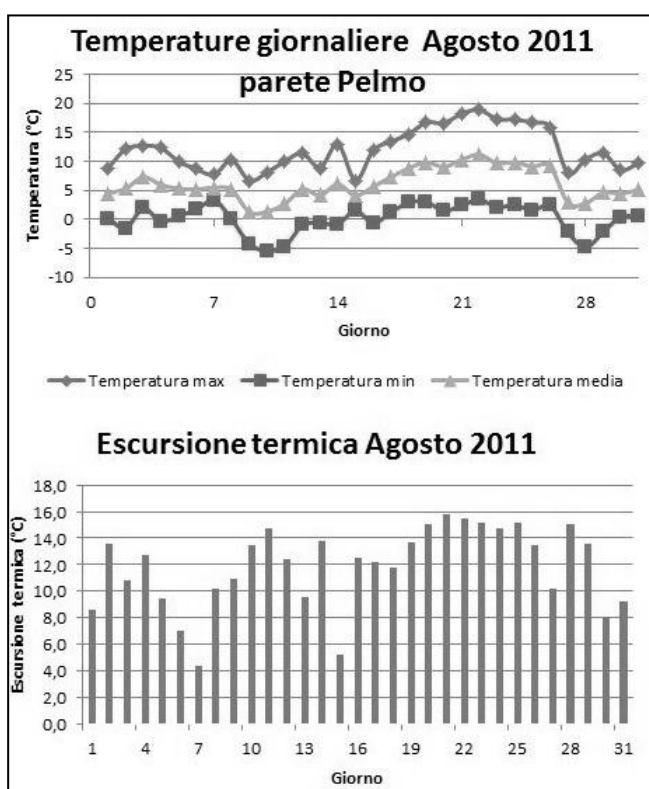


Fig. 2.1.3 – Andamento (presunto) delle temperature a 3000 m sulla parete settentrionale del Monte Pelmo a partire dai dati di temperatura della stazione di Pescul (in alto) nel mese di agosto 2011 e escursione termica presso Pescul nel mese di agosto 2011. Dati ARPAV.

nelle fratture in quota, lo stazionamento dell'acqua di precipitazione del precedente 27 agosto, può aver ghiacciato durante le notti con cielo sereno comprese tra il 28 e il 30 agosto, e poi essersi fusa durante il giorno. Fenomeni di allargamento delle fratture per cicli gelo-disgelo possono essere stati fattori innescanti per la frana di crollo. Altri cicli gelo-disgelo potenzialmente ci sono stati anche tra il 9 e l'11 agosto a cui è seguito un periodo con temperature stabilmente sopra 0 °C dal 15 al 26 agosto. Quindi si nota che anche nella stagione calda può esserci una ripetitività di passaggi sopra e sotto 0 °C alle alte quote seppur non in modo continuo come può avvenire in primavera o in autunno; c'è però una distinzione da fare tra i cicli gelo-disgelo che avvengono in tarda primavera, quando vengono interessati spessori di roccia considerevoli (fino a 6 m) (Matsuoka N., 1999) e questi fenomeni di minor entità che interessano solo lo strato superficiale della roccia (entro qualche cm) e le fratture.

L'escursione termica e quindi di cicli di espansione e contrazione termica sulle pareti in roccia può essere un fattore preparatorio per l'innescare dei crolli. Nel periodo considerato, notevoli differenze di temperatura tra giorno e notte si sono registrate tra il 19 e il 29 agosto quando la differenza tra la massima e la minima di temperatura giornaliera è stata compresa tra 14 e 16 °C (fig. 2.1.3). Questo dato è riferito però alla temperatura dell'aria, mentre sulle pareti rocciose, la temperatura può essere anche 20 °C più alta dell'aria circostante durante il giorno per cui potenzialmente ci possono essere variazioni significative di volume (dell'ordine del decimo di mm sulla superficie) che possono favorire il propagarsi delle fratture distruggendo i rock bridges (Gunzburger et al., 2005). La ripetitività del fenomeno alla lunga può incidere sulle caratteristiche meccaniche dell'ammasso roccioso anche se prove significative ad oggi non ci sono.

Sono inoltre da considerare anche i terremoti che possono essere una causa innescante per le frane di crollo; tuttavia dal database dei fenomeni sismici rilevati dal Centro di Ricerche Sismologiche OGS (www.crs.inogs.it) che monitora l'area del Triveneto, non risultano sismi di particolare intensità avvenuti poco prima del crollo. Un terremoto di magnitudo 1.3 (evento 51258) con epicentro tra Barcis e Claut in provincia di Pordenone, a circa 35 km a SE del Monte Pelmo, è stato registrato poco prima della frana, il giorno 31 agosto alle 4.16 e non può aver influito sull'evento.



Fig. 2.1.4 – Confronto fotografico per l'individuazione della nicchia di distacco della frana di crollo del 31 agosto 2011. Veduta dal Rifugio città di Fiume.



Fig. 2.1.5 – Nuvola di punti con sovrapposizione di una foto. Scansione della parete settentrionale del Monte Pelmo con laser scanner terrestre svolta a fine gennaio 2012. Col cerchio rosso è indicata la nicchia di distacco del crollo.

- **Database dei fenomeni franosi**

Il crollo avvenuto sulla parete settentrionale del Monte Pelmo non è stato l'unico che ha interessato le Dolomiti in questi ultimi anni e i quotidiani hanno divulgato il verificarsi di questi casi con particolare enfasi sensibilizzando l'opinione pubblica riguardo i cambiamenti climatici e la sempre apparente maggior frequenza di questi eventi.

Si è deciso di analizzare dei dati riguardati frane di crollo provenienti da vari archivi per comprendere qual è l'attenzione e la conoscenza degli organi preposti, sul monitoraggio di questi eventi.

I dati che sono stati analizzati provenivano dagli archivi del *progetto IFFI* (Inventario dei Fenomeni Franosi Italiano) e del progetto “*PERMAdataROC*”.

Il **progetto IFFI** (<http://193.206.192.136/cartanetiffi/>) è coordinato dall'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale) ed ha come obiettivo quello di fornire una situazione dettagliata e aggiornata della distribuzione delle frane nel territorio italiano tramite una procedura standardizzata.

Il Progetto si fonda sull'appoggio delle Regioni e delle Provincie autonome per la fornitura dei dati inerenti alle frane dei rispettivi territori. Questi enti collaborano attraverso la raccolta dei dati storici e di archivio riguardanti le frane, la loro individuazione e mappatura attraverso interpretazione di foto aeree e rilievi sul posto a cui segue una fase di informatizzazione dei dati raccolti.

Il risultato è la Banca Dati del progetto IFFI, costituita da carte informatizzate in ambiente GIS e un database Access (DBFrane 2000).

In ambiente GIS, ogni fenomeno franoso viene messo in carta tramite un punto PIFF che rappresenta il punto più alto del coronamento; un poligono o una linea in base al fatto che la scala consenta o no una rappresentazione del corpo di frana. Ogni frana è accompagnata da un codice alfanumerico chiamato ID-frana che identifica il fenomeno franoso in tutto il territorio nazionale e tramite questo è possibile consultare l'applicativo Access per avere informazioni ulteriori sulla frana in oggetto.

Il database Access contiene le informazioni raccolte tramite la Scheda Frane attraverso la quale ogni fenomeno franoso viene censito; è articolata su tre livelli di approfondimento progressivo.

Il **progetto PERMAdataROC** (<http://www.fondazionemontagnasicura.org/>) si inserisce all'interno del programma Interreg ALCOTRA che è stato notificato dalle amministrazioni italiane e francesi alla Commissione Europea che ha approvato ufficialmente il progetto il 12 novembre 2001. Il progetto PERMAdataROC si inserisce nell'ambito della misura “Rischi naturali e protezione civile” e ha come obiettivo di verificare se c'è una relazione tra clima e stabilità dei versanti soggetti a permafrost.

Per questo studio sono stati richiesti dati di frane di crollo riguardanti la parte I del Progetto chiamata “CENSI-CRO”. Il database raccoglie, sul versante italiano del Monte Bianco, oltre 300 frane di crollo, di cui il 20% sono eventi storicamente documentati e l'80% provengono da fotointerpretazione.

- **L'organizzazione di una nuova banca dati delle frane di crollo**

Dal database del Progetto IFFI, sono state prese in considerazione parte delle frane di crollo della Provincia di Belluno e della Provincia Autonoma di Bolzano. I dati sono stati richiesti all'Ufficio Difesa del Suolo della Regione del Veneto e all'Ufficio Geologia e Prove Materiali della Provincia di Bolzano. I dati di frane in alta quota incluse nel Progetto PERMAdataROC, sono stati ricevuti direttamente da un responsabile dell'archivio.

I dati più importanti per l'analisi delle frane sono stati: la data di accadimento del fenomeno, complessiva di mese e anno; la quota della nicchia; l'esposizione del versante; la litologia e i danni.

Parte di queste informazioni erano già presenti nella tabella degli attributi che accompagna i punti o poligoni delle frane. Altre sono state ricavate poiché non erano presenti nel database di origine, per cui dai siti web dedicati alla protezione del suolo e all'ambiente delle rispettive Regioni/Province si sono scaricati gli shapefiles utili per questo fine:

- Geobrowser Provincia Bolzano (<http://www.provincia.bz.it/...>);
- Infrastruttura dei Dati Territoriali del Veneto - Catalogo dei Dati (<http://idt.regione.veneto.it/...>);
- Portale WebGIS - Regione Valle d'Aosta (<http://geonavsct.partout.it/...>).

Un dato che spesso non è presente è la quota della nicchia di distacco mentre completamente assente è l'esposizione. Per ricavare queste informazioni è stata utilizzata la carta delle isoipse che fornisce un'indicazione delle altitudini oltre che della morfologia di un versante. Lo shapefile con le isoipse alla distanza di 10 m non era disponibile per la Provincia Autonoma di Bolzano, per cui è stato richiesto all'Ufficio Informatica Geografica e Statistica mentre per il territorio della Provincia di Belluno è stato scaricato lo shapefile delle isoipse con equidistanza 25 m dal sito Infrastruttura dei Dati Territoriali del Veneto. Per la Regione Valle d'Aosta si è scelto di trasformare in WGS84 tramite ArcGIS (<http://www.esriitalia.it/>) la proiezione di partenza dello shapefile delle frane di crollo e poi convertirlo in formato KML. In questo modo si è potuto osservare la posizione delle frane tramite Google Earth e ricavare altitudine ed esposizione del versante.

Per le frane di crollo delle Provincie di Belluno e Bolzano si è invece creato un piccolo progetto in ArcGIS. In ArcMap, tramite la tabella degli attributi dello shapefile delle frane, è stata visualizzata la posizione di ogni frana di interesse e tramite lo strumento identify si sono ricavate le informazioni di interesse da riportare nel foglio di calcolo di Excel.

C'è inoltre da dire che qualche frana di crollo recente che non era presente nei dati forniti dagli Enti consultati, è stata aggiunta nel foglio di calcolo. Le informazioni di questi eventi sono state trovate tramite semplice ricerca in Internet, privilegiando gli articoli di quotidiani. In particolare sono stati aggiunti 5 fenomeni alla Regione Valle d'Aosta; 8 crolli alla Provincia di Belluno e 10 frane cadute recentemente in Provincia di Bolzano.

Tutti i dati raccolti sono stati inseriti in un foglio di calcolo di Microsoft Excel appositamente creato (fig. 2.1.6).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
1	Nome	Località	Data	Ora	Quota nicchia (m slm)	Esposizione	Volume (m3)	Cause	Litologia	Danni			
2	250002700	Taibon Agordino	11 maggio	1865	?	2010	SO	?	?	calcarei e strade, ter	2		
3	250006100	Pieve d'Alpago	6 giugno	2002	?	750	SE	?	?	materiali corso d'ac	2		
4	250016700	Taibon Agordino	2 dicembre	1908	?	2100	SO	?	?	calcarei e edifici	3		
5	250017000	Taibon Agordino	20 maggio	1984	?	1850	O	?	?	dolomie e terreni	1		
6	250017100	Taibon Agordino	1 novembre	1969	?	2400	NO	?	?	calcarei o terreni e s	2		
7	250020100	Taibon Agordino	?	maggio	2002	?	1400	SE	?	calcarei e terreni	1		
8	250027300	Vallada Agordina	11 aprile	1928	?	1220	NE	?	?	dolomie e strade	2		
9	250042800	Cencenighe Agordir	24 settembre	1868	?	990	E	?	?	dolomie e abitazioni	3		
10	250043700	Cencenighe Agordir	4 settembre	1964	?	860	O	?	?	dolomie e ?	?		

Fig. 2.1.6 – Foglio di calcolo realizzato per questo studio. Ogni colonna presenta un fattore importante per caratterizzare una frana di crollo. Alcuni campi sono stati aggiunti ex novo come l'esposizione del versante e la litologia.

Non sono state prese tutte le frane disponibili dagli archivi consultati ma sono state selezionate quelle che presentavano dati più completi possibile. Si sono così raccolte 93 frane di crollo per la Regione Valle d'Aosta, 118 frane per la Provincia di Belluno e 142 frane per la Provincia di Bolzano, per un totale di 353 frane divise in 3 file XLS, uno per ogni territorio esaminato.

Ogni categoria (altitudine, esposizione, anno, mese, litologia, volume, danni) è stata suddivisa in intervalli (classi) al fine di realizzare istogrammi di frequenza o grafici a torta che consentissero una stima della distribuzione dei dati.

Mettendo a confronto i grafici delle varie aree prese in considerazione, si possono fare le seguenti osservazioni:

- non sempre è possibile avere **informazioni** sulle categorie sopra riportate. In particolare quelle meno presenti e non ricavabili dai database considerati riguardano: ora e volume, presenti sempre in meno del 25% del campione considerato a parte Bolzano (53%); anche il mese e i danni non sono sempre disponibili: per esempio per la Valle d'Aosta solo per il 52% delle frane è nota la

data, completa di anno e mese mentre per la Provincia di Bolzano solo per il 44% delle frane si conosce il danno arrecato.

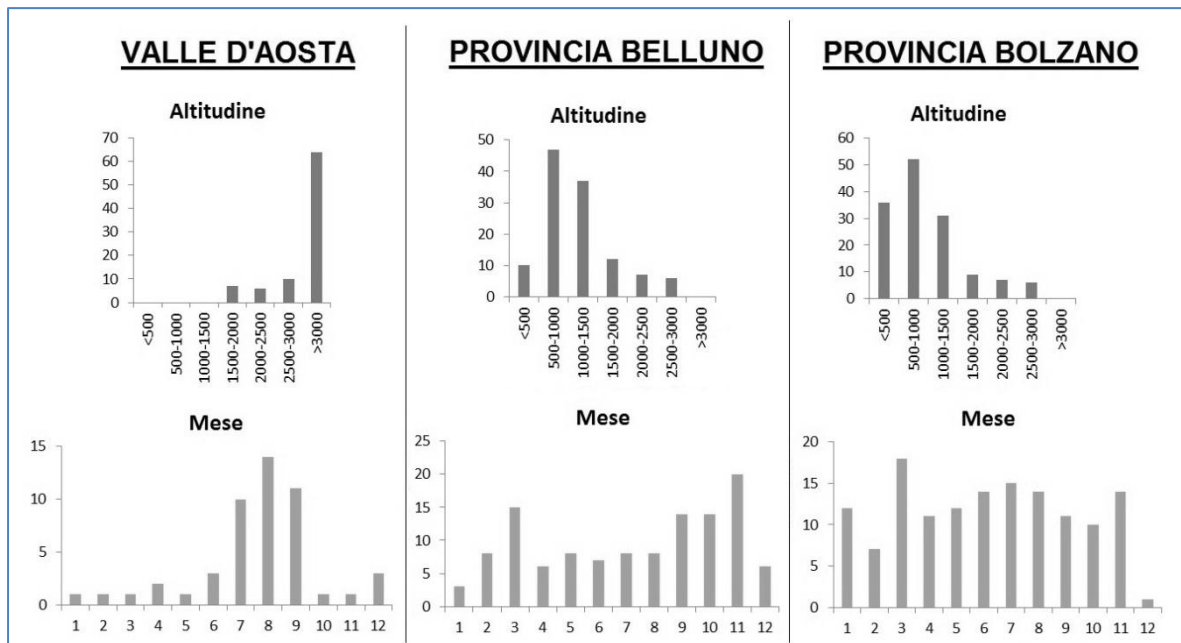


Fig. 2.1.7 – Grafici dei dati analizzati: altitudine della nicchia e mese di accadimento.

- i database delle frane di crollo delle Provincie Belluno-Bolzano e della Regione Valle d'Aosta sono diversi tra loro. In particolare nel primo caso la maggior parte delle frane avviene a quota < 1500 m mentre nel secondo la maggior parte degli eventi di frana interessa porzioni di versante a quote > 3000 m (fig. 2.1.7).

Inoltre ancora più interessante è notare che nel primo caso, la distribuzione delle frane nel corso dell'anno segue l'andamento delle precipitazioni con massimi in primavera e in autunno (per la Provincia di Bolzano c'è un massimo secondario in estate); nel secondo caso le frane seguono l'andamento delle temperature con la maggior parte di queste che avvengono in estate (fig. 2.1.7).

- Altre differenze riguardano i volumi e i danni (fig. 2.1.8): i pochi dati sui volumi indicano che nel campione considerato, i crolli delle Provincie di Aosta e Belluno sono di entità media (100-10.000 m³), interessano quindi versanti montuosi mentre nel database della provincia di Bolzano sono catalogate frane di piccole dimensioni (< 100 m³) che interessano principalmente tagli stradali.

Per quanto riguarda i **danni**, la maggior parte delle frane non interferiscono con l'attività umana, non arrecando danni (classe 0). Questo è particolarmente evidente per la Regione Valle d'Aosta dove questa classe riguarda l'89% dei dati analizzati mentre la percentuale cala per le Province di Belluno e Bolzano dove raggiunge rispettivamente l'8% e il 58%. In questi territori delle Alpi Orientali, invece, le classi 2 (strade) e 3 (edifici) vedono coinvolte la maggior parte dei crolli: 40 e 39 % per la provincia bellunese e 24 e 10% per la provincia bolzanese e 24 e 10% per il territorio alto-atesino.

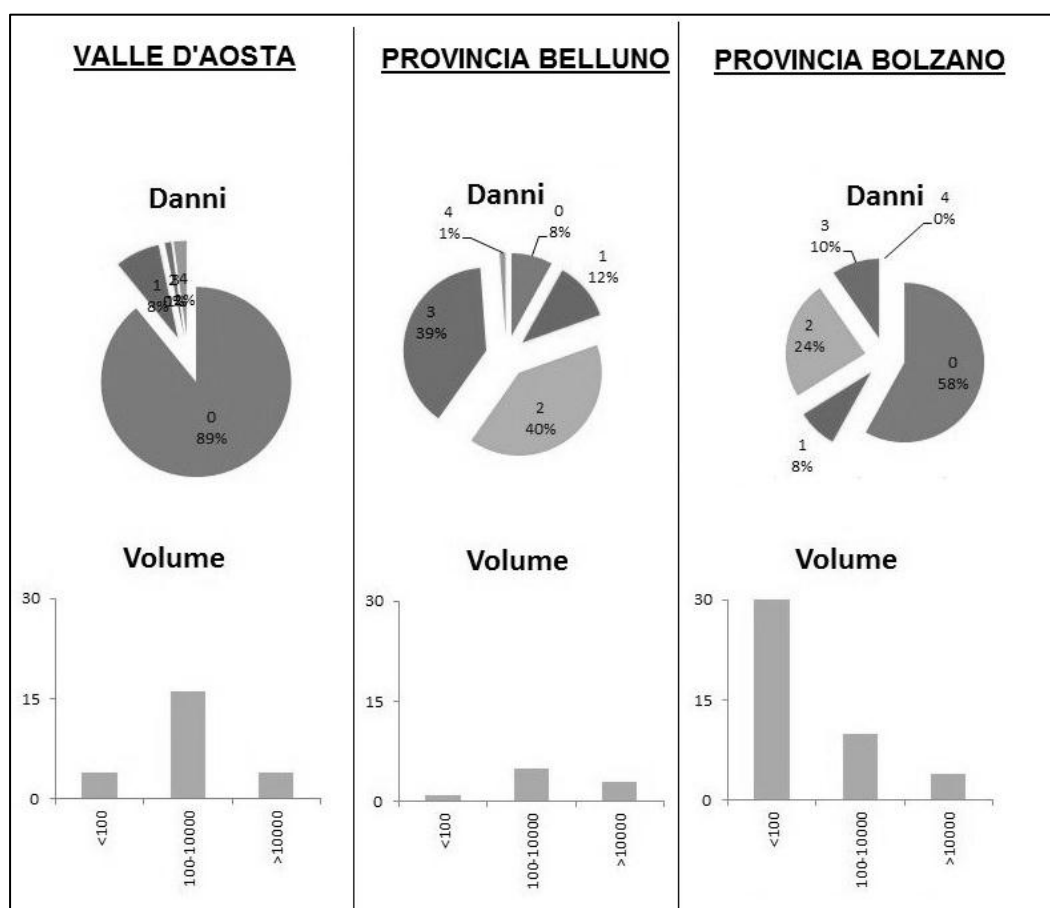


Fig. 2.1.8 – Grafici dei dati analizzati: danni e volumi.

- Il dato di **esposizione** (fig. 2.1.9) non dà risposte certe. Tuttavia per i crolli della Regione Valle d'Aosta, sembra ci sia una tendenza ad interessare versanti esposti ad E, SE e S caratterizzati da un maggior riscaldamento ad opera dei raggi solari; questa tendenza è meno evidente per i dati delle Province di Belluno e Bolzano dove forse influisce anche il grado di fratturazione della roccia controllato dall'assetto strutturale.

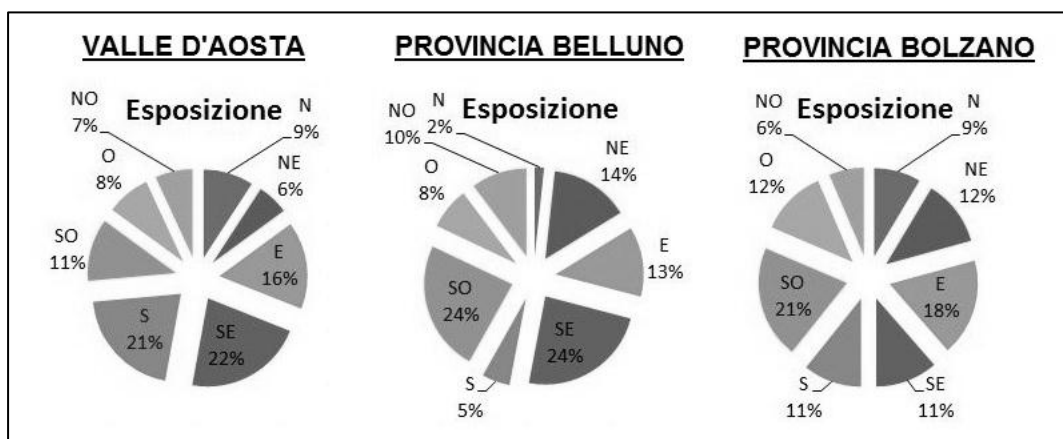


Fig. 2.1.9 – Grafici dei dati analizzati: esposizione del versante.

- Poco si può dire sull'ora del giorno in cui avvengono questi fenomeni, anche se sembra siano favorite le ore del giorno nelle quali inizia il riscaldamento diurno e quindi la fascia tra le 6.00 e le 10.00 di mattina (fig. 2.1.10).

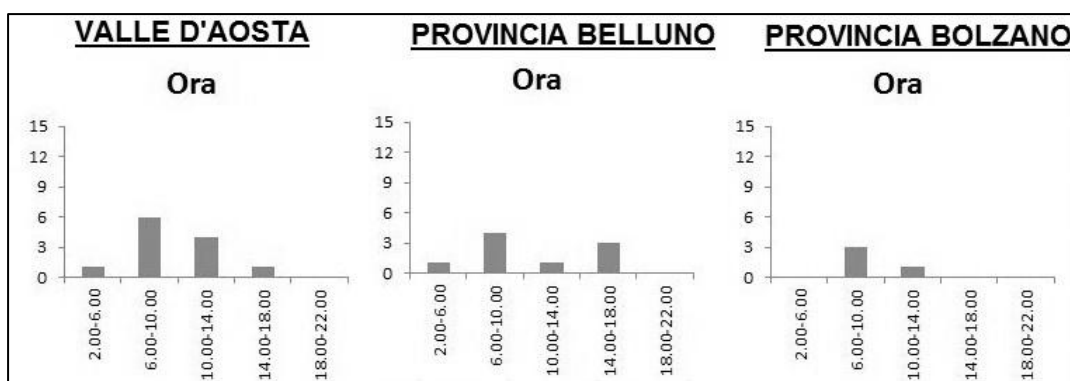


Fig. 2.1.10 – Grafici dei dati analizzati: ora del giorno di accadimento.

- In Valle d'Aosta i crolli interessano soprattutto graniti; in Provincia di Belluno calcari e dolomie e in Provincia di Bolzano rioliti. Sebbene queste litologie siano tipicamente compatte e dotate di ottime caratteristiche meccaniche, tuttavia i graniti e le rioliti presentano joints dovuti al raffreddamento della massa magmatica. I calcari e le dolomie sono stratificati, per cui i giunti di strato sono piani di discontinuità.

In ultima analisi i database differiscono per le finalità: il catalogo delle frane di crollo del Progetto PERMAdataROC riguarda eventi che si verificano in alta quota e che non interferiscono con l'attività umana; sono eventi probabilmente connessi con la degradazione del permafrost poiché avvengono principalmente durante l'estate, quando lo zero termico si trova a quote superiori a 4000 m per diversi giorni. A supporto dei risultati ottenuti in questo studio per le frane di crollo nella Regione Valle d'Aosta ci sono i risultati ottenuti da (Pau et al., 2007) con gli stessi dati che tramite un'analisi statistica e spaziale in GIS ha notato come dopo il 1990 il 90% dei crolli successi nell'area del Monte Bianco sia avvenuto a quote > 3000 m, interessando versanti esposti a SE.

I database IFFI delle Provincie di Belluno e Bolzano raccolgono eventi di crollo che hanno un certo impatto sull'attività umana, per cui interessano porzioni di versante a quote inferiori a 1500 m (figg. 2.1.7 e 2.1.8). Sono fenomeni che non hanno a che vedere con la degradazione del permafrost ma sono innescati da altri processi che avvengono in autunno e in primavera quando sono attivi i cicli di gelo e disgelo e precipitazioni abbondanti che favoriscono processi di weathering e hydro-fracturing.

2.2 - COLATE DI DETRITO – “DEBRIS FLOW”

• I debris flow in ambiente alpino

Le colate di detrito sono dei movimenti in massa che si innescano a seguito di precipitazioni intense e di breve durata (fattore innescante), tipicamente durante la stagione estiva e interessano versanti caratterizzati da pendenze elevate con una spessa copertura detritica (fattore predisponente). L’apporto di materiale è fornito dalle pareti rocciose spesso verticali, che alimentano le falde detritiche attraverso continui distacchi superficiali di roccia da superfici di discontinuità presso le quali è maggiore la degradazione del versante. Talvolta le frane di crollo possono contribuire in maniera cospicua all’alimentazione della falda detritica modificandone il profilo longitudinale e predisponendo il versante al dissesto (Favaretti et al., 2004).

I debris flows interessano spesso la rete idrografica secondaria, con bacini idrografici aventi un’estensione $<30 \text{ km}^2$. Sono importanti agenti morfologici che contribuiscono al modellamento dei versanti tramite erosione a monte e deposito a valle tramite accumulo presso i coni alluvionali. Inoltre il materiale preso in carico dalle colate di detrito, può arrivare anche nei corsi d’acqua di ordine superiore causando ingresso di sedimento nelle aste idrografiche principali (Schlunegger et al., 2009).

I debris flows costituiscono un pericolo nelle aree di fondovalle dove sono ubicati centri abitati e passano vie di comunicazione, a causa della loro elevata velocità che può raggiungere i 10 m/s (30 km/h) accompagnata dalla quantità di materiale trasportato che può facilmente superare i 1000 m^3 e arrivare fino a centinaia di migliaia di m^3 (200.000 nel caso del debris flow del Monte Pelmo).

Si tratta quindi di fenomeni localizzati ma che necessitano di sistemi di monitoraggio e installazione di opere di protezione e mitigazione del rischio. E’ a questo scopo che nelle Dolomiti è stata predisposta nel 1997 una rete di monitoraggio fissa presso il debris flow di Acquabona al fine di comprendere le condizioni meteorologiche e idrologiche che innescano il fenomeno (Berti et al., 2000). La rete di monitoraggio è composta da vari strumenti tra cui geofoni, telecamere, piezometri e sensori ad ultrasuoni che hanno permesso di stimare importanti parametri ai fini della previsione del rischio e della pianificazione territoriale (Galgaro et al., 2005). La stazione di

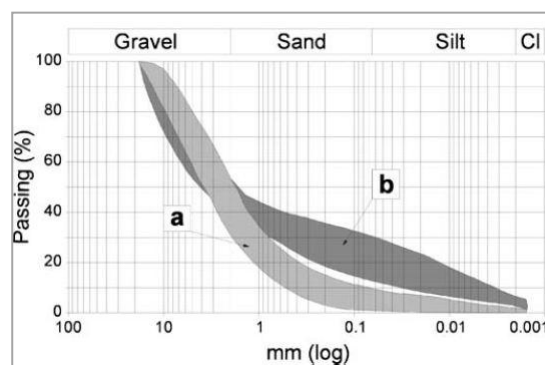


Fig. 2.2.1 – Curva granulometrica del detrito presente nel canale del debris flow di Acquabona: con a è indicato materiale proveniente dalla zona di innesco; con b quello prelevato nella zona di accumulo. Da Tecca & Genevois, (2009).

monitoraggio di Acquabona è considerata una stazione modello per tutti i debris flows della zona di Cortina e delle Dolomiti, grazie alle caratteristiche in comune come la litologia e i parametri morfometrici (Progetto UE-Tharmit EVG1-CT-1999-00012).

In genere si distinguono 3 zone che compongono un debris flow: una zona di partenza o distacco, una zona mediana dove avviene il trasporto del materiale lungo il canale e una zona di accumulo al piede del versante.

Nella **zona di distacco** le pendenze sono più elevate e possono raggiungere 30-40° . Il materiale detritico è composto principalmente da blocchi di roccia (anche metrici), ciottoli, ghiaie e sabbie mentre limo e argilla non superano il 10% in peso. Nelle sottostanti **zone di trasporto** e **deposito** la pendenza diminuisce fino a raggiungere valori attorno a 7° e anche il contenuto in fine diventa più significativo costituendo fino al 30% in peso del materiale (fig. 2.2.1). La colata detritica si arresta nelle aree a basso gradiente dove perde velocità e contemporaneamente anche il contenuto d'acqua.

Le colate detritiche possono essere del tipo “hillside flows” o **“channellised debris flow”**: nel secondo caso la superficie di rottura interessa la copertura detritica presente all'interno del canale che incide il versante. Successivamente il corpo di frana accresce il suo volume durante la discesa attraverso i contributi dati da materiale preso in carico attraverso erosione del letto e detrito proveniente dalle sponde.

Il **meccanismo** che porta **all'innescò dei debris flow** è collegato all'aumento delle pressioni neutre dell'acqua all'interno degli spazi tra i granuli di detrito che riducono la resistenza al taglio.

Sebbene si tratti di terreni molto permeabili, ci può essere una saturazione nei livelli più superficiali che porta ad una liquefazione del materiale. La saturazione può avvenire per blocco di infiltrazione in profondità per presenza di livelli di detrito più compattati e meno permeabili al di sotto di detrito sciolto oppure per risalita della falda freatica grazie all'apporto di acqua proveniente dal deflusso al di sopra del substrato roccioso. Ulteriori apporti idrici possono essere rappresentati da acqua che esce da fratture dell'ammasso roccioso, sorgenti carsiche oppure acqua di fusione di neve/ghiaccio.

E' stato osservato più volte, tramite riprese da telecamera, come la liquefazione del detrito nell'area di innescò del debris flow di Acquabona, sia avvenuta. Inoltre la mobilitazione di materiale all'interno del canale in questi casi è cominciata solo quando è iniziato lo scorrimento (runoff) di acque sul terreno, cioè quando la capacità di infiltrazione del terreno si era annullata (Berti et al., 2000).

Il tempo che intercorre tra il picco di precipitazione e l'innescò dei debris flow è nell'ordine di 35-45 minuti e corrisponde al tempo necessario affinché il detrito superficiale del canale nella zona di innescò, venga saturato (fig. 2.2.2). E' possibile osservare questa discrepanza sovrapponendo ad un grafico cumulativo di

precipitazione, la pressione misurata all'interno dei pori del materiale nel canale del debris flow. Ad Acquabona è stato determinato l'incremento della pressione neutra, tramite dei trasduttori di pressione posizionati in piezometri, posti a varia profondità (0,5; 1 e 3,5 m) nel terreno.

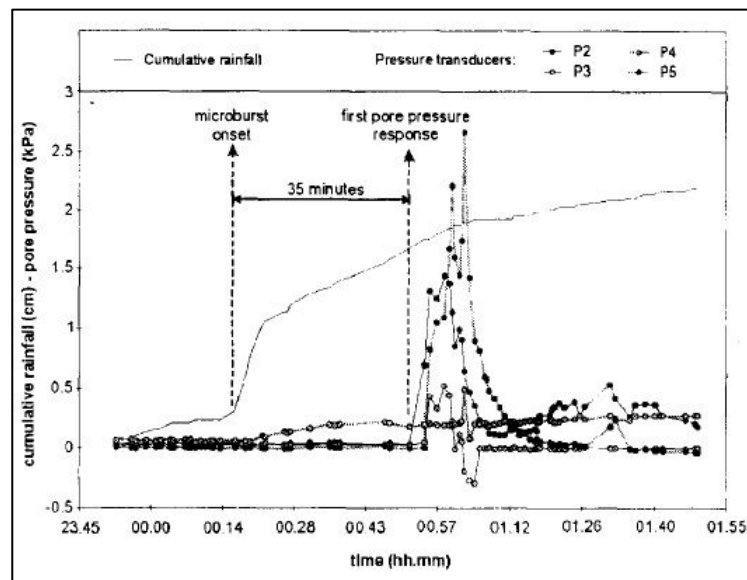


Fig. 2.2.2 - Grafico di precipitazione cumulativa e innalzamento della pressione dei pori misurata in piezometri che corrisponde all'innesco di un debris flow ad Acquabona. Da Berti et al. (2000).

Un fattore importantissimo nell'innesco dei debris flow è la quantità massima di precipitazione (in mm) che cade in 10 minuti. Nelle Dolomiti è stato notato come non si innescano colate di detrito con precipitazioni di entità inferiore a 4,9 mm /10 min (Floris, 2010). Sembra inoltre ci sia una correlazione diretta tra picco di precipitazione e volumi mobilizzati dal debris flow (Berti et al., 2000).

Ulteriormente interessante risulta la misura della **resistenza al taglio** del detrito di falda interessato da processi di debris flow (fig. 2.2.3). La prova di taglio diretto è in questo caso però possibile solo sulla frazione di materiale inferiore a 2 mm. Tuttavia la prova è significativa perché viene sottoposto ad analisi, la parte di ammasso con resistenza al taglio minore. Favaretti et al. (2004) hanno eseguito una prova di resistenza a taglio diretto su 3 provini rimaneggiati aventi pesi di volume crescenti. I campioni erano stati prelevati dal debris flow di Chiapuzza. Favaretti et al. (2004) hanno mostrato come la resistenza al taglio aumenti all'aumentare della densità del materiale e come l'involuppo di rottura sia rettilineo e passante per l'origine. Vale quindi la relazione Mohr-Coulomb.

Nel lavoro di Favaretti et al. (2004) sono stati ricavati i valori di ϕ per l'angolo di picco e residuo ottenendo rispettivamente valori di 36-38° e 39-43°. Considerando un'inclinazione del versante (β) di 40° ed introducendo i valori di ϕ nelle formule del coefficiente di sicurezza:

$FS = \tan \phi / \tan \beta$ (per pendio asciutto) e $FS = \frac{1}{2} \tan \phi / \tan \beta$ (in condizioni sature)

le condizione di stabilità si hanno solo con pendio asciutto, dove FS presenta valori accettabili.

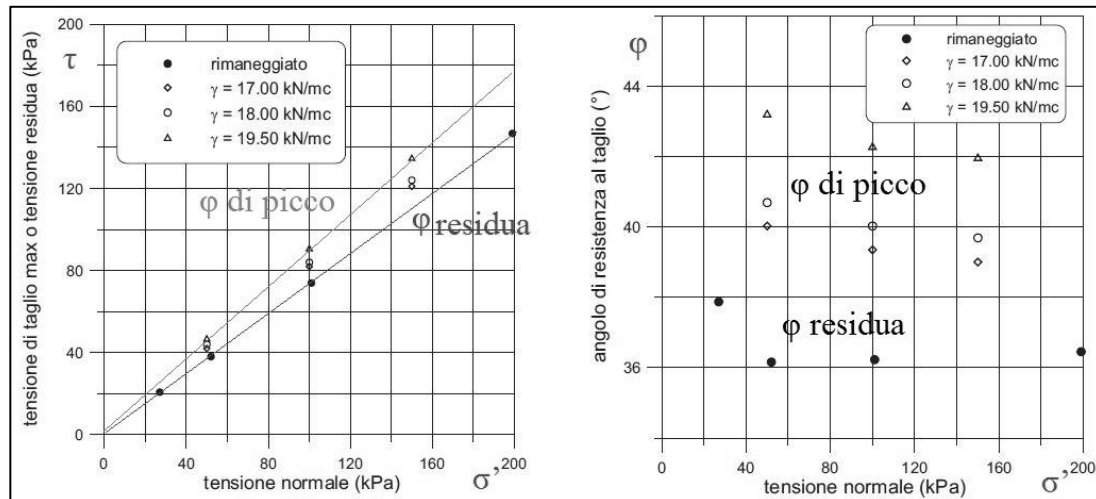


Fig. 2.2.3 – Prove di taglio diretto. Modificato da Favaretti et al. (2004).

Una volta che l'evento franoso è stato innescato, la colata detritica scende lungo il canale comportandosi come un fluido tipo Bingham (Tecca & Genevois, 2009). Non si assiste ad un'unica colata di detrito ma nell'intervallo di tempo interessato da un fenomeno di trasporto in massa da debris flow (circa 45 minuti (Tecca & Genevois, 2009)) si assiste alla discesa di più colate (anche 15-16 (Berti et al., 2000)) (fig. 2.2.4). E' possibile osservare ciò da idrogrammi registrati al passaggio delle varie ondate tramite sensori ad ultrasuoni posizionati al di sopra del canale oppure da geofoni posizionati presso il canale.

Misure effettuate da geofoni, a varie stazioni, permettono di determinare la velocità media del fronte della colata. Velocità basse (4 m/s) per i primi surges e velocità più elevate per surges successivi (7 m/s) indicano differenti concentrazioni di frazione solida all'interno di una stessa colata: il fronte della colata è quello che presenta velocità più basse mentre "la coda" presenta velocità più elevate per minor concentrazione di materiale grossolano.

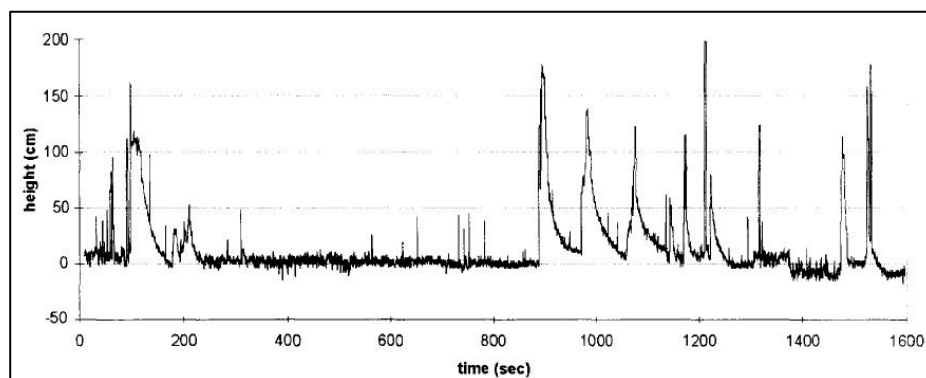


Fig. 2.2.4 – Idrogramma rilevato dai sensori ad ultrasuoni nel sito di monitoraggio presso il debris flow di Acquabona. Si nota il passaggio di 15 surges. Da Berti et al. (2000).

• **La colata del 14-09-1994**

L'evento franoso più importante che ha interessato il versante settentrionale del Monte Pelmo a memoria d'uomo è certamente la colata detritica del 14 settembre 1994. La frana mobilizzò oltre 200.000 m³ di materiale, scavando un solco profondo fino a 20 m e largo 270 nella copertura detritica (fig. 2.2.11). La colata percorse 1,65 km dalla nicchia di distacco. La direzione di movimento sembra essere stata influenzata dalla presenza della parete nord-orientale del monte Pelmetto che bordava sulla sinistra idrografica il debris flow (fig. 2.2.9). La frana ha rasentato la base della parete per tutta la sua lunghezza scendendo in direzione N 62° W, e dopo averla oltrepassata, con direzione antioraria, ha deviato verso N 79° W.

Il debris flow scendendo, interessò zone che prima non erano state colpite da altri eventi di questo tipo: a conferma di ciò, il deposito sta al di sopra di materiale morenico (Del Longo et al., 2001b). Il surge si fermò a quota 1610 m poco sotto il 3° tornante della SP 251, incanalato in una vallecchia "a v" da dove sorge il torrente Fiorentina. La frana ha invaso parte della Strada Provinciale, ha danneggiato le prese dell'acquedotto della Val Fiorentina e ha attraversato la strada forestale che porta al rifugio Città di Fiume ma fortunatamente non ha creato danni maggiori.

Durante lo stesso giorno, altri debris flows sono stati attivati dalle intense precipitazioni. Sono stati segnalati altri fenomeni di questo tipo in Val Cordevole dove è stata invasa la strada statale 203 da una colata detritica proveniente dalla Val Corpasa e altri sul Monte Antelao.

La **zona di distacco** del debris flow del Monte Pelmo, da rilievi topografici svolti con stazione totale nel 1995, presenta una larghezza di 100 m e una lunghezza di 300 m.

La nicchia del debris flow del Monte Pelmo si trova a quota 2205 m sotto il canalone de "La Fessura" a ridosso della parete nord-orientale del monte Pelmetto (fig. 2.2.5). Presso la zona di distacco, la frana ha coinvolto del materiale morenico, interessando la

parte occidentale del cordone morenico della PEG: la presenza di questo tipo di materiale al di sopra della falda detritica, può essere stata una situazione di instabilità; sembra tuttavia che un ruolo molto più importante sia stato svolto dalla presenza della massa di ghiaccio sepolta chiamata “glacionevato della Val d’Arcia” che a seguito della colata detritica è stato riesumato (fig. 2.2.6). Il ghiaccio morto, presente presso la nicchia di distacco, a qualche metro di profondità, può infatti aver agito come orizzonte impermeabile favorendo la saturazione della coltre detritica e condizionando la geometria della superficie di rottura.



Fig. 2.2.5 – Veduta aerea del debris flow del Monte Pelmo. Si nota la vicinanza con la parete nord-orientale del Monte Pelmetto che borda il canale sul lato idrografico sinistro e la sorta di cono sul quale insiste la colata detritica. Foto di A. Galgaro (1998).

Inoltre, un ruolo importante può essere stato svolto dalla granulometria del detrito di falda coinvolto dalla frana: la porzione occidentale della falda detritica del versante settentrionale del Monte Pelmo si trova al di sotto della forcella di origine tettonica chiamata “La Fessura” dove fino al Messiniano era attiva una faglia trascorrente ad alto angolo. Presso questa Forcella, l’ammasso roccioso è molto fratturato e potenzialmente la presenza di cataclasiti è determinante sul grado di erodibilità. Quindi, visto che la sottostante falda detritica è alimentata da debris flow e valanghe provenienti da La Fessura che apportano materiale detritico molto disaggregato, questa parte della falda detritica può essere composta da detrito avente granulometria più fine rispetto alla porzione orientale della stessa dove possono essere più importanti gli apporti di sedimento da parte di crolli. Questa ipotesi è supportata da osservazioni presso la nicchia del debris flow.

Nella **zona di movimento** tra quota 1930 e 1740, il debris flow presenta percorso sinuoso a causa della pendenza minore. La **zona di deposito** è compresa tra quota 1740 e 1610: la colata detritica diminuisce di velocità contemporaneamente rilascia il materiale preso in carico durante la discesa del versante (fig. 2.2.12).



Fig. 2.2.6 – Morena della PEG e il glacionevato (spesso circa 30 m) portato in esposizione dopo il debris flow del 1994. La superficie del glacionevato coincide con la nicchia di distacco del debris flow. Veduta verso E. Da Del Longo & Pellegrini, (2011) (Foto di Pellegrini G.B.).

Il fenomeno si verificò durante una giornata caratterizzata da **precipitazioni eccezionali** (vedi cap. 1.1).

Alla stazione pluviometrica di Selva di Cadore il totale di precipitazione giornaliero è stato di 80,6 mm (Dati ARPAV), caduti tra le 9.00 e le 21.00 (fig. 2.2.7) raggiungendo il picco massimo di 19,6 mm/h alle ore 14.00. Anche il giorno precedente 13 settembre, si registrarono delle piogge per un totale di 35,2 mm con una massima oraria di 8,8 mm alle ore 20. Le precipitazioni del giorno precedente non sembra abbiano potuto avere un ruolo determinante nell'innesco del debris flow vista l'elevata permeabilità del materiale interessato dal fenomeno.

Il 14 settembre si registrarono due massimi di precipitazione su 15 minuti: un primo alle 12.30 con un'intensità di 10 mm/15 min e un secondo alle 14.15 con 8,4 mm/15

min. Il debris flow si innescò alle 14.45. Guardando il grafico di precipitazione cumulativa (fig. 2.2.8), la frana si innescò al termine del picco di precipitazione.

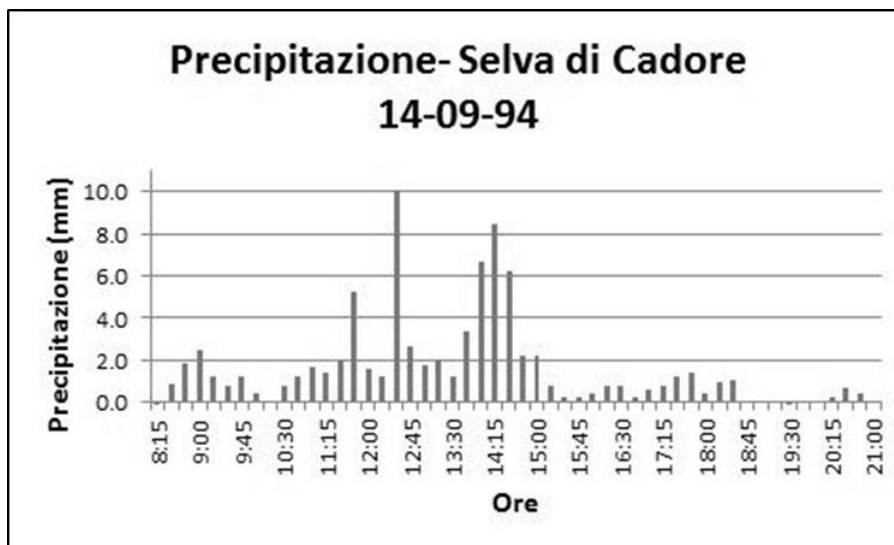


fig. 2.2.7 – Grafico di precipitazione totale, ad intervalli di 15 minuti, presso la stazione meteo di Selva di Cadore il 14 settembre 1994. Da Del Longo & Pellegrini, (1995).



fig. 2.2.8 – Grafico di precipitazione cumulativa, realizzato a partire dai totali di precipitazione oraria. Dati ARPAV.

I totali di precipitazione ogni 15 minuti registrati alla stazione meteorologica ARPAV di Selva di Cadore, insieme ai parametri morfometrici del bacino a monte del canale, sono serviti come base per ricavare valori importanti come water inflow e volume d'acqua scaricato dal bacino all'ingresso del canale. Presso il debris flow del Monte Pelmo, non è installato nessun sistema di monitoraggio e rispetto al debris flow di Acquabona, importanti parametri come il “water inflow” possono solo essere stimati solo attraverso formule empiriche.

I parametri morfometrici del bacino idrografico sono stati calcolati definendo i limiti di tale bacino sulla CTR (fig. 2.2.9). Si è scelto di prendere in considerazione solo questa porzione di versante e non tutto il bacino che include anche il solco del debris flow, perché l'obiettivo era quello di stimare i volumi d'acqua che hanno innescato il fenomeno. C'è da dire che nel caso del debris flow del Monte Pelmo risulta difficile definire con precisione l'estensione del bacino idrografico a causa dei diffusi fenomeni di carsismo che interessano il massiccio roccioso: questo fenomeno induce un ulteriore apporto d'acqua ritardato nel tempo, che fuoriesce da sorgenti carsiche sulla parete settentrionale.

Le cavità carsiche delle Dolomiti sono relativamente antiche e perciò sviluppate, perché precedono in genere come età le glaciazioni quaternarie. Sul versante meridionale del Monte Pelmo, nella parte alta del circo glaciale principale che caratterizza questo versante, sono state segnalate due cavità ipogee verticali profonde oltre 200 m (Abisso del Monte Pelmo e Abisso Gianni Conforto) (Del Longo & Pellegrini, 2011). La parte sommitale del Monte Pelmo funge da zona di ricarica per le sorgenti che sorgono più in basso, al limite tra la Dolomia Principale e il Gruppo dei Calcarei Grigi e più in basso dove affiora la Formazione di Travenanzes composta da materiale non più carbonatico ma terrigeno. Il Monte Pelmo ha un potenziale carsico di oltre 1000 m e ciò è suffragato dalle analisi chimiche dell'acqua delle sorgenti svolte da Dossi et al. (2007).

Sorgono inoltre ulteriori problemi nella definizione dei limiti del bacino nella parte bassa dello stesso, allo sbocco del canalone de La Fessura (fig. 2.2.9) a causa della presenza del glacionevato, la cui funzione di strato impermeabile e il ruolo che può avere nel convogliare le acque di infiltrazione è incerta.

Il primo valore che è stato calcolato riguarda il “concentration time” o tempo di corrvazione t_c . La formule empiriche utilizzate sono:

$$t_c = \frac{(4A^{0,5} + 1,5L)}{0,8(H_m - H_0)^{0,5}} \quad (1)$$

$$t_c = \left(\frac{0,396L}{i^{0,5}} \right) \cdot \left(\frac{A}{L} \sqrt{\frac{i}{i_v}} \right)^{0,72} \quad (2)$$

I parametri morfometrici del bacino che sono stati utilizzati, vengono indicati in tabella:

$A \text{ (km}^2\text{)}$	$H_m \text{ (m)}$	$H_0 \text{ (m)}$	$L \text{ (km)}$	i	i_v
0,284	2675	2200	0,8	0,36	1,11

Tab. 2.2.1 - Parametri morfometrici del bacino idrografico a monte del debris flow del Monte Pelmo. Questi valori sono stati sostituiti nelle formule (1) e (2) per trovare il tempo di corrivazione t_c e il water inflow Q . Con A si indica l'area del bacino; H_m altezza media del bacino sul livello del mare; H_0 la quota del bacino alla sezione di chiusura; L lunghezza del bacino dalla testata alla sezione di chiusura; i gradiente medio del canale; i_v gradiente medio del versante a monte del canale.

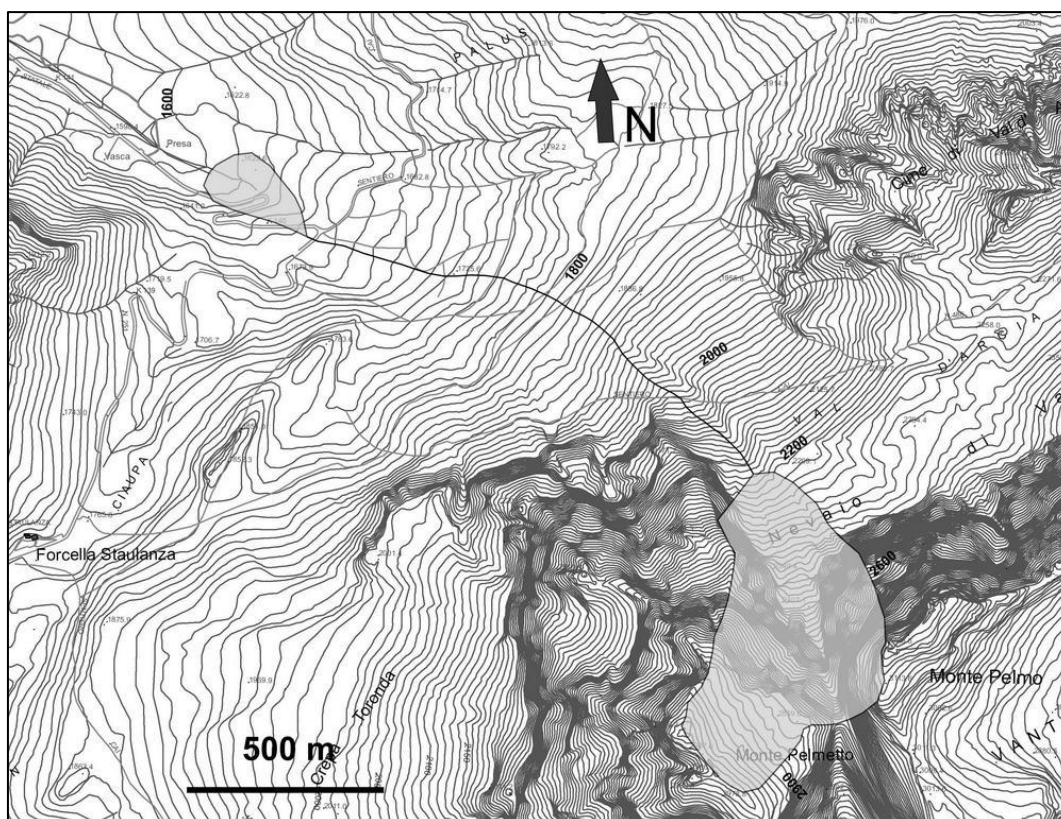


fig. 2.2.9 – Schema del debris flow del Monte Pelmo: con una linea nera grossa è stata indicata la colata detritica; a monte di questa, in trasparenza, il bacino idrografico alimentatore e al termine della colata detritica, l'accumulo del deposito del surge del 1994.

Per il debris flow del Monte Pelmo, dalla formula (1) si ottiene un t_c di 0,19 ore, corrispondente a 11 minuti; dalla formula (2) si ottiene un t_c di 0,17 ore, corrispondente a 10 minuti.

Il water inflow nella zona di innesco è stato calcolato tramite il metodo razionale utilizzando la formula:

$$Q = \frac{kCh_c A}{t_c} \quad (3)$$

dove si è indicato con:

k: un fattore di conversione pari a 0,278;

C: fattore di ruscellamento superficiale (runoff) posto uguale a 0,8: si è ipotizzato che l' 80% di ciò che cade al suolo come precipitazione scorre sulla superficie. Visto il moderato grado di fratturazione dell'ammasso e il carsismo, il 20% di ciò che non ruscella, si infiltra nel suolo.

h_c: altezza di precipitazione, in mm;

t_c: intervallo di tempo nel quale è stata registrata la precipitazione, in frazione di ora.

Per il primo picco di precipitazione delle ore 12.30 (fig. 2.2.7), in base alla formula 3, si può calcolare un water inflow di 2,53 m³/s; per il secondo picco delle 14.15, è stato calcolato un water inflow di 2,13 m³/s.

Se invece si prende in considerazione l'episodio piovoso compreso tra le 13.30 e le 15.30 e si calcola il water inflow ad intervalli di 15 minuti, si ottiene un **idrogramma sintetico** (fig. 2.2.10).

Il volume d'acqua affluito alla sezione di chiusura durante questo evento piovoso, può essere stimato calcolando l'area al di sotto della curva che unisce i valori di water inflow. Il **volume totale d'acqua** trovato è di 7114,5 m³ mentre sono affluiti alla sezione di chiusura del bacino 6381,5 m³ prima dell'innesco del debris flow. L'andamento del flusso di acqua riversato alla sezione di chiusura del bacino, ogni 15 minuti è visibile in fig. 2.2.10.

Il ritardo di 30 minuti tra il picco del water inflow delle 14.15 e l'innesco del debris flow alle 14.45, corrisponde al tempo necessario per saturare il detrito.

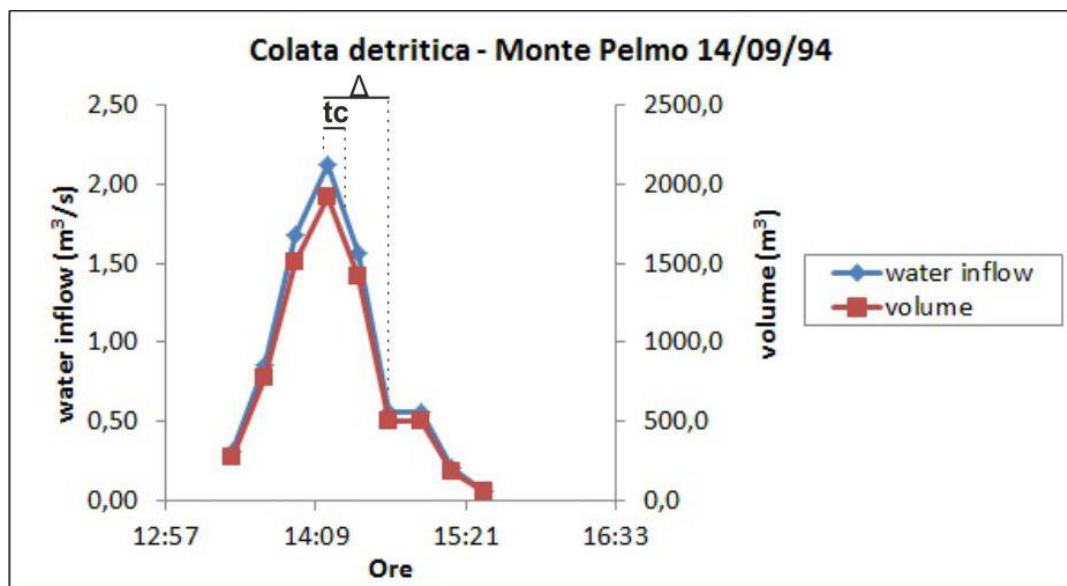


Fig. 2.2.10 – Idrogramma sintetico per l'evento di precipitazione compreso tra le 13.30 e le 15.30 del 14 settembre 1994 calcolato a partire dai dati di precipitazione registrati dalla stazione meteo di Selva di Cadore. Con t_c è indicato il tempo di corrivazione e con Δ il tempo tra il picco di water inflow e l'innesco del debris flow.

Dall'analisi di questi dati si può dire che il debris flow del Monte Pelmo presenta varie **somiglianze con quello di Acquabona** (tab. 2.2.2): entrambi hanno a monte della zona di innesco un bacino idrografico piccolo, di circa 0,3 km², impostato per la maggior parte in roccia per cui la risposta idrologica è veloce; i tempi di corrivazione sono entrambi nell'ordine di 10 minuti. Il volume d'acqua affluito alla sezione di chiusura prima dell'innesco di un debris flow nel giugno del 1997 presso Acquabona è stato 4900 m³, di poco inferiore a quello del Monte Pelmo. Tra il picco massimo di precipitazione e l'innesco del debris flow è stato osservato un ritardo sia per il debris flow del Monte Pelmo che per quello di Acquabona, anche se in quest'ultimo caso, l'intervallo di tempo è di 15 minuti, inferiore a quello di 30 minuti per la colata detritica del Monte Pelmo. Un ultimo confronto può essere fatto a riguardo dei picchi di water inflow: per il debris flow di Acquabona il picco massimo è stato di 3,34 m³/s in un surge nel giugno del 1997, mentre nel caso del Monte Pelmo, il picco massimo di water inflow è risultato inferiore: 2,53 m³/s.

	Acquabona	Monte Pelmo
Data evento	12 giugno 1997	14 settembre 1994
Volume	6000 m ³	200.000 m ³
Bacino a monte del canale	0,3 km ²	0,28 km ³
Pendenza media canale	18°	20°
Tempo di corrivazione	10-15 minuti	10 minuti
Picco water inflow	3,34 m ³ /s	2,53 m ³ /s
Picco precipitazione	15 mm/15 min	10 mm/15 min
Volume d'acqua scaricato alla sezione di chiusura per innesco	4900 m ³	6380 m ³
Δ water inflow- innesco	15 minuti	30 minuti

Tab. 2.2.2 – Confronto tra due eventi di colata detritica nel debris flow di Acquabona e in quello del Monte Pelmo. I dati per il debris flow di Acquabona sono stati ricavati da Berti et al. (1999).



Fig. 2.2.11 – Poco sotto la nicchia, il debris flow ha messo a giorno il substrato roccioso incidendo per oltre 15 metri la copertura detritica. Settembre 2012.



Fig. 2.2.12 – Zona di trasporto e deposito del debris flow come appariva nell'ottobre 2012: si osserva la presenza di massi di grandi dimensioni riconducibili al materiale che compone la testa dei surges.

• Opere di difesa e mitigazione del rischio

Le opere di mitigazione del rischio vanno ad incidere sulla pericolosità deviando il debris flow attraverso la costruzione di valli o di muri di guardia. Interventi di questo tipo sono stati adottati negli anni '80 per il debris flow di Chiappuzza presso San Vito di Cadore (BL) dove il canale della colata detritica, proveniente dal ghiaione dei Ross, è stato deviato verso quello di Sacomedan risparmiando il paese da eventi calamitosi (Favaretti et al., 2004). Quando però le colate vengono incanalate, poiché non possono più espandersi lateralmente, mantengono la loro fluidità e possono percorrere distanze maggiori rispetto a prima dell'intervento. Quindi dopo la realizzazione di queste opere bisogna prevedere la possibilità che i surges possano raggiungere quote più basse e perciò vanno adottate delle misure ulteriori che prevedano una zona di espansione controllata che consenta l'arresto del corpo di frana, lontano da centri abitati.

C'è inoltre da sottolineare che questi interventi poiché mantengano la loro efficacia a lungo termine, necessitano di manutenzione continua: i canali deviatori devono essere il più possibile liberi da materiale portato dalle colate perché nel caso queste li riempissero, potrebbero fuoriuscire dal solco che perderebbe così la sua funzione. Oltre agli stessi canali, particolare attenzione va posta sull'altezza dei valli.

Tuttavia nel caso del debris flow di Chiappuzza, sebbene siano state realizzate queste opere di prevenzione, altri problemi sono sorti poiché la colata regimentata nel canale e

deviata verso SO, ha messo in pericolo la sicurezza della Strada Statale 51 d'Alemagna che è stata più volte chiusa al traffico e sgomberata dal materiale. Quindi nel lavoro di Favaretti et al. (2004) è stato consigliato, tra gli interventi a breve termine, l'installazione di un impianto semaforico di allarme simile a quello impiegato per il rischio da valanga che però deve essere supportato a monte da sensori presso il canale del debris flow.

La strumentazione che in genere è utilizzata per il monitoraggio delle colate detritiche è composta da una serie di geofoni posti presso il canale che rilevano il passaggio della colata detritica (Galgaro et al., 2005). Questi strumenti devono essere collocati ad una distanza opportuna in base allo spessore della copertura. La profondità alla quale si trova il substrato, può essere ricavata tramite sismica a riflessione.

Particolare attenzione va posta alla calibrazione dei geofoni che devono essere sensibili al passaggio della sola colata e non di altri eventi che possono interferire con lo strumento, come per esempio i fulmini. Per ovviare a ciò, il geofono deve avere un filtro che elimini il segnale di disturbo che presenta un'ampiezza diversa da quella indotta dalla vibrazione del suolo al passaggio del surge. Il geofono è in grado di dare idrogrammi simili a quelli rilevati da uno strumento ad ultrasuoni posto al di sopra della colata e permette inoltre di trovare la velocità media del fronte di avanzamento.

Nel sito sperimentale di monitoraggio presso il debris flow di Acquabona è stato provato come l'installazione di opportuni strumenti in corrispondenza del canale del debris flow abbia consentito di rilevare il passaggio delle colate detritiche e ricavare parametri utili per interventi di pianificazione e mitigazione (Berti et al., 2000).

Un altro strumento molto importante nelle opere di prevenzione è la stazione meteorologica in quota. Strumenti presenti anche a qualche chilometro di distanza non sono infatti affidabili perché la morfologia locale del versante (esposizione) è fondamentale nell'influenzare l'intensità della precipitazione: questa infatti varia a seconda della disposizione del versante rispetto ai venti e al passaggio della cella temporalesca. Tramite un pluviometro si può quindi conoscere quando un evento di precipitazione supera la soglia di innesco del debris flow calcolata per quell'area e in base a ciò, dare un pre-allarme.

Ritornando al caso del debris flow di Chiappuzza, un intervento a lungo termine proposto da (Favaretti et al., 2004) è la realizzazione di un ponte che sopraelevi la strada statale 51. In tal modo, le colate che raggiungono la strada, potrebbero defluire senza arrecare alcun danno. Il lato negativo di questo intervento è l'impatto sul paesaggio che può essere in parte risolto tramite ricomposizione ambientale e quindi piantando degli arbusti ad alto fusto e rapido accrescimento.

Nel caso del debris flow del Monte Pelmo non è stata presa ad oggi, nessuna misura per mitigare il rischio. Addirittura all'inizio della strada forestale che porta al rifugio

Città di Fiume è stato realizzato un **parcheggio** dopo aver tolto il materiale trasportato dal debris flow. Nel caso in cui si verificasse una colata simile a quella del 14 settembre 1994 tale parcheggio verrebbe investito in pieno dalla colata.

Visto che non è possibile realizzare opere di grande impatto visivo, sarebbe opportuno installare un **sistema di monitoraggio** con pluviometri e geofoni a monte e un impianto semaforico sulla strada. Il parcheggio dovrebbe essere spostato in una zona più sicura perché esposto all'azione diretta delle colate detritiche. Un'altra opera utile è la costruzione di un **canale** che indirizzi la colata nella sottostante vallecchia a v; al termine del canale potrebbe esserci un **bacino di contenimento** che blocchi la colata prima delle prese dell'acquedotto.

3 - METODI DI INDAGINE

3.1 - FOTOGRAMMETRIA

- **Riprese aeree e terrestri**

La fotogrammetria è stata utilizzata in questa tesi al fine di ottenere un modello digitale del debris flow sul versante settentrionale del Monte Pelmo. E' stata poi confrontata la superficie topografica attuale con quella di poco successiva all'evento del 1994.

La fotogrammetria è un metodo che ben si presta al monitoraggio dei debris flow perché è in grado di coprire aree che si estendono per alcuni km² come nel caso di colate detritiche e per il fatto che è una tecnica che dà una buona risposta in aree a vario gradiente di pendenza. Il lidar o laser scanner montato su aereo, è una tecnica che ricopre vaste aree ma è piuttosto costosa e non consente di avere un'accuratezza come quella che può essere nel caso della fotogrammetria di dettaglio.

La fotogrammetria si distingue in terrestre se l'oggetto di indagine viene ripreso in prossimità della superficie oppure aerea se la ripresa avviene dall'alto. Il mezzo di acquisizione (sensore) è costituito da una macchina fotografica mentre la piattaforma è la superficie topografica nel caso della fotogrammetria terrestre e un aereo nel caso della fotogrammetria aerea.

In questo studio, sono state sperimentate sia la fotogrammetria terrestre che aerea.

E' stato possibile applicare la fotogrammetria terrestre solo nella zona di trasporto del debris flow perché solo in questa zona è possibile avere una buona visione dall'alto del canale, grazie alla presenza degli argini che si elevano sul solco per circa 10-15 m. Le foto sono state scattate ad intervalli di 10-15 m, puntando l'obiettivo verso il centro del solco e sulla sponda opposta del canale. Al centro del solco del debris flow sono stati collocati i target per la georeferenziazione (fig. 3.1.1).

La tecnica di aerofotogrammetria, applicata sul campo con l'ausilio della ditta NEOS S.R.L. (<http://www.neos-spinoff.com>) ha permesso invece di rilevare il debris flow nella sua interezza grazie all'ausilio del drone (aeromodello) Tarot 600 (fig. 3.1.2) che ha consentito di avere una visione dall'alto di tutta la forma geologica. Le immagini dall'alto sono state scattate con una macchina fotografica digitale montata sul drone. La fotocamera era una Sony NEX 5N con obiettivo 18 mm e risoluzione 18 Mpx. L'aeromodello è stato fatto sorvolare a partire da 3 punti del debris flow (parte di accumulo, zona di trasporto e di innesco) al fine di coprire tutta l'area e di controllare il velivolo con precisione.



Fig. 3.1.1 – Rilievo fotogrammetrico terrestre del debris flow del 1994. Sono state scattate delle foto ad intervalli di qualche metro dagli argini del canale, puntando l'obiettivo sulla sponda opposta e al centro del solco dove sono stati posizionati i target per la georeferenziazione.

La strisciata viene definita come la sequenza di fotogrammi lungo la stessa linea di volo. Fotogrammi adiacenti devono essere sovrapposti longitudinalmente per il 60-70% e trasversalmente per il 20-30%, solo così può essere garantita la visione stereoscopica e la fase di restituzione.

I target sono stati posizionati in modo sparso su tutta l'area di interesse tramite segni con vernice e ai quali poi sono state rilevate le coordinate GPS tramite GPS differenziale. Il posizionamento di punti di riferimento risulta fondamentale per unire insieme le immagini successive e per ricostruire la geometria di presa nonché per riconoscere punti omologhi tra le varie foto.

Il rilievo fotogrammetrico si suddivide in:

- 1) acquisizione delle immagini e posizionamento di target sul terreno per la georeferenziazione tramite GPS differenziale;
- 2) orientamento delle immagini e ricostruzione del modello tridimensionale della superficie;
- 3) restituzione numerica o grafica che consiste nella rappresentazione numerica o grafica delle caratteristiche della superficie.



Fig. 3.1.2 – L'elicottero radiocomandato Tarot 600 utilizzato per la fotogrammetria aerea. Al di sotto del drone è montata la fotocamera Sony NEX 5N.

L'**orientamento dei fotogrammi** prevede di trovare la corrispondenza tra punto oggetto e punto immagine (fig. 3.1.3) e può essere effettuata per mezzo di leggi (equazioni di collinearità) che permettono di stabilire la corrispondenza tra oggetto e immagine (Gomarasca, 2004).

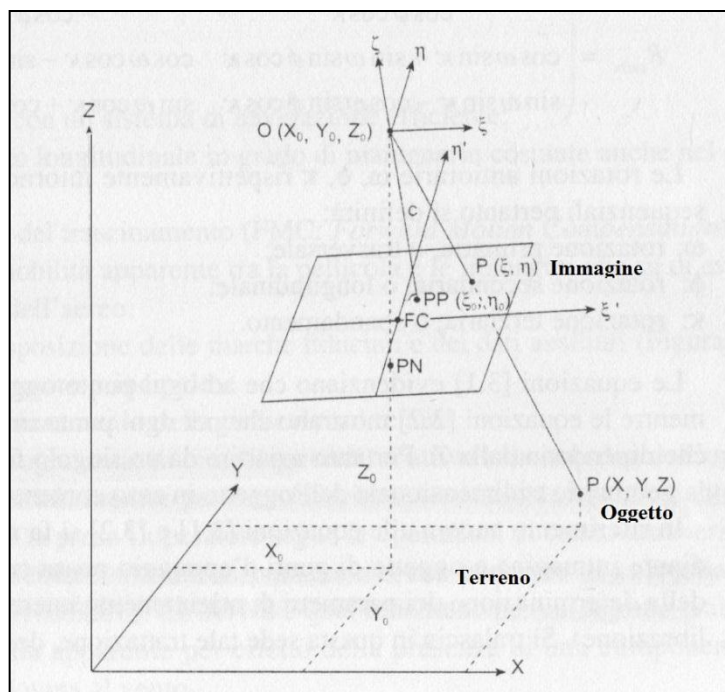


Fig. 3.1.3 – Orientamento dei fotogrammi: relazione tra oggetto e immagine. Con c è indicata la distanza principale e con PP punto principale. Modificato da Gomarasca (2004).

Per questo studio, è stato utilizzato il software Photoscan Pro della Agisoft (www.agisoft.ru). Questo programma consente di ottenere la restituzione fotogrammetrica.

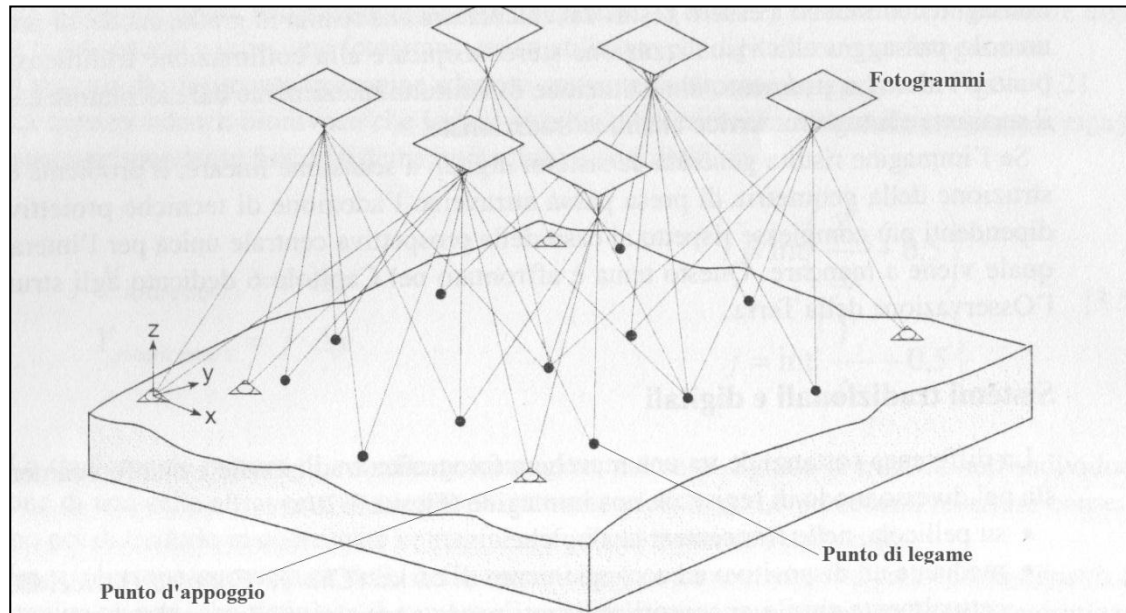


Fig. 3.1.4 – Triangolazione aerea tramite compensazione del blocco a stelle proiettive. La geometria di presa viene ricavata tramite rototraslazione delle stelle di proiezione. Modificato da Gomarasca (2004).

La modalità con il quale Photoscan raggiunge questo obiettivo è tramite la triangolazione aerea. Viene preso in considerazione simultaneamente tutto il blocco di immagini scattate nelle varie strisciate. La tecnica con la quale viene svolta la triangolazione aerea è la *compensazione del blocco a stelle proiettive (bundle adjustment)*(fig. 3.1.4).

Al termine del processo di restituzione fotogrammetrica, si ha una nuvola di punti disposta nello spazio. La **ricostruzione del modello tridimensionale della superficie** avviene creando una mesh: il software unisce una terna di punti approssimando la superficie tramite triangoli.

Se il modello ottenuto è soddisfacente, si può ora passare alla georeferenziazione definendo nelle foto, la posizione dei punti di controllo. Ad ogni target viene data la coordinata spaziale trovata tramite rilievo GPS (vedi paragrafo successivo).

La **restituzione grafica** è data dal prodotto finale costituito da una ortofoto o un modello digitale del terreno (DEM).

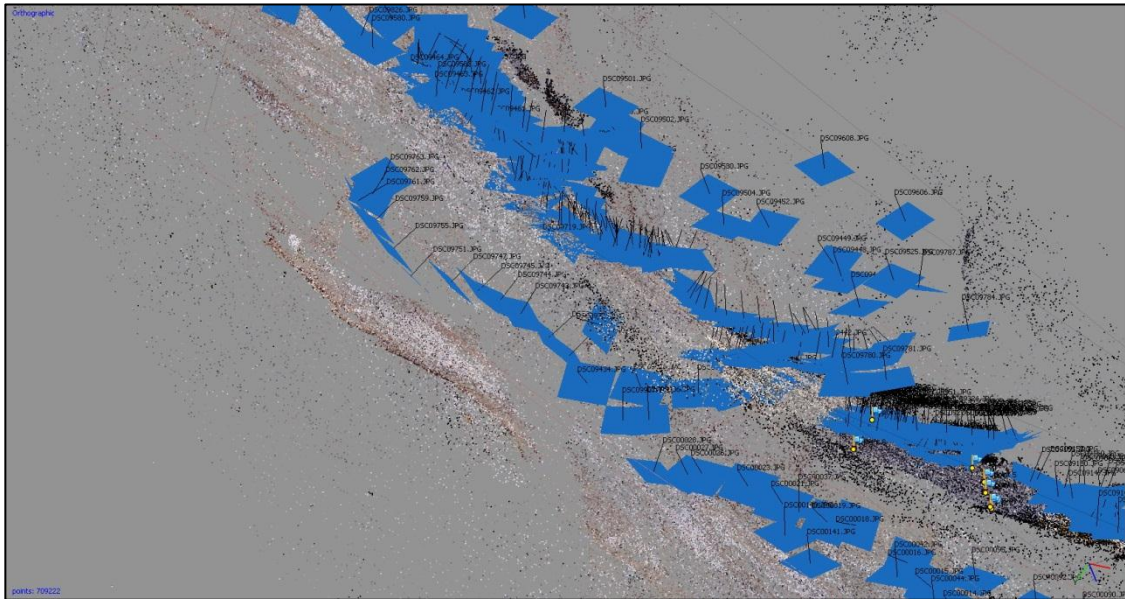


Fig. 3.1.5 – Nuvola di punti e la posizione corretta delle immagini dopo la fase di allineamento operata dal software Photoscan che ha risolto la geometria di presa. In basso a destra, con delle bandierine, sono indicati i marker, punti fiduciali per la georeferenziazione.

• **Georeferenziazione dei rilievi**

La ricostruzione del modello digitale della superficie osservata richiede la georeferenziazione delle immagini acquisite, fatto che, come precedentemente accennato, ha reso necessaria la collocazione di alcuni punti fiduciali (target) nell'area del rilievo fotogrammetrico.

Ai fini di questo studio non era possibile utilizzare uno strumento GPS convenzionale perché la misura delle coordinate dei punti fiduciali sarebbe stata affetta da errori maggiori della distanza tra i punti ricavati dai fotogrammi. Si è quindi utilizzata una **tecnica differenziale** basata su differenze doppie.

In questo studio, sono state trovate le coordinate dei punti fiduciali tramite un GPS differenziale della Topcon, modello HiperPro che comprende due ricevitori, uno chiamato “master” (base) che rimane in fisso in una posizione per tutta la durata del rilievo, e un altro “rover” con il quale si determina la posizione dei punti di interesse. L’acquisizione dei punti è avvenuta in **modalità pseudo-statica** secondo le classificazioni in Assogeo & Trimble (2005).

Nel caso del rilievo pseudo-statico, come quello effettuato in questo studio, la **correzione** avviene in tempo differito (post-processing) effettuato tramite il software Topcon Tools, versione 7.2.

L’impiego di due ricevitori in contemporanea consente di conoscere la posizione relativa di un ricevitore rispetto ad un altro e non quella assoluta che invece si avrebbe nel caso di un

GPS di uso comune. Lo scopo delle misure differenziali è infatti quello di conoscere la lunghezza del vettore di base che collega i ricevitori (Assogeo & Trimble, 2005) (3.1.6).

Il postprocessamento dei dati è iniziato con la ricerca dei files contenenti informazioni sulle orbite dei satelliti del giorno del rilievo, sul sito dell'IGS (International GNSS Service) (<http://igsceb.jpl.nasa.gov/...>). Per scaricare i files necessari è necessario conoscere il numero convenzionale riferito alla settimana e all'interno di questa, il giorno del rilievo.

Successivamente è necessario trovare i files RINEX delle stazioni di riferimento a terra. Nel caso di questo studio sono stati sufficienti i RINEX con passo di campionamento 30 secondi.

Per questo studio, è stato necessario appoggiarsi alle stazioni (tab. 3.1.1) che fanno parte di reti fisse geodetiche della Rete GPS del Veneto (<http://147.162.229.63/...>) e di quelle delle Province Autonome di Trento (TPOS - Trentino POsitioning Service) (<http://www.tpos.provincia.tn.it>) e Bolzano (STPOS - South Tyrolean POsitioning Service) (<http://www.provincia.bz.it/catasto-librofondiaro/....>).

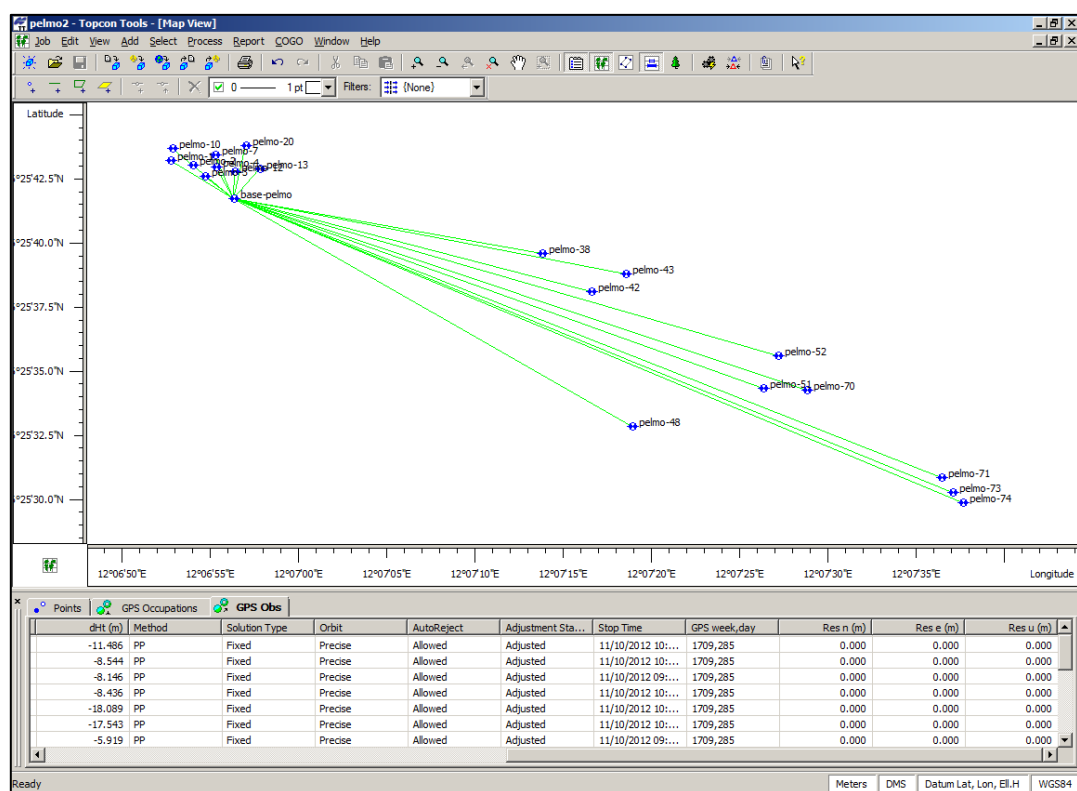


Fig. 3.1.6 – Schermata del software Topcon Tools. Dalla stazione master partono i vettori che la collegano ai punti fiduciali. E' visibile in basso come la correzione sia andata a buon fine.

Nome stazione	Località	Rete	Latitudine (m)	Longitudine (m)	Elevazione (m)
AFAL	Alpe di Faloria	GPS Veneto	5156512.312	2303310.960	2235,609
BORC	Borca di Cadore	GPS Veneto	5146401.211	2306303.678	940,826
BRBZ	Brunico	STPOS	5187113.861	2286592.349	854,903
HELM	Monte Elmo	STPOS	5176963.568	2320142.816	2402,546
PASS	Passo Cereda	TPOS	5120170.366	2280958.938	1370,676
PILA	Piz La Ila	STPOS	5161556.955	2282901.206	2093,125
POZZ	Pozza di Fassa	TPOS	5146370.514	2265028.400	1344,113
SAPP	Sappada	GPS Veneto	5159695.848	2342958.059	1280,827

Tab. 3.1.1 – Stazioni GPS fisse scelte per la correzione delle coordinate dei punti fiduciali post processing. Le coordinate sono nel sistema di riferimento Monte Mario fuso E.

• **Fotointerpretazione**

In questo studio si è deciso di analizzare delle foto aeree riguardanti l'area del Monte Pelmo, scattate a partire dal 1954 al 2006 e alcune ortofoto recenti per verificare se sul Versante Settentrionale c'erano stati dei cambiamenti significativi. Il risultato di questa ricerca ha portato alla realizzazione di 4 carte alla scala 1:10.000 che mettono a confronto 4 situazioni temporali (1960, 1980, 1999 e 2009) ritenute significative per mostrare un'evoluzione del Versante (Allegato C).

Si sono considerate le foto aeree disponibili gratuitamente dal portale della Regione Veneto (<http://idt.regione.veneto.it/...>).

Oltre alle foto aeree disponibili da questa fonte, è stato contattato il CNR IRPI di Padova al fine di verificare se presso la Fototeca, erano custoditi degli ulteriori fotogrammi che potevano essere di interesse.

L'analisi delle foto aeree, cioè la fotointerpretazione, è consistita nel riconoscimento di forme legate ai vari processi (gravitativi, acque dilavanti) e ambienti (periglaciale, glaciale (inattivo), carsico) e nel segnare la loro posizione nella carta tecnica regionale per vedere se la multi-temporalità delle riprese consentiva di riconoscere un'evoluzione delle forme.

La visualizzazione delle foto aeree è stata fatta al PC e non con lo stereoscopio, per cui ci si è accontentati di una visione 2D; tuttavia questa modalità si è rivelata lo stesso utile e si è sfruttato l'ingrandimento regolabile delle immagini per la visualizzazione del dettaglio delle varie forme.

Si sono segnate le forme di interesse sulla CTR stampata e poi sono state riportate in formato vettoriale tramite software ArcGIS versione 10.0 distribuito della ESRI (<http://www.esriitalia.it/>).

In ArcMap si sono disegnate le varie morfologie: per ogni forma di interesse è stato creato uno shapefile, poligonale, lineare o puntuale in base al tipo di forma da rappresentare.

Le forme, relative ad ogni anno, sono state riunite in rispettivi file lyr che riportavano l'elenco dei riferimenti degli shapefile editati.

Inoltre il formato lyr è stato utile per salvare la simbologia di ogni oggetto che è stata appositamente creata personalizzando quelle già disponibili dalle raccolte della ESRI. In questo modo si è cercato di avvicinarsi il più possibile al simbolo geomorfologico convenzionale (Gruppo di Lavoro per la Cartografia Geomorfologica, (1994); <http://www.aigeo.it...>).

Passati in modalità layout, sono stati definiti 4 frame relativi agli anni 1960, 1980, 1999 e 2009. All'interno di un unico foglio in formato A0, è stato possibile inserire 4 riquadri rappresentanti ognuno la stessa porzione di territorio.

Tuttavia è emerso fin da subito che le simbologie non venivano riportate in modo soddisfacente: per esempio, nel caso dei coni di valanga, di detrito, misti da debris flow e la falda detritica, le linee di massima pendenza non coincidevano con quelle reali del versante.

Visto che nelle carte geomorfologiche la simbologia riveste un ruolo molto importante per la corretta rappresentazione delle forme, del loro significato e della loro lettura, c'era bisogno di un altro programma che permettesse di correggere questi errori. Visto che con ArcGIS è possibile esportare i layer in formato vettoriale EPS, si è pensato di usare **CorelDRAW** (www.corel.com), versione X5 che riesce a gestire questo formato di file. Una cosa importante prima di iniziare il lavoro è stata quella di importare il riquadro che delimita l'area di studio e la CTR, in formato JPG. La CTR funge da sfondo per le forme vettoriali mentre il rettangolo delimitante l'area di studio, fa da riferimento per le successive modifiche.

Si è pensato di mettere in trasparenza tutte le forme che sembravano non attive o stabili tramite l'omonimo strumento. In questo modo anche la lettura della carta sarebbe risultata più veloce perché tutte le forme in evoluzione sarebbero state più evidenti.

3.2 – RILIEVO GEOMECCANICO

Un ammasso roccioso è caratterizzato dalla presenza di una matrice lapidea e da un sistema di discontinuità geologiche che interrompono la continuità della matrice.

Qui si considera l'ammasso roccioso come un continuo equivalente al fine di una valutazione delle sue qualità meccaniche tramite alcuni sistemi classificativi (RMR di Bieniawski e Q di Barton).

Per la classificazione dell'ammasso roccioso, è necessario determinare i parametri morfologici e geometrici che contraddistinguono le discontinuità.

Lo studio si divide in due parti: dapprima un rilievo di campagna e una seconda fase di analisi dei dati raccolti che portano alla classificazione della qualità dell'ammasso roccioso.

- **Parametri geomeccanici**

I parametri geomeccanici di un ammasso roccioso vengono determinati attraverso un rilievo (Bruschi, 2004; Flaim, 2012; ISRM, 1978) che consiste nel misurare la giacitura delle discontinuità, nel determinare la loro rugosità attraverso il pettine di Barton e nel misurare la resistenza a compressione monoassiale attraverso uno sclerometro (Martello di Schmidt); inoltre, per ogni joint viene segnata l'intersezione, la persistenza, la tipologia, la terminazione, l'apertura e il riempimento delle fratture rientranti nella finestra di scansione.

In questo studio il rilievo geomeccanico è stato realizzato presso il versante sud-occidentale delle Cime di Val d'Arcia (fig. 3.2.1).

La scelta di questa stazione di misura si è basata nell'individuazione di una parete che fosse facilmente accessibile e che presentasse una superficie abbastanza regolare.

La lunghezza della scanline ha un importante peso sull'analisi statistica dei dati raccolti: più lunga è la linea di scansione, più discontinuità verranno intercettate così che al termine del rilievo si avrà un campione significativo di dati da analizzare. In questo studio, è stata realizzata una scanline di 8,63 m che ha consentito di descrivere 100 joints.

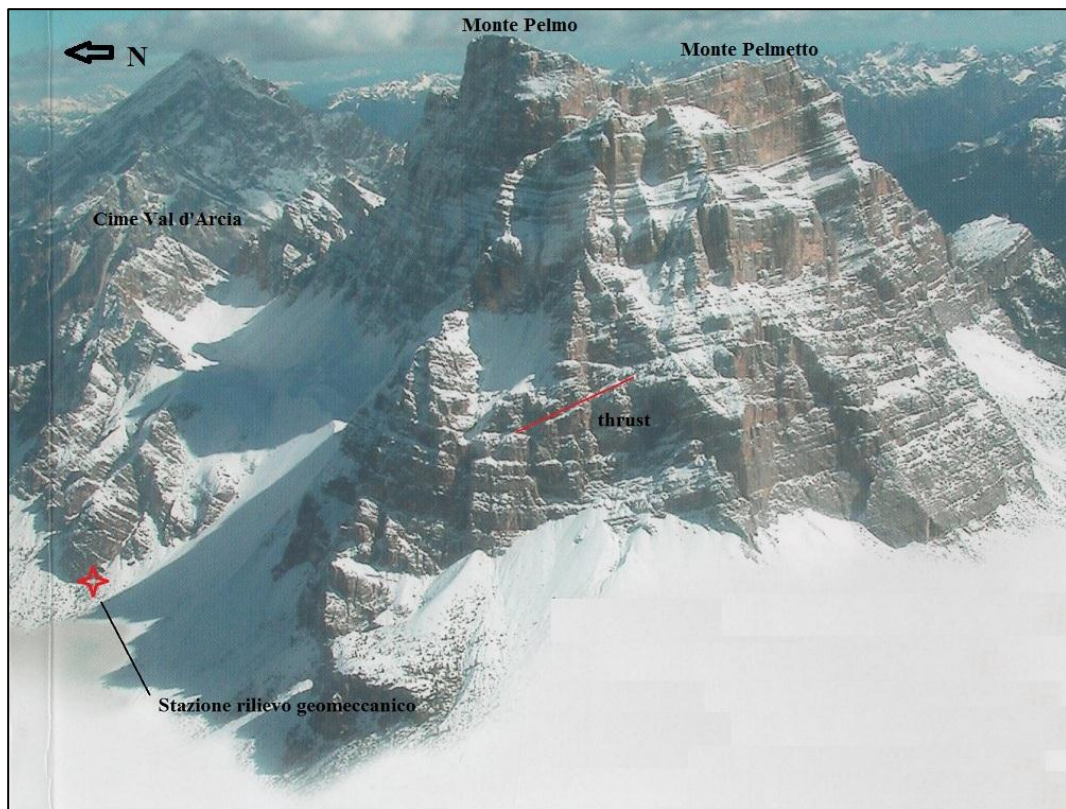


Fig. 3.2.1 – Veduta aerea del versante occidentale del Monte Pelmo. E' indicata con una stella rossa la stazione del rilievo geomeccanico. Questa foto mette in risalto la sinclinale del monte Pelmo e le faglie inverse (thrust) che tagliano gli strati. Da Del Longo & Pellegrini, (2011).

In genere, prima di eseguire un rilievo geomeccanico, si stila una breve descrizione della stazione di misura. Il luogo scelto per la raccolta dei dati, da un punto di vista geologico, si colloca sul fianco nord-occidentale della sinclinale Pelmo-Antelao (fig. 3.2.1). E' per questo motivo che sono state intercettate, lungo lo stendimento, un gran numero di discontinuità, segno evidente della frammentazione dell'ammasso roccioso per cause di natura tettonica; a conferma di ciò, presso l'affioramento era evidente la presenza di faglie inverse che dislocavano gli strati (fig. 3.2.2).

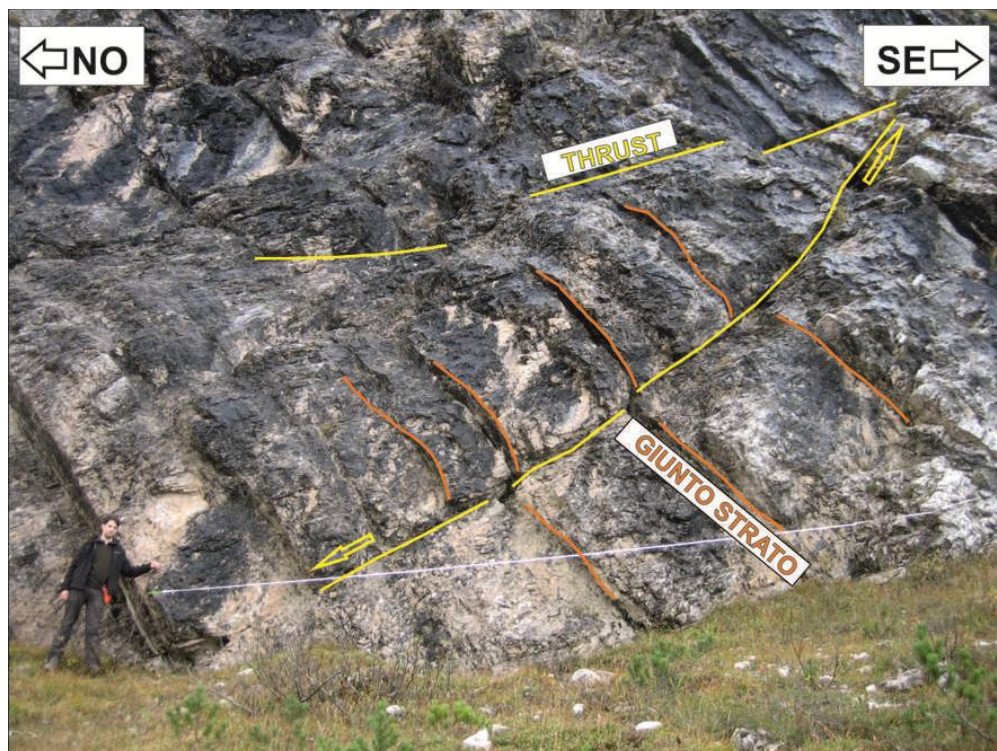


Fig. 3.2.2: la scanline sul versante sud-occidentale delle cime di Val d'Arcia. Gli strati (segnati in arancione) sono tagliati da faglie inverse (in giallo).

I dati raccolti durante il rilievo di campagna, sono stati inseriti in un foglio di calcolo di Microsoft Excel.

Le **giaciture** di ogni discontinuità sono state importate nel software Dips versione 5.1, fornito dalla società Rocscience (<http://www.rocscience.com/>) che ha consentito di visualizzare i poli dei piani in un reticolo equiareale di Schmidt (fig. 3.2.3). Dalla concentrazione dei poli, sono stati distinti 5 sistemi di discontinuità (set). Si può notare come il Set I sia piuttosto persistente e sia ad alto angolo rispetto l'orizzontale. Piuttosto interessante è notare come gli strati (set V) siano attraversati da due sistemi di discontinuità che sono stati ricondotti alla presenza di faglie inverse (thrust) corrispondenti ai Set III e Set IV che presentano la stessa direzione ma inclinazione differente (fig. 3.2.3).

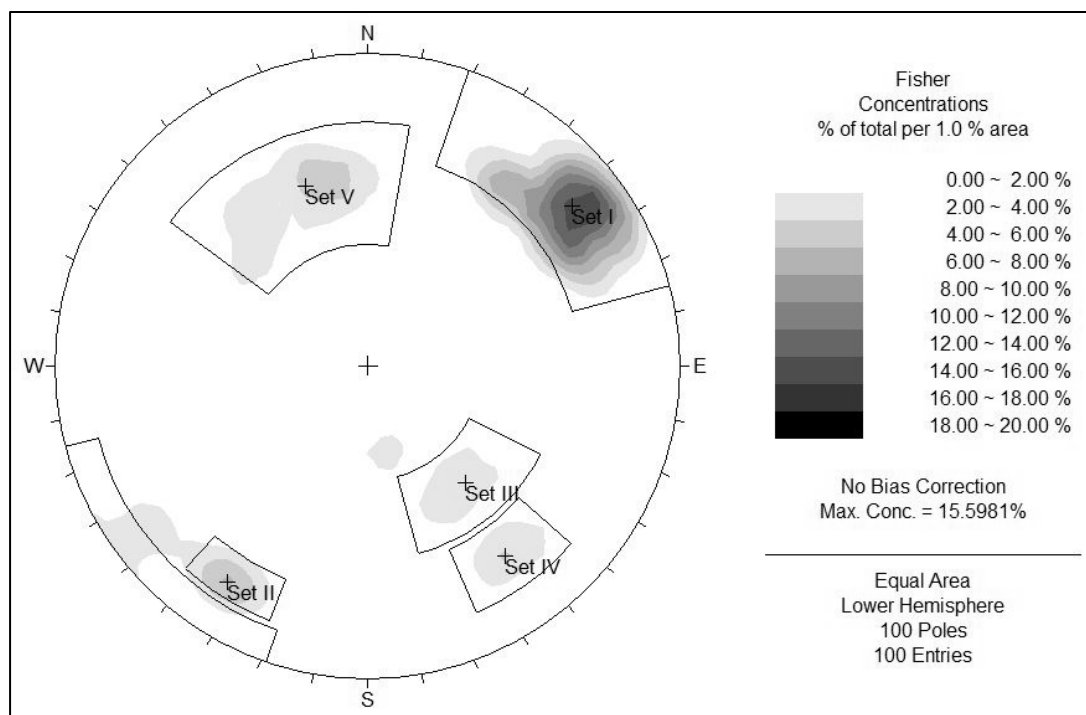


Fig. 3.2.3 – Stereoplot con rappresentata in toni di grigio, la distribuzione e la concentrazione dei poli delle discontinuità individuate durante il rilievo geomeccanico. Sono stati riconosciuti 5 set di discontinuità.

La **spaziatura** per ogni set è stata calcolata trovando la mediana dei valori di distanza tra tutte le discontinuità appartenenti allo stesso sistema. Questo valore è però la spaziatura apparente e necessita di essere corretto al fine di ottenere la spaziatura normale al set. La spaziatura normale del set è stata trovata per mezzo della formula:

$$X_n = X_d \cos(\alpha)$$

dove X_d è la spaziatura apparente e α , l'angolo acuto tra lo stendimento e la normale al set.

E' emerso come il set più persistente, il Set I, presenti una spaziatura molto piccola, il che favorisce un alto grado di fratturazione dell'ammasso (tab. 3.2.1).

Le misure di spaziatura totale sono state utilizzate per la stima di un importante parametro: **RQD** (rock quality designation index). In questo studio non è stato effettuato nessun sondaggio per cui si è utilizzata la formula di Deere (Deere, 1963):

$$RQD = \frac{\sum L_c}{L_t} \times 100$$

dove L_c è una spaziatura totale maggiore o uguale a 10 cm e L_t la lunghezza totale dello stendimento.

E' stata considerata anche la formula di Priest & Hudson:

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

dove λ è il numero medio di giunti per metro dato dall'inverso della media delle spaziature totali e N è un valore assunto uguale a 0,1. Tuttavia tra l'RQD di Deere e quello di Priest & Hudson non c'è molta differenza essendo il primo uguale a 68,48 e il secondo 68,60.

Nel caso di studio, l'RQD non è molto elevato, indice che la roccia è abbastanza fratturata. Già una prima valutazione basata su quest'indice, assegna alla roccia una qualità "mediocre". Questo giudizio è stato ricavato da apposite tabelle (Bruschi, 2004).

Un altro parametro importante per il rilievo geomeccanico è il **JCS** (Joint Wall Compressive Strength). E' stato ricavato a partire dai valori di rimbalzo R, trovati con il Martello di Schmidt utilizzato durante il rilievo (Aydin & Basu, 2005). Si sono prese 10 misure di R ed è stata annotata la posizione dello strumento. Sono stati inseriti tali valori nel programma "JCS Calculator", versione 2.0 (www.geologi.it). Dopo aver indicato l'orientazione dello strumento al momento della misura e aver fornito la densità della roccia (stimata attraverso manuali di 27 kN/m³), il programma automaticamente elimina i 5 valori di rimbalzo più bassi e fa una media dei restanti. Viene indicato così il valore di JCS espresso in MPa. Per ogni sistema di discontinuità, è stata fatta una media di tutti i valori di JCS riferiti a quel set e tale numero è stato preso come rappresentativo per la resistenza a compressione apparente del sistema di frattura (tab. 3.2.1) (Sachpazis, 1990).

Un ultimo valore determinato durante il rilievo sul terreno e che risulta tra i più importanti tra i parametri morfologici, è il **JRC** (Joint Roughness Coefficient) o rugosità. Si tratta di una misura che viene effettuata sulla superficie della discontinuità e consiste nell'appoggiare un profilometro chiamato Pettine di Barton. Questa misura si effettua preferenzialmente lungo la linea di immersione. Il profilo così ottenuto è riportato su carta. In un secondo momento, viene fatto un confronto tra il profilo misurato e altri profili standard proposti da Barton & Choubey (1977) ai quali è associato un range di valori che rappresentano JRC. Questo indice dà una misura delle irregolarità e delle ondulazioni presenti sulla superficie della discontinuità.

Si riporta qui sotto una tabella (tab. 3.2.1) che racchiude i vari parametri geomeccanici ricavati per ogni set e altri dati sulla stazione di misura:

Set	Giacitura	Spaziatura (m)	Terminazione	Apertura (mm)	Riempimento	JCS (Mpa)	JCR
I	234 70	0,05	A-T/A-C	0-5	I-C	102	12-14
II	032 70	0,24	A-T	0-5	I-C	154	8-10
III	324 40	0,62	A-T	0	-	76	-
IV	323 64	1,49	A-T	0-5	I	135	10-12
V	167 50	0,23	O-I/A-T	0-10	I-C	70	6-8
Lunghezza scanline: 8,63 m							
Giacitura piano affioramento: 268/65							
Giacitura linea scansione: 357/25							

Tabella 3.2.1 – Riepilogo dei parametri geomeccanici relativi alla scanline effettuata sulla parete sud-occidentale delle Cime di Val d’Arcia. I valori qui riportati sono stati utilizzati per classificare l’ammasso roccioso.

LEGENDA:

- per la terminazione si è indicato con: A, frattura che termina contro un’altra; T, frattura che trasetta la finestra di scansione; C, frattura contenuta entro la finestra; O, frattura che termina fuori affioramento, I, frattura che interseca la finestra;
- per il riempimento si è indicato con: I, incoerente; C, coesivo inattivo.

• **Classificazione dell’ammasso roccioso**

Una volta che si sono determinati i parametri geomeccanici per ogni sistema di discontinuità, si può passare alla classificazione dell’ammasso roccioso. Il calcolo dei valori per la classificazione dell’ammasso roccioso per il caso di studio, è stato fatto in un foglio di lavoro di Microsoft Excel.

Un primo sistema classificativo è quello **RMR (Rock Mass Rating)** proposto da Bieniawski (Bieniawski, 1976). Questo metodo si applica ad ogni discontinuità ed è dato dalla somma di alcuni indici o punteggi ricavati da tabelle (Bieniawski, 1989).

Per ogni discontinuità il valore di RMR è risultato compreso tra 55 e 80: l’ammasso roccioso rientra nelle classi II e III, a cui corrispondono rocce aventi qualità “buona” e “mediocre”. Il sistema di discontinuità presso il quale la roccia presenta qualità più bassa, è quello legato alla stratificazione (set V, tab. 3.2.3).

Il valore di RMR ottenuto è detto “di base” poiché non è stato corretto rispetto alla giacitura delle discontinuità; questa classificazione proposta da Bieniawski era inizialmente pensata per la costruzione di gallerie e per fondazioni per cui Romana ha

proposto un sistema chiamato **SMR (Slope Mass Rating)** per correggere il valore di RMR di base e adattarlo ai pendii (Romana, 1985). Alla fine si ottiene il valore di RMR corretto per ogni set. La formula per il calcolo dell'indice SMR è:

$$SMR = RMR_b + (F1 * F2 * F3) + F4$$

dove RMR_b è il valore di RMR di base trovato precedentemente e F1, F2, F3 e F4 sono dei valori da trovare su opportune tavole di attribuzione (Romana, 1985).

E' necessario avere un'idea del tipo di movimento franoso che può innescarsi sulla parete di interesse: infatti ogni valore F1, F2, F3 ed F4 è influenzato dal fatto che ci possano essere scivolamenti o ribaltamenti. In questo studio, è stato valutato che la situazione più favorevole fosse data da ribaltamenti.

I vari fattori da trovare sono:

- F1: dipende dall'angolo compreso tra l'immersione del fronte del versante e l'immersione della discontinuità;
- F2: si riferisce al caso di scivolamento planare, per cui in questo studio è stato considerato uguale ad 1;
- F3: va confrontato, (nel caso di ribaltamento) con l'angolo dato dalla somma degli angoli di inclinazione del pendio e della discontinuità;
- F4: il suo valore dipende dal metodo di scavo. Nel caso in esame il valore è 15, perché il pendio è naturale, non è stato interessato da interventi antropici.

SMR	F1	F2	F3	F4
Set I	0,15	1	-25	15
Set II	0,15	1	-25	15
Set III	0,15	1	0	15
Set IV	0,15	1	-25	15
Set V	0,15	1	-6	15

Tabella 3.2.2 – Indici assegnati ad ogni fattore necessario per trovare a che classe del sistema SMR corrisponde l'ammasso roccioso, in base ai dati di ogni sistema di discontinuità.

Sostituiti i vari valori (tab. 3.2.2) nella formula per il calcolo dell'indice SMR si è ottenuto un indice finale compreso tra 69 e 91 a seconda del sistema di discontinuità (tab. 3.2.3); Per cui è risultato che la roccia rientra nelle categorie I e II corrispondenti alle qualità "molto buona" e "buona". Anche in questo caso, il set con qualità della roccia più bassa, corrisponde alla stratificazione (Set V).

Si osserva come i valori RMR corretti con la classificazione SMR siano più alti rispetto all'RMR di base (tab. 3.2.3).

	RMR	classe	SMR	classe	c (MPa)	Φ (°)	E (MPa)
Set I	70	II (buona)	81	II (buona)	0,35	40,0	40.000
Set II	60	III (discreta)	71	II (buona)	0,30	35,0	20.000
Set III	75	II (buona)	90	I (molto buona)	0,38	42,5	50.000
Set IV	80	II (buona)	91	I (molto buona)	0,40	45,0	60.000
Set V	55	III (discreta)	69	II (buona)	0,28	32,5	10.000
RQD: 68,6% (classe discreta)							

Tabella 3.2.3 – Confronto tra sistema classificativo RMR e SMR e relative classi in cui ricade l'ammasso roccioso esaminato. Sono indicati anche valori di coesione, angolo d'attrito e modulo di deformazione ricavati a partire dall'RMR_b tramite delle correlazioni empiriche.

A partire dal valore di RMR_b è possibile trovare alcuni parametri caratteristici dell'ammasso roccioso come la coesione (c), l'angolo d'attrito (ϕ) e il modulo di deformazione (E) secondo delle relazioni empiriche (Bieniawski, 1989):

$$c = 5 \cdot \text{RMR}_b$$

$$\phi = 0,5 \cdot \text{RMR}_b + 5$$

$$E = 2 \cdot \text{RMR}_b - 100$$

In tab. 3.2.3 sono riportati, per ogni set, i valori di c, ϕ ed E così calcolati.

Un altro tipo di classificazione molto utilizzata è il sistema **Q (Rock Mass Quality)** proposto da Barton (Barton et al., 1974). Come nel caso del sistema RMR di Bieniawski, anche questo tipo di classificazione è stato proposto per la progettazione di gallerie anche se ultimamente, lo stesso Barton, ha aggiornato la classificazione, rendendola applicabile anche al caso di versanti naturali (Barton, 2002).

Per questa classificazione è stato preso in considerazione il solo sistema di discontinuità che presentasse le condizioni più favorevoli per il distacco di blocchi. E' stato scelto tra tutti i set, il Set I perché è parallelo al versante, per cui un altro sistema di discontinuità che lo interseca a più basso angolo, può isolare blocchi di roccia soggetti a ribaltamento.

La formula adottata è:

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

dove:

J_n : dipende dal numero di discontinuità;

J_r : è in funzione della rugosità del sistema di giunti;

J_a : varia in base all'alterazione della roccia e del riempimento delle discontinuità nel caso in cui siano aperte;

J_w : è un fattore di riduzione associato alla presenza di acqua;

SRF: è in funzione del campo di sollecitazioni di origine tettonica;

σ_c : resistenza a compressione monoassiale apparente (Sachpazis, 1990) che in questo caso si riferisce al valore di JCS ricavato per il Set I.

Come per la classificazione RMR, anche in questo caso bisogna cercare in che classe di attribuzione è compreso ogni rispettivo parametro geomeccanico (tab. 3.2.4) richiesto nella formula, osservando opportune tavole.

Q	J_n	J_r	J_a	J_w	SRF
Set I	15	3	2	1	1

Tab. 3.2.4 – Valori utilizzati per classificare l'ammasso roccioso in esame nel sistema Q-Barton.

Nel caso in esame, il valore di Q_c ricavato è uguale a 7,0, il che fa rientrare l'ammasso roccioso nella classe V, a cui corrisponde una roccia di qualità "discreta".

	Q	classe	FC (°)	CC (MPa)	E_m (MPa)	σ (MPa)
Set1	7,0	V (discreta)	56,3	0,46	19.100	101,7

Tab. 3.2.5 – Tabella di riepilogo per il sistema Q-Barton con indicati gli ulteriori parametri geomeccanici calcolati a partire dal valore di Q.

Una volta trovato il valore di Q, sono stati calcolati, tramite delle formule empiriche (Barton, 2002), dei parametri tipici dell'ammasso roccioso (tab. 3.2.5), simili a quelli ricavati a partire dall'RMR_b: componente attritiva (FC), simile all'angolo di attrito; componente coesiva (CC), approssimazione della coesione e il modulo di deformazione statico E_m .

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

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

$$E_m = 10Q_c^{1/3}$$

Confrontando i valori così calcolati con quelli trovati a partire dall'RMR_b (tab. 3.2.3), c'è accordo per la coesione e la resistenza a compressione monoassiale, mentre l'angolo d'attrito e il modulo di deformazione mostrano delle differenze sostanziali nei valori.

Prima di procedere con il rilievo geomeccanico vero e proprio, cioè nella fase di descrizione generale delle condizioni dell'ammasso roccioso osservando qualitativamente a vista la geometria dei blocchi e l'alterazione della roccia, è stato stimato un range di valori entro il quale l'ammasso roccioso in esame rientrerebbe se classificato tramite il sistema **GSI (Geological Strength Index)** proposto da Marinos & Hoek (2000).

Nel caso dell'affioramento in esame, l'ammasso roccioso si presenta con fratture interconnesse rientranti in 4 o più sistemi di discontinuità; inoltre le superfici dei giunti sono abbastanza lisce con grado di alterazione moderato; le fratture sono talvolta riempite da materiale granulare. Quindi a seguito di queste osservazioni, la struttura è “molto bloccosa” e la condizioni delle superfici è “discreta”, quindi secondo la tabella proposta per questo sistema classificativo, l'indice di GSI è compreso nel range di valori: 40-45. Per questo sistema classificativo viene sempre dato un range di valori e non un numero preciso perché si basa su una valutazione qualitativa e non quantitativa-numerica.

Dopo aver analizzato i parametri geomeccanici rilevati e confrontato i sistemi di classificazione nei quali rientra l'ammasso roccioso in esame si può concludere che:

- In generale la qualità della roccia è buona, infatti i valori di JCS sono attorno a 100-130 MPa che scendono a 70 MPa nel caso di giunti alterati;
- Il grado di fratturazione dell'ammasso è moderato: la spaziatura tra i giunti costituenti i set sono inferiori al metro e in particolare nel caso del set I si arriva a 5 cm. Tuttavia gran parte delle fratture sono chiuse; le poche discontinuità aperte sono riempite di materiale coesivo o granulare.
- La classificazione dell'ammasso roccioso pone in evidenza un versante stabile, dove nel caso in cui passasse una strada alla base della parete, gli interventi richiesti per la messa in sicurezza sarebbero minimi: il valore di SMR fa ricadere l'ammasso roccioso nelle classi I e II nelle quali Bruschi (2004), non propone particolari interventi.

- Per l'ammasso roccioso in esame si possono prevedere degli isolati distacchi di blocchi, laddove i volumi di roccia sono isolati da sistemi di discontinuità particolarmente affetti da alterazione.

3.3 – LASER SCANNING

La tecnica di telerilevamento laser scanning (laser a scansione) è basata sull'idea di eseguire la scansione di un oggetto in modo simile ad un radar, utilizzando però un fascio laser. Da qui l'acronimo LIDAR (LIght Detection And Ranging) da alcuni usato per designare tale tecnica, direttamente mutuato da RADAR (RAdio Detection And Ranging).

Il laser scanner terrestre (TLS) è attualmente molto utilizzato nel monitoraggio di fenomeni di instabilità di versante perché consente di ottenere informazioni accurate della porzione di versante che si vuole studiare, con elevata densità di campionamento (passo di campionamento anche centimetrico) senza contatto diretto con la frana (Teza et al., 2007; Viero et al., 2010). L'osservazione del fenomeno franoso può avvenire infatti alla distanza di qualche centinaio di metri (anche 1 km) e permette l'acquisizione di una nuvola di punti costituita da qualche milione di punti con una precisione nell'ordine del centimetro a 100 m (l'errore aumenta in modo grossomodo lineare con la distanza). L'applicazione di tecniche di telerilevamento (come lo stesso TLS, la stazione topografica totale "reflectorless" e la tecnica interferometrica InSAR) in aree scoscese e difficilmente raggiungibili permette di ovviare ai rischi e alle difficoltà che il rilievo geologico tradizionale invece implicherebbe. Il risultato del lavoro è un modello digitale georeferenziato, generato dopo le fasi di filtraggio e registrazione/georeferenziazione dei dati.

- **Principi**

Il TLS a tempo di volo (TOF TLS), sistema utilizzato per gli strumenti a lungo o lunghissimo range generalmente utilizzati in geologia, basa il suo funzionamento sulla determinazione del tempo necessario ad un raggio laser per colpire un target e tornare allo strumento: un impulso di durata dell'ordine del nanosecondo è emesso lungo una direzione individuata da un angolo azimutale (φ) ed un angolo zenitale (α). Il punto successivo viene rilevato cambiando la direzione di propagazione del fascio laser tramite un insieme di specchi che modificano la propagazione dell'impulso di un angolo $\Delta\varphi$ sul piano orizzontale e $\Delta\alpha$ sul piano verticale.

Le quantità $\Delta\varphi$ e $\Delta\alpha$ costituiscono il passo angolare di campionamento. La distanza d tra lo strumento e il bersaglio è calcolata dalla conoscenza del tempo di volo t tramite la formula:

$$d = ct / 2 ,$$

dove c è la velocità della luce.

Ogni punto rilevato è individuato dalle coordinate sferiche (d, φ, α) (fig. 3.3.1).

Oltre alle informazioni sulla posizione dell'oggetto in un sistema di riferimento, per ogni punto può essere associato il valore di **intensità** I , definito come rapporto tra la potenza dell'impulso ricevuto e quella dell'impulso emesso e corretto sulla base della distanza di acquisizione. Nel caso di incidenza normale, l'impulso rilevato è

proporzionale alla riflettanza R del bersaglio e quindi è una misura dell'assorbimento dell'onda da parte del bersaglio stesso.

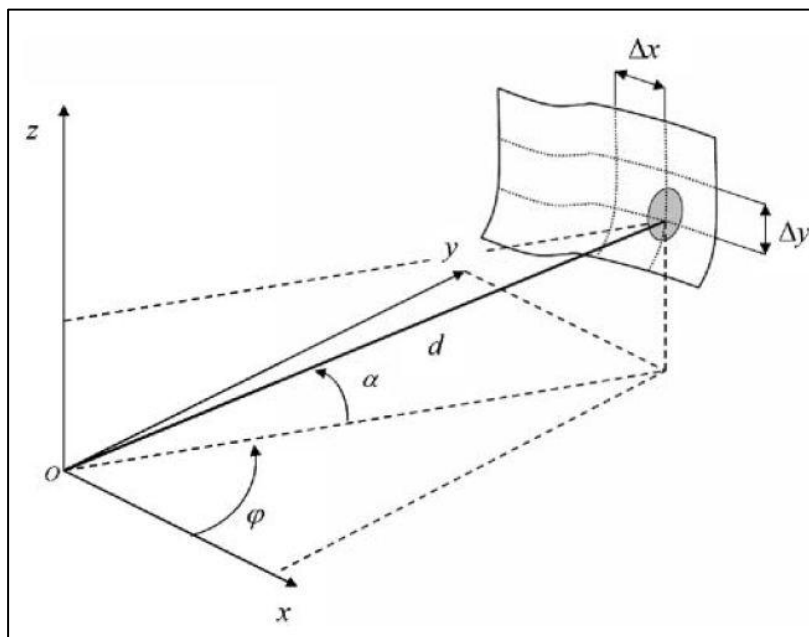


Fig. 3.3.1 – la posizione del bersaglio è individuata dalla conoscenza delle coordinate sferiche o cartesiane. Un raggio è emesso dallo strumento in una direzione data dagli angoli φ e α . Da Teza et al. (2007).

I è generalmente espressa tramite un numero compreso tra 0 e 255 in modo tale da restituire un'immagine in scala di grigi.

La riflettività dipende dal tipo di materiale investigato e dalle condizioni atmosferiche presenti al momento del rilievo specialmente se l'impulso ha una lunghezza d'onda nell'infrarosso (SWIR): in questo campo dello spettro, l'assorbimento da parte dell'acqua è molto forte (Franceschi et al., 2009).

La misura di riflettanza risulta essere particolarmente utile per individuare, all'interno della nuvola di punti, dei target collocati dall'utente al fine della georeferenziazione oppure per distinguere materiali di composizione diversa, come calcare e argilla.

La **precisione** della posizione del punto rilevato dallo strumento è funzione dell'“impronta” (footprint) lasciata dal raggio quando colpisce il target. La dimensione del footprint è funzione della divergenza angolare del fascio laser, della distanza dello strumento dall'oggetto da rilevare e dell'angolo con il quale il raggio colpisce il bersaglio, cioè rispetto a quanto si discosta la direzione di incidenza rispetto alla normale della superficie. Risulta quindi evidente come misure effettuate a grande distanza e radenti (o comunque piuttosto angolate) sulla superficie comportino elevate imprecisioni sulla posizione del target. Inoltre, i punti relativi ad una stessa superficie ma rilevati in due scansioni differenti dallo stesso strumento non coincidono. Nel caso dei TLS la precisione dell'apparecchio è fornita dal costruttore con una confidenza ad 1σ (68% dei valori in una distribuzione gaussiana) mentre generalmente in topografia, il livello di confidenza è relativo a 2σ (95%).

- **Il rilievo sul versante settentrionale del monte Pelmo**

La scansione della parete settentrionale del Monte Pelmo è stata effettuata il 24 gennaio 2012. A causa delle basse temperature ($-8\text{ }^{\circ}\text{C}$) c'era bisogno di uno strumento in grado di funzionare in condizioni meteo estreme e che riuscisse a rilevare oggetti a distanza considerevole visto che il rilievo doveva essere svolto dalla superficie del glacione verso la cima del Monte Pelmo, che da quella posizione si trova ben 900 m più in alto. Tale scansione è stata realizzata grazie alla società LTS (Land Technology & Services) s.r.l. (<http://www.ltsht.com>) che ha impiegato il laser scanner RIEGL VZ-1000 adatto a queste condizioni (<http://www.riegl.com/>) (fig. 3.3.3). Nella tabella 3.3.1, vengono indicate le caratteristiche tecniche dello strumento:

Distanza massima di rilievo	1400 m (con riflettività del target 90% e campionamento 70 kHz)
Classe del laser	Classe 1
Lunghezza d'onda del fascio	NIR (vicino infrarosso)
Divergenza del fascio	0,3 mrad
Velocità di acquisizione	122.000 punti/secondo (campionamento a 300 kHz)
Campo di vista con base rotante	100° sulla verticale (da -40° a 60°); 360° sull'orizzontale
Precisione sugli angoli	1,8 arcsec sulla verticale e sull'orizzontale
Fotocamera digitale integrata	Nikon D700 12.1 megapixel
GPS integrato	Antenna L1
Accuratezza	8 mm (1σ , 100 m di distanza)
Precisione	5 mm (1σ , 100 m di distanza)

Tab. 3.3.1 – Caratteristiche tecniche del laser scanner RIEGL VZ-1000 utilizzato per il rilievo.
Fonte: www.riegl.com

Dalle curve fornite dalla casa costruttrice, si nota, come atteso che la distanza massima alla quale può lavorare lo strumento per riconoscere un target, dipende dalla riflettività del target e dalla frequenza di campionamento (fig. 3.3.2).

Per raggiungere il punto da dove fare le riprese è stato inoltre impiegato un elicottero che ha permesso l'accesso in breve tempo all'impervia zona di studio e il trasporto dell'attrezzatura. Per il decollo e l'atterraggio ci si è appoggiati all'eliporto di Cortina d'Ampezzo posto a circa 15 km a NE rispetto l'area di studio.

Oltre al laser scanner in sé, è fondamentale l'impiego di un cavalletto (fig. 3.3.3) dove fissare saldamente lo strumento che non deve essere soggetto a spostamenti (pena la modifica continua della posizione dei punti), alle batterie e una chiavetta USB o computer per la memorizzazione dei dati. Il collegamento dello strumento con un PC portatile permette inoltre di visualizzare il tempo reale la scansione.

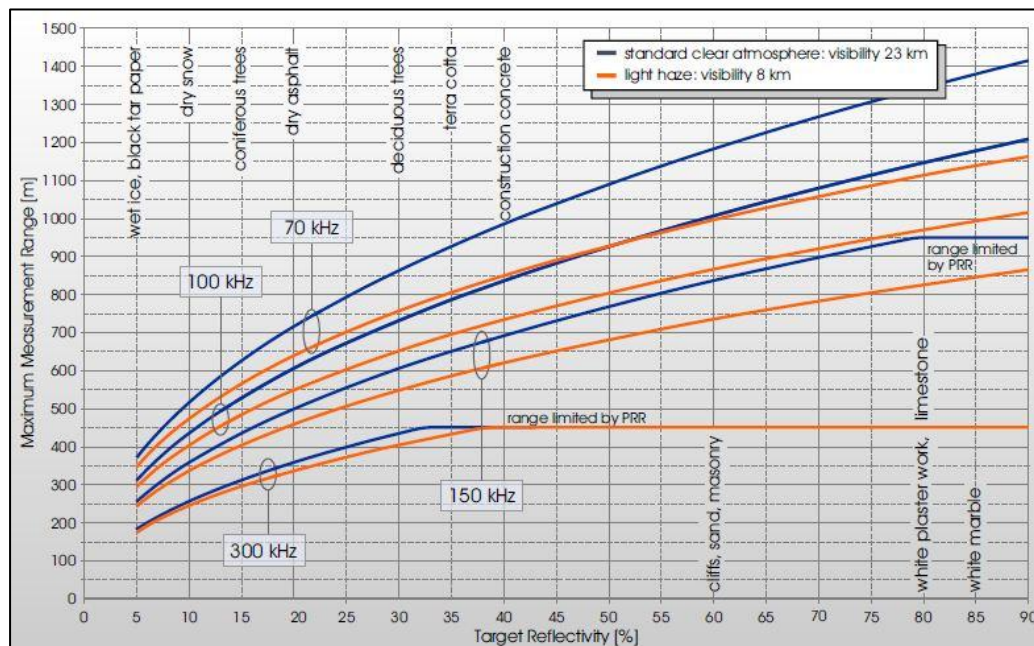


Fig. 3.3.2 – Distanza massima di rilevamento di un bersaglio in base alla riflettività e alla frequenza di campionamento per il TLS Riegl VZ-1000. Dal sito internet: www.riegl.com.

Importante è la presenza del GPS integrato con il laser scanner che consente di georeferenziare la nuvola di punti. Nel caso del laser scanner RIEGL VZ-1000 non è necessario posizionare target nell'area di studio perché il processo di georeferenziazione avviene in automatico. La modalità di acquisizione del GPS è statica con un secondo ricevitore posto nell'area di studio a breve distanza. Lo scopo della georeferenziazione è quello che ad ogni punto sia associato un valore di latitudine e longitudine per ricavare poi informazioni sulle distanze tra i punti.

Lo strumento con il quale è stata fatta la scansione, era inoltre provvisto di una fotocamera ad alta risoluzione (tab. 3.3.1) (fig. 3.3.3) che ha consentito di sovrapporre le immagini alla nuvola di punti per avere una visione più realistica della parete; in questo modo è più veloce il riconoscimento delle discontinuità.

La parete non è stata ripresa in un'unica scansione svolta da una sola posizione ma sono stati considerati 3 punti di vista dai quali è stata ripresa la stessa area. In questo modo si limita il rischio di avere delle zone d'ombra, costituite da aree prive di punti a causa del fatto che il raggio laser non riesce a colpire nessun bersaglio della superficie di interesse perché troppo radenti rispetto alla direzione del fascio o nascoste.

Dopo la fase di rilievo in campagna nella quale lo strumento laser scanner acquisisce i dati, segue successivamente una elaborazione delle informazioni raccolte per raffinare i dati grezzi.



Fig. 3.3.3 – Il laser scanner terrestre RIEGL VZ-1000 utilizzato per il rilievo. Si nota lo specchio per indirizzare l'impulso, la fotocamera digitale integrata Nikon D-700 e il GPS integrato.

C'è subito da dire che la ditta LTS (Land Technology & Services) s.r.l. ha svolto tutte le operazioni di scansione in campagna e di pre-processamento dei dati. Allo scrivente sono stati forniti i dati già elaborati e pronti per essere visualizzati con apposito software. Si descrive comunque qui di seguito in cosa consiste la **fase di pre-elaborazione**.

Innanzitutto bisogna trasformare il formato di dati registrati con il laser scanner, in un formato gestibile da altri software. Questa operazione viene svolta dal programma RiSCAN PRO fornito dalla casa produttrice RIEGL (www.riegl.com).

Altre operazioni da svolgere in questa fase sono la **pulizia** e il **filtraggio** che consistono nell'eliminare punti estranei alla superficie di interesse. Tali punti infatti possono derivare dalla presenza della vegetazione. Questa scansione è stata però effettuata in alta montagna, in aree prive di copertura vegetale, per cui questo problema non

sussisteva. Dei punti estranei alla superficie possono derivare dalla presenza degli operatori oppure da parziale scattering del segnale da parte di particelle presenti nell'aria costituite da fiocchi di neve che cadevano il giorno del rilievo.

Successivamente è necessario unire le varie scansioni riprese da punti di vista diversi, per ottenere un'unica nuvola di punti. Questa operazione può essere effettuata tramite il software Innovmetric PolyWorks (<http://www.innovmetric.com/>) e più precisamente utilizzando il pacchetto ImAlign. Questa operazione si chiama **registrazione** e si basa sul riconoscimento di precise geometrie su superfici in comune ad entrambe le nuvole di punti (Besl & McKay, 1992) mediante un'implementazione dell'algoritmo di surface matching ICP (Iterative Closest Point).

La successiva operazione consiste nella **georeferenziazione**. E' stato scelto il sistema di riferimento Roma 40, basato sulla proiezione cartografica Gauss-Boaga fuso Est (o Fuso 2).

I dati così processati (coordinate, intensità e anche dati di colore ottenuti mediante fotocamera calibrata integrata nel laser scanner) sono stati esportati in un file ASCII per permetterne l'analisi con altri pacchetti software (ad esempio, Split-FX, specializzato per l'analisi geomeccanica).

La nuvola di punti è costituita da circa 20.117.000 punti distanziati in media di 20,8 cm. La quota minima è di 2290 m e la massima di 3214 m sul livello del mare. Si nota come la quota massima come non sia veritiera: la cima del Monte Pelmo è indicata in carte topografiche a 3168 m slm. La differenza di 46 m è relativa allo scostamento della superficie geoidica e quella ellissoidica.

• **Elaborazione dei dati**

La vera **fase di elaborazione dei dati** è stata effettuata per mezzo del software **Split-FX** v. 2.1 distribuito dalla SPLIT-ENGINEERING (<http://www.spliteng.com/split-fx/>). Questo programma, oltre a consentire la gestione di nuvole di punti, permette di generare superfici 3D e riconoscere in maniera automatica le discontinuità affioranti sulla superficie (Kemeny et al., 2006; Tonon & Kottenstette, 2007). Il fine ultimo di questo studio, è infatti la misura dei parametri geometrici delle discontinuità in alcune zone della parete per poi confrontarle con i dati ricavati dal rilievo geomeccanico. Questa procedura era stata applicata anche da Galvan (2009).

La nuvola di punti viene importata nel programma in formato ASCII. I dati sono memorizzati in un file di testo composto da 6 colonne delle quali 3 riferite alle coordinate di latitudine, longitudine e quota mentre le rimanenti riguardano i colori RGB dell'immagine sovrapposta alla nuvola di punti. Il numero di righe è uguale al numero di punti acquisiti.

Successivamente è necessario risalire alla posizione del laser scanner al momento del rilievo ruotando la nuvola di punti (fig. 3.3.4). Questa operazione chiamata **orientazione** è infatti fondamentale per la generazione di una soddisfacente superficie triangolata (mesh) i cui triangoli devono essere il più possibile regolari. Il modello triangolato 3D influenza il numero e la geometria delle superfici individuate automaticamente dal software (Strouth & Eberhardt, 2006; Tonon & Kottenstette, 2007).

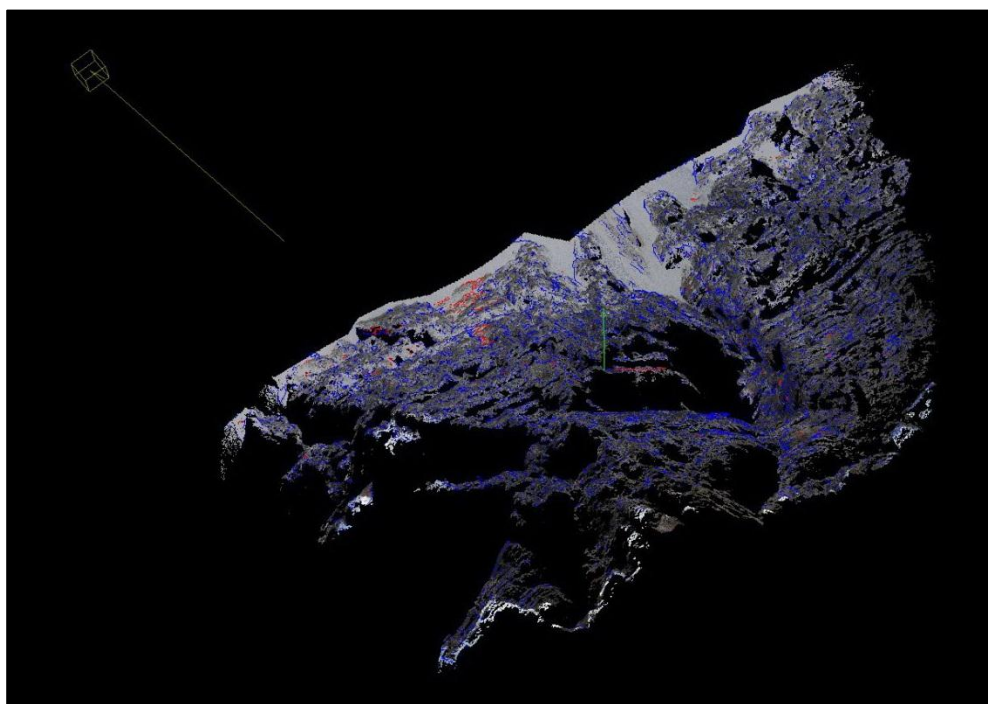


Fig. 3.3.4 – Schermata di Split-FX: visione dall’alto della nuvola di punti con rappresentato il punto di vista del laser scanner.

Il passo successivo consiste nella generazione di un **modello digitale 3D** rappresentato da una superficie (mesh) composta da triangoli i cui vertici sono posti sui punti rilevati dal laser scanner (fig. 3.3.5). Prima di creare la mesh è necessario eliminare dei punti interposti tra il punto di vista del laser scanner e la parete, solo così sarà creata una superficie 3D corretta. Nel caso in esame sono stati eliminati tutti quei punti che si riferiscono alla falda di detrito: in questo lavoro vengono analizzate solo le superfici in roccia.

Il programma proietta i punti su un piano ortogonale alla linea di vista così come definita nello step precedente (orientazione reciproca strumento e nuvola di punti), e poi esegue una triangolazione planare di Denaunay. Successivamente, porta in 3D le connessioni così trovate in 2D, onde ottenere una mesh triangolare nello spazio.

In Split-FX, per generare la superficie 3D, è necessario indicare il numero di punti per triangolo. Nel caso in esame 5 punti per triangolo sono risultati sufficienti per ottenere

un buon modello. Il numero di punti per triangolo influisce sulla dimensione dei triangoli, per cui più piccolo è il numero di punti per triangolo, più fedelmente vengono rappresentate le discontinuità della parete. Per verificare se il modello è soddisfacente, basta misurare il lato medio di uno di questi triangoli mediante lo strumento “measure”: se il lato dei triangoli è attorno ad 1 m il modello va rivisto diminuendo il numero di punti per triangolo. Il lato di ogni triangolo dovrebbe misurare al massimo 60-70 cm.

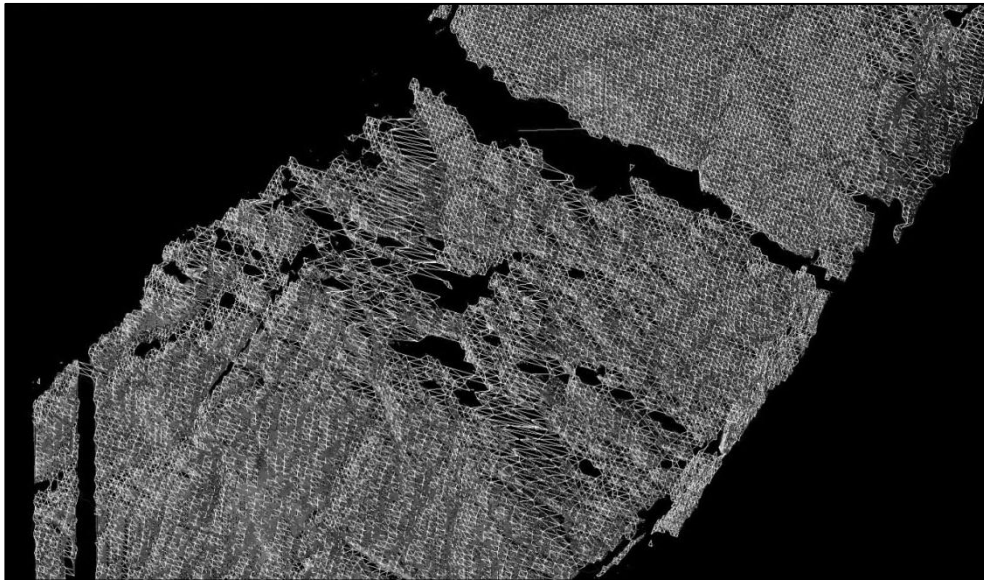


Fig. 3.3.5 – Schermata di Split-FX: superficie 3D costituita dall’unione di moltissimi triangoli. Dove questi hanno una forma che si discosta da quella di un triangolo isoscele o equilatero, significa che ci sono troppi pochi punti per la triangolazione (zona d’ombra del laser scanner) o che la superficie in questione si trova orientata in modo sfavorevole rispetto al punto di vista. In questo caso le cenge sono zone d’ombra.

Le discontinuità della parete (patch) vengono riconosciute automaticamente dal software che cerca delle superfici lisce unendo i vari triangoli della mesh. I triangoli adiacenti vengono uniti in una superficie se il loro vettore uscente perpendicolare (la normale) non si discosta di un valore indicato dall’utente. Viene richiesto di indicare il numero minimo di triangoli per patch e il valore massimo in gradi dal quale due normali possono discostarsi. Nel caso in esame sono stati indicati 5 triangoli per superficie e l’angolo di scostamento massimo tra due patch 10° .

Le patch che sono andate a buon fine vengono indicate con linee di colore blu mentre dove il programma non è riuscito a fittare delle superfici, viene indicata la presenza di un buco tramite una linea rossa.

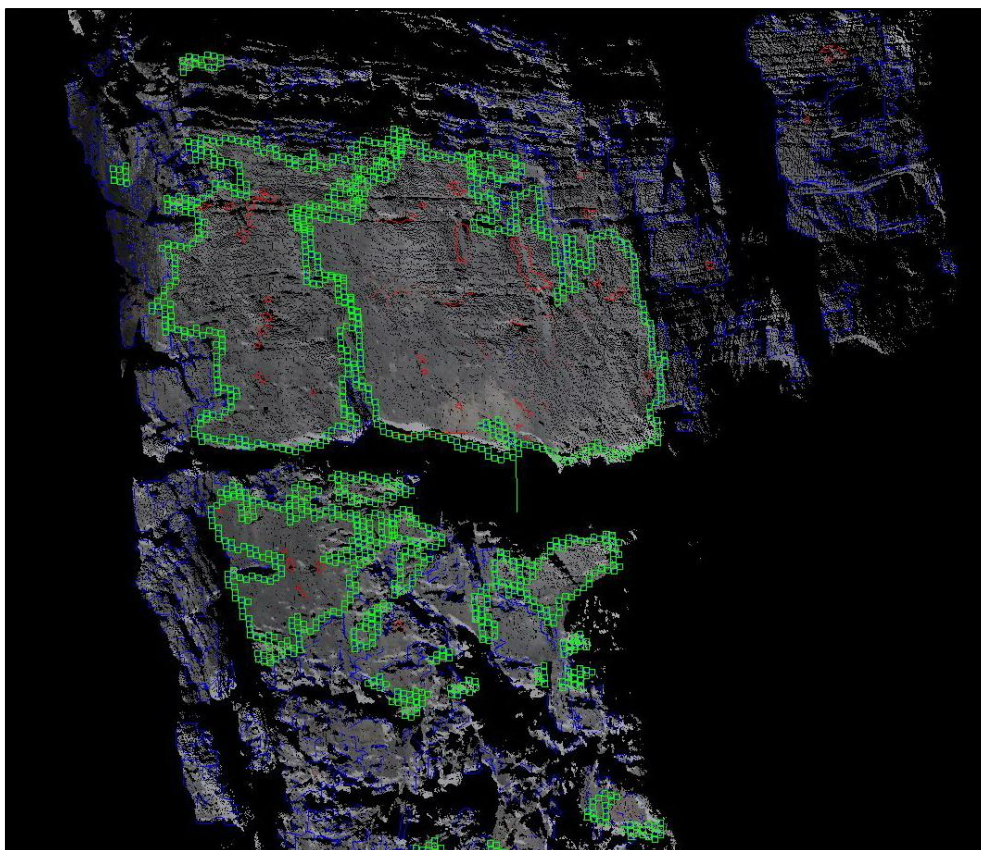


Fig. 3.3.6 – Schermata di Split-FX: con una linea blu il software rappresenta le superfici trovate automaticamente unendo triangoli adiacenti della mesh la cui normale non discosta oltre il valore prefissato. Con una linea rossa, invece, sono indicati quei triangoli che il programma non è riuscito ad unire. Patch appartenenti ad uno stesso set, selezionate dallo stereonet sono evidenziate in verde.

E' possibile visualizzare la giacitura delle discontinuità ricavate dal programma, tramite uno **stereonet** che riporta i corrispondenti poli (fig. 3.3.7). C'è da sottolineare che non tutte le discontinuità sono dei joint ma possono essere piani di stratificazione, delle nicchie di frana, la superficie del versante o qualsiasi altro piano; sta poi all'utente darne un'interpretazione. E' utile visualizzare i poli non singolarmente ma in base alla loro frequenza e quindi alla loro estensione (area): in questo modo si possono discriminare con più evidenza i set presenti e poterli poi selezionare facilmente.

Dove è presente una concentrazione elevata di piani con giacitura simile, è probabile che si tratti di un set di discontinuità. Per trovare la giacitura del set e metterlo in evidenza, si può inserire un nuovo set e conoscerne la giacitura.

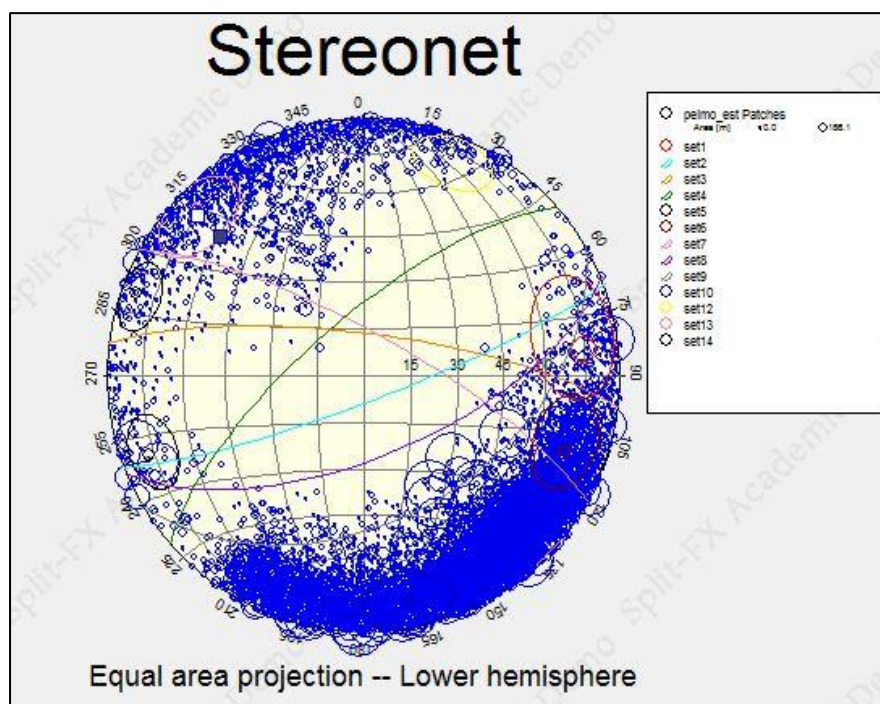


Fig. 3.3.7 – Schermata di Split-FX: reticolo equiareale di Schmidt con i poli delle discontinuità rappresentati in funzione della loro area tramite cerchi. Con ellissi sono state raggruppate delle discontinuità in set. Alcuni di questi set sono poi stati rappresentati in modo più facilmente leggibile tramite le ciclografiche. Questo stereonet si riferisce alla parete settentrionale del Monte Pelmo. Si nota l'elevato numero di patches individuate che rende difficile la lettura del grafico.

E' possibile inoltre verificare la reale presenza dei set visualizzandoli nella nuvola di punti o sulla mesh. Dallo stereonet basta selezionare le patch corrispondenti a tale set (fig. 3.3.6).

Se in tal modo ci si accorge che qualche superficie non è stata riconosciuta dal programma, è possibile inserire una nuova patch disegnandola manualmente. Le nuove patches compariranno sullo stereonet insieme alle altre. Le discontinuità meno rappresentate erano i piani di strato che affioravano tramite “tetti”, ben rilevabili dal basso dal laser scanner. Le cenge invece erano tutte in ombra rispetto alla direzione del fascio (fig. 3.3.5).

4 - ANALISI E DISCUSSIONE

4.1 – CAMBIAMENTI CLIMATICI E FUTURI SCENARI PER GLI EVENTI FRANOSI

- **Cambiamenti del clima in atto sulle Alpi**

La disponibilità di lunghe serie temporali di dati di temperatura e precipitazione ottenute da stazioni di misura distribuite in tutto il mondo o da rilevamento satellitare, consente di studiare il clima alla micro o meso-scala. Alla scala macroscopica fanno capo i monsoni, le celle di Hadley, NOA e El Niño.

Chiaudani et al. (2008) hanno effettuato uno studio su dati registrati tra il 1956 e il 2004 alle stazioni meteorologiche distribuite nel Veneto con il metodo dell'interpolazione lineare integrato da analisi di discontinuità. Da questo studio è emerso un significativo cambiamento del clima (breakpoint) a partire dalla fine degli anni '80 del '900. Questo cambiamento ha visto un trend negativo per le precipitazioni, soprattutto nella stagione invernale e un aumento delle temperature medie in tutte le stagioni. In particolare la temperatura è il parametro climatico che ha subito le variazioni più significative con un aumento delle massime in inverno ed estate e delle minime nella stagione estiva. In tab. 4.1.1 si riportano le variazioni nel periodo fine anni '80 - 2004 rispetto al 1956 - fine anni '80.

	1991-2004 rispetto 1961-1991	Questo studio: variazione 1986-2011
Temperatura minima annuale	+ 0,9 °C	+ 1,18 °C
Temperatura massima annuale	+ 1,5 °C	+ 0,45 °C
Temperatura massima estiva	+ 1,9 °C	+ 0,9 °C
Temperatura massima invernale	+ 1,4 °C	- 2,13 °C
Totale precipitazione invernale	- 78 mm	- 31 mm (1986- 2002)
Giorni di neve al suolo	- 18 gg	/
Estensione ghiacciai Dolomiti	- 23 %	/

Tab. 4.1.1 – Cambiamenti del clima nel Veneto: confronto dati del periodo 1980-2004 rispetto a quello 1956-1980 (Chiaudani et al., 2008) e risultati provenienti dai dati di questo studio nel periodo 1986- 2011.

Anche in questo studio (vedi cap. 1.1), viene confermato quanto osservato da Chiaudani et al. (2008) tranne che per le massime invernali che sembrano mostrare un trend negativo e le precipitazioni totali annue che mostrano invece un trend positivo (Allegato A). Da segnalare che negli ultimi 8 anni (2003-2011) i totali di precipitazione invernale sono aumentati dopo il trend negativo registrato a partire dal 1986. Come già notato nel cap. 1.1, le medie annuali nella regione dolomitica sono aumentate negli ultimi 25 anni di circa 0,5-1 °C così come le temperature medie massime di alcune stagioni come la primavera (0,5-1,2 °C) e l'estate (0,5-1 °C) (Allegato A).

Le temperature hanno un effetto diretto sulla permanenza del manto nevoso al suolo per cui incidono sulla persistenza delle masse glaciali che nelle Dolomiti è sempre più compromessa. Chiaudani et al. (2008) hanno stimato come tra il 1991 e il 2004 la permanenza della neve al suolo sia diminuita di 18 giorni corrispondente ad una perdita del 14%, rispetto al precedente periodo 1961-1991. L'estensione dei ghiacciai delle Dolomiti a partire dal 1980 al 2004 è diminuita del 23% passando da 6727 km² a 5126 km² e ha visto la scomparsa di alcuni apparati glaciali come quello del Cristallino o quello Orientale dell'Antelao.

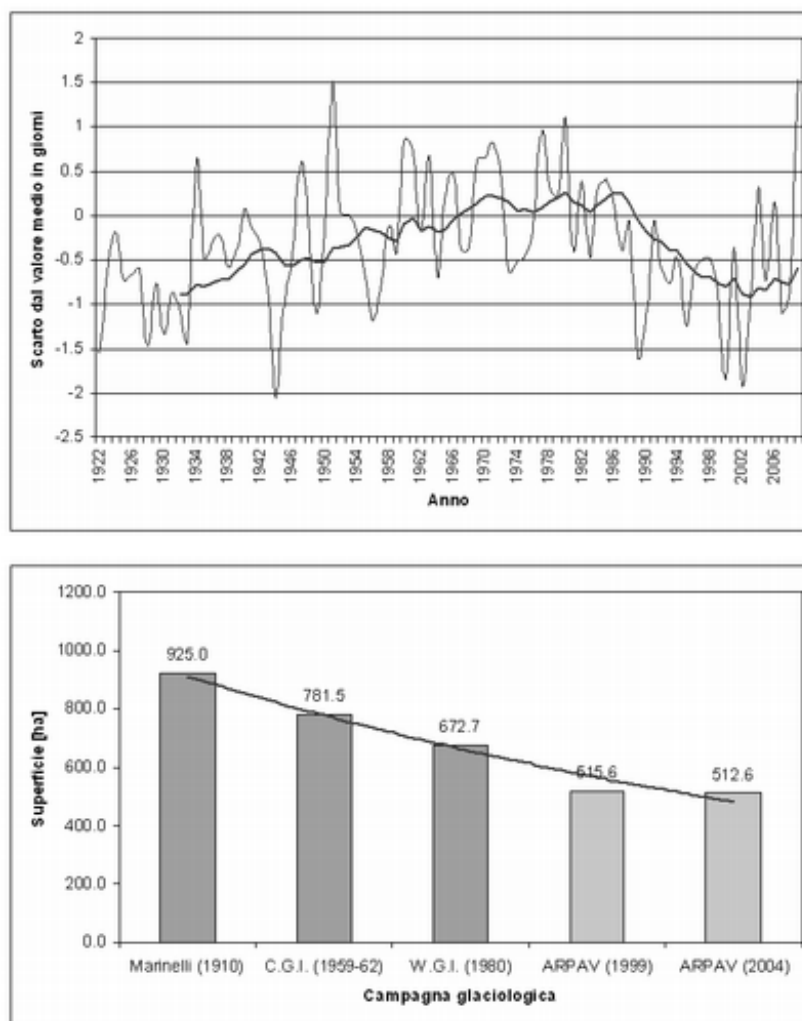


Fig. 4.1.1 – In alto: scostamento del numero di giorni con permanenza di neve al suolo dalla media; in basso: diminuzione della superficie dei ghiacciai delle Dolomiti. Per entrambi si nota la spiccata discontinuità dopo il 1980. Da www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/...

Tendenze per il futuro vedono, per le Alpi, un riscaldamento compreso tra 1 e 2 °C entro il 2050 e tra 2,5 e 3 °C $\pm$ 1,5 °C entro il 2070 (OcCC, 2007). Si nota come queste previsioni siano affette da errore dovuto alle molte variabili in gioco nei modelli utilizzati. Se si dovessero stimare quali potrebbero essere gli sviluppi futuri per il clima del Veneto, gli errori sarebbero ancora maggiori perché alla mesoscala si aggiungerebbe l'effetto svolto dalla barriera Alpina.

E' inoltre prevista una diminuzione dell'escursione termica giornaliera, favorita dal tasso maggiore con il quale stanno aumentando le temperature minime rispetto alle massime (Stoffel & Huggel, 2012). Una ridotta escursione termica favorisce fenomeni di weathering sui versanti montuosi in roccia. Questa tendenza è suggerita anche dall'analisi dei dati di temperatura di questa tesi (tab. 4.1.1, Allegato A).

Anche le ondate di calore di durata compresa tra 5 e 30 giorni con condizioni favorevoli alla fusione di ghiaccio (temperatura > 5 °C) in siti di alta quota, saranno più frequenti di 1,5-4 volte nei prossimi 40 anni (Stoffel & Huggel, 2012). Ciò è confermato anche dal rapporto AR4 (IPCC, 2007) che ha messo in evidenza come eventi estremi quali precipitazioni intense e ondate di calore, con molta probabilità, aumenteranno in frequenza nel corso del XXI secolo.

Rispetto alle temperature, le previsioni per le precipitazioni, mostrano un'incertezza maggiore. Il legame tra aumento delle temperature medie e precipitazioni si esplica con una minore quantità di umidità che può essere trattenuta in atmosfera e ciò va ad incidere sull'intensità con la quale possono manifestarsi le precipitazioni.

Nel Veneto è stato notato come dagli anni '60 del '900 ci sia stata una diminuzione dei quantitativi di precipitazione, soprattutto in inverno. Questo ha condizionato lo spessore e la permanenza del manto nevoso, soprattutto alle quote più basse (<http://www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/>).

Nel complesso non piove con maggior frequenza ma d'estate, soprattutto dopo periodi di siccità prolungata, si verificano episodi temporaleschi brevi e con un'intensità maggiore che in passato (Stoffel & Huggel, 2012). Questo nuovo regime delle precipitazioni può influire sulla forza con la quale possono scatenarsi i debris flow.

Come mostrato nel cap. 1.1 e sostenuto da Floris (2010), il regime stagionale delle precipitazioni nell'area dolomitica è cambiato soprattutto in autunno dove si è osservato un aumento dei totali di precipitazione. Questo fenomeno può essere dovuto al prolungarsi della stagione estiva fino a metà- fine settembre con un aumento della probabilità di eventi temporaleschi durante il periodo autunnale.

- **Incidenza sui movimenti franosi in alta montagna**

L'ambiente montano è tra quelli che risente con maggior evidenza degli effetti di un cambiamento del clima sia attraverso modifiche delle forme geomorfologiche (ghiacciai), sia con l'aumento di eventi franosi che interessano i versanti (Silhan et al., 2011).

Un aumento delle temperature, soprattutto nelle stagioni più calde, ha un effetto diretto sui ghiacciai poiché lo scioglimento completo della neve stagionale, porta in esposizione il ghiaccio che va incontro a fusione.

Nell'area di studio è stata documentata l'evoluzione recente del glacionevato della Val d'Arcia che sta perdendo parte della massa di ghiaccio. Questo fenomeno è stato osservato sul cordone morenico della PEG attraverso le foto aeree (cap. 4.2) e rilevamento sul terreno come descritto nel cap. 1.3 (fig. 1.3.7).

Il ritiro dei **ghiacciai** sulle Alpi è ben noto ma spesso non si tiene conto dei fenomeni franosi (crolli, ice/rock avalanches, debris flow) ad esso collegati.

Il ritiro dei ghiacciai porta in esposizione porzioni di pareti rocciose prima coperte da ghiaccio. Queste aree sono sottoposte a nuovi regimi termici e ad un diverso campo di tensioni; inoltre mentre prima il substrato roccioso risultava "protetto" dall'azione degli eventi atmosferici, ora si trova sottoposto direttamente all'erosione termica e meccanica: la massa rocciosa è maggiormente sottoposta alle variazioni di temperatura e all'infiltrazione di acqua nelle fratture e l'alternarsi della formazione e dello scioglimento di ghiaccio favorisce l'apertura delle fratture e la disgregazione della massa rocciosa (Haeberli et al., 1997) con il rischio di frane in roccia che possono cadere: su ghiacciai dando origine ad ice avalanches; o su laghi marginali provocando inondazioni che possono interessare per chilometri una sottostante valle.

Secondo (Chiarle et al., 2007), la colata detritica del Monte Pelmo può essere classificata insieme a molte altre che avvengono sulle Alpi, tra quei **debris flow collegati ai ghiacciai**.

Tuttavia, poiché non c'è legame diretto con ghiacciai attivi, per l'innescò del debris flow del Monte Pelmo come per la maggior parte delle forme di questo tipo, hanno svolto un ruolo fondamentale le **precipitazioni intense** (vedi cap. 1.1, cap. 2.2). Una colata detritica attivata da forti temporali spesso si accompagna ad altre accadute nella stessa zona e non sono da confondere con altri tipi di debris flow collegati al **ritiro di ghiacciai** per scioglimento di ghiaccio.

In quest'ultima ipotesi infatti, si inquadrano quelle colate detritiche causate da afflusso di acqua sul ghiacciaio che crea delle sovrappressioni in tasche all'interno della massa glaciale e quindi danno origine a un solo surge localizzato; oppure eventi che avvengono con condizioni meteo serene per riempimento di laghi marginali sulle fronti moreniche. In questi ultimi due casi, i debris flow si innescano nella prima parte

dell'estate, tra giugno e luglio, quando è maggiore la fusione delle nevi mentre fenomeni come quello del Monte Pelmo accadono tra agosto e settembre quando la neve stagionale si è fusa e si registrano le precipitazioni più intense dell'anno.

Una maggior **disponibilità di sedimenti** a causa del ritiro di apparati glaciali, influisce sull'intensità delle colate di detrito che possono trasportare a valle una maggior quantità di materiale (Stoffel, 2010); è stato dimostrato come oggi, i debris flow si esplicano con maggior violenza rispetto al passato, tanto che possono avere maggior potere erosivo, incidendo talvolta anche i coni di deiezione a valle (Stoffel & Huggel, 2012) mettendo a rischio paesi costruiti su di essi.

Oltre ai ghiacciai, l'aumento delle temperature può svolgere un effetto negativo sulla stabilità del **permafrost alpino** (Monego, 2012). La degradazione del permafrost in profondità è lenta e legata alla diffusione del calore. Variazioni del permafrost in risposta ai cambiamenti climatici del XX secolo, hanno interessato porzioni di roccia fino a qualche decina di metri dalla superficie (Stoffel & Huggel, 2012). Il rapporto tra variazioni dello strato attivo del permafrost e frane in roccia è piuttosto complesso (fig. 4.1.2), tuttavia un aumento del numero di crolli durante ondate di calore come quella dell'estate 2003, pone a favore di questa relazione. Un aumento della temperatura nel permafrost può portare ad una riduzione dello sforzo di taglio sulle superfici di discontinuità riempite da ghiaccio e ridurre il fattore di sicurezza di una parete rocciosa (Davies et al., 2001).

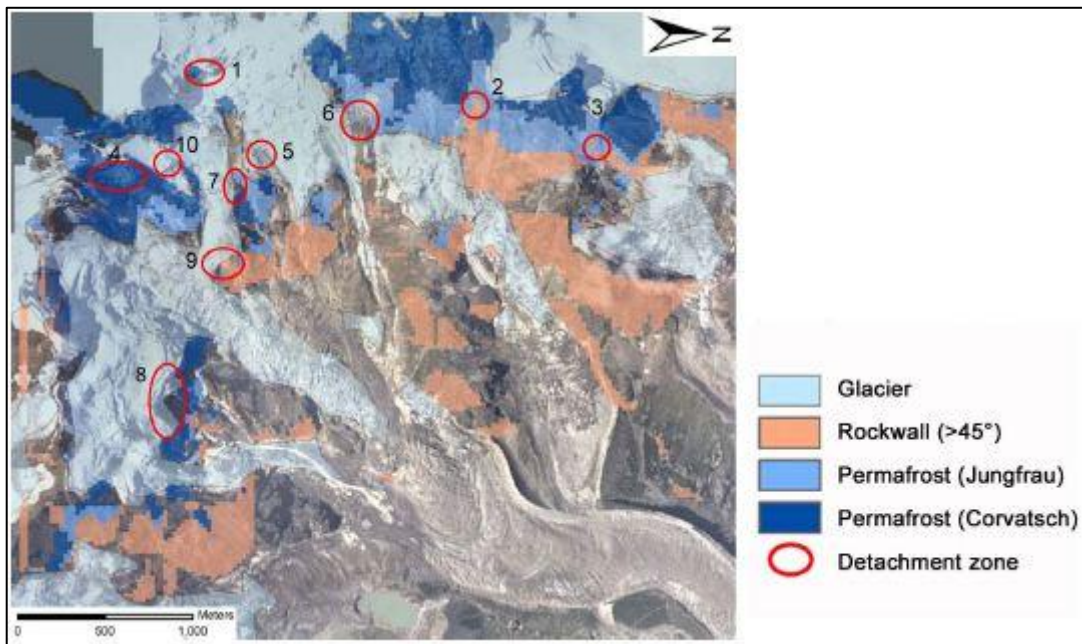


Fig. 4.1.2 – Relazione tra crolli e presenza del permafrost sulla parete orientale del Monte Rosa. Da Fischer et al. (2006).

Recenti rock/ice avalanche come quella che investì la parete orientale del Monte Rosa nell'agosto 2005 (Fischer et al., 2006) oppure quella che scese da cima Thurwieser nel 2004 (Godone et al., 2007) sono esempi di questo processo in atto. Spesso queste frane raggiungono volumi che possono superare $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Tali eventi sono molto pericolosi perché rispetto ad una normale frana, possono percorrere distanze maggiori oltre che accompagnarsi a colate di fango.

4.2 EVOLUZIONE DEL VERSANTE SETTENTRIONALE DEL MONTE PELMO

• Osservazioni sulla nuova Carta geomorfologica realizzata

La fotointerpretazione e un rilievo di campagna hanno portato alla realizzazione di 4 distinte carte, delle quali 2 pre-evento e 2 post-evento (cap. 3.1). Rispetto alla carta geomorfologica realizzata da Del Longo & Pellegrini (2001b) che si riferisce alla situazione del Monte Pelmo nel 1995, questo nuovo lavoro ha permesso di seguire l'evoluzione del versante settentrionale del Monte Pelmo negli ultimi 50 anni (Allegato C). Particolare attenzione è stata posta ad alcune forme come le colate detritiche, i coni di valanga, gli argini morenici e il glacionevato della Val d'Arcia.

La colata detritica è risultata essere la forma più mutevole e attiva tra quelle prese in esame. La variazione dei parametri morfometrici, quali la larghezza e lunghezza del solco connesso, il numero dei lobi e i solchi da ruscellamento concentrato, hanno permesso di stimare il grado di attività di questa morfologia. Per quanto riguarda i debris flows, è stato notato come, negli ultimi 15 anni, si siano più volte attivate simultaneamente diverse colate.

I coni da valanga sono risultati essere delle forme importanti. Quello che è risultato evidente dalle foto aeree, come anche dal rilievo sul terreno, è stata la presenza di solchi di ruscellamento concentrato che almeno da 10 anni incidono tali forme, denotando un processo

di erosione in atto (fig. 4.2.1). Ad oggi non è chiaro il motivo per cui questo processo stia avvenendo; un'ipotesi può essere il minor apporto di materiale a monte per la minor attività delle valanghe a causa della poca presenza di neve: è noto infatti come



Fig. 4.2.1 – Cono da valanga allo sbocco di un omonimo canalone in evidente stato di incisione da parte di un solco di ruscellamento concentrato. Settembre 2012.

l'apporto di neve invernale sia in progressiva riduzione (cap. 4.1). La fusione del glacionevato al di sotto dei coni di valanga può inoltre aver alterato la topografia, modificando così il profilo di equilibrio.

Sul versante settentrionale del Monte Pelmo il **cordone morenico** risalente alla PEG è disposto parallelamente alla parete, ad una distanza di 250-300 metri; questo spazio risulta essere di fondamentale importanza per la stabilità della morena stessa: se l'azione delle valanghe e delle frane in roccia si facesse sentire fino alla morena, colmando lo spazio tra la morena e la parete, questi processi potrebbero agire direttamente sull'argine morenico, modellandolo (Chiarle & Mortara, 2001). Inoltre se l'azione erosiva in atto sui coni di valanga andasse ad incidere sulla morena, questa potrebbe essere smantellata. Tuttavia sebbene la morena della PEG per ora non risenta di questi effetti, lo scioglimento del sottostante glacionevato pone dei dubbi sulla persistenza di questa forma.

Osservazioni fatte da Del Longo et al., (2001a) hanno avanzato la possibilità che la morena della PEG alla base della parete settentrionale del Monte Pelmo, possa essere del tipo "a nucleo di ghiaccio".

L'analisi delle foto aeree ha messo in evidenza come i massi depositi sulla morena frontale dal precedente ghiacciaio di circo della Val d'Arcia, siano sempre più liberi dalla matrice ghiaioso-sabbiosa data dal till glaciale e siano sempre più a rischio di cadere lungo la scoscesa scarpata, dove si trova la falda di detrito alla base della quale si trovano dei frequentati sentieri (fig. 1.3.5). Questo processo è favorito da fenomeni di ruscellamento diffuso che creano numerosi piccoli rivoli sul versante osservati durante il rilevamento di terreno e visibili anche dalle foto aeree (fig. 4.2.2). Lo stesso ghiaccio morto al nucleo della morena, svolge un'azione stabilizzante su questi massi. Tuttavia alcuni indizi fanno presumere che il glacionevato sia in fase di progressiva fusione compromettendo l'equilibrio dei massi sul lato esterno della morena. La morena in questione appare infatti profondamente modellata e non mostra più il classico profilo a "lama di coltello", tipico degli argini morenici ben conservati.

Inoltre l'osservazione delle foto aeree ha permesso di notare come dal 1999 in poi, il lato orientale del glacionevato mostri un limite con l'adiacente falda detritica sempre più evidente. A conferma di ciò vi è la formazione, in questa parte del versante, di una sorta di lobo allungato in direzione perpendicolare alla parete che assomiglia ad un rock glacier. Sulla scarpata che delimita questo lobo è evidente una sorta di gradinatura che fa pensare a degli scivolamenti planari di detrito (fig. 1.3.7). Fenomeni simili erano stati osservati da Mortara & Tamburini (2009) presso alcuni cordoni morenici del Ghiacciaio del Belvedere.

A sostegno di questa ipotesi, è anche la presenza di increspature sul lato interno della morena della PEG, particolarmente evidenti dalla foto aerea del 2006 (Volo Reven Cortina, strisciata 23, fotogrammi 734-736) (fig. 4.2.2) e osservabili anche sul posto (fig. 4.2.3). In letteratura non risulta alcun riscontro della presenza di questa forma per cui è da ipotizzare che si tratti di un fenomeno recente.

Chiarle & Mortara, (2001) hanno notato, in vari apparati morenici dell'arco alpino, fenomeni di scivolamento sul lato interno delle morene dopo il ritiro del ghiacciaio.

Il riconoscimento di queste forme mette in evidenza una risposta dell'ambiente al cambiamento del clima in atto e come tali mutamenti ambientali rendano instabili gli ambiente di alta quota ponendo a rischio le aree sottostanti.

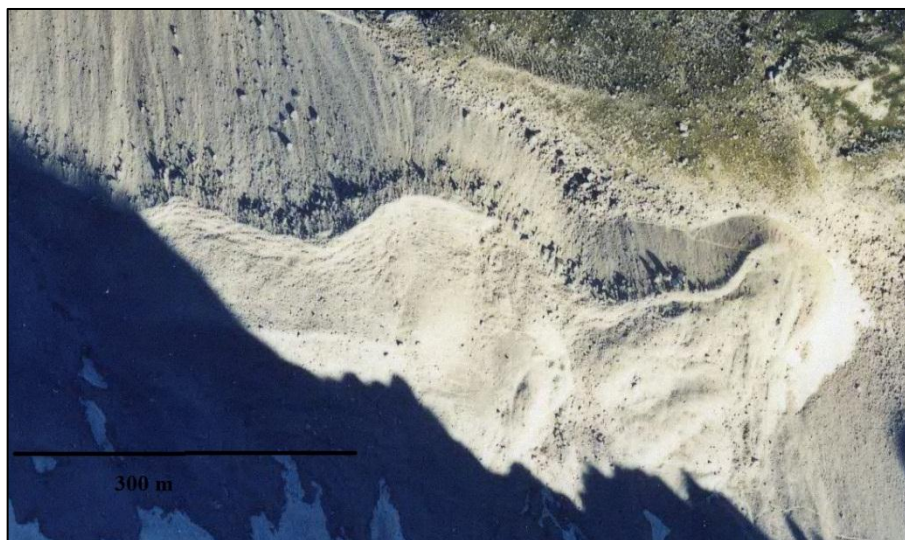


Fig. 4.2.2 – Foto aerea (volo Reven Cortina, strisciata 23, fotogramma 734) del 2006 che consente di notare delle increspature sul lato interno della morena della PEG e dei rivoli di ruscellamento sul lato esterno. Portale web Regione Veneto.



Fig. 4.2.3 – Le increspature identificate sul lato interno della morena della PEG come appaiono durante un rilievo svolto sul terreno. Settembre 2012.

4.3 – PARETE: INTERPRETAZIONE DATI LASER SCANNER

Come già detto nel cap. 3.3, l'elaborazione dei dati raccolti durante il rilievo svolto con TLS sulla parete settentrionale del Monte Pelmo, è avvenuta tramite il software Split-FX. Dopo aver creato una corretta *mesh* a partire dalla nuvola di punti e averne individuato le discontinuità in maniera automatica o semi-automatica (inserendo alcune *patches* non individuate dal programma) e averle raggruppate in set, si possono svolgere tutta una serie di misure sulla nuvola di punti (Galvan, 2009): è possibile eseguire un rilievo geomeccanico “in remoto” trovando la spaziatura di ogni set, il volume di blocchi instabili e determinare la rugosità di giunti esposti (Kemeny et al., 2006).

Tuttavia, per il caso di studio, è risultato evidente fin da subito che per fare le misure di cui si è accennato sopra, non era possibile prendere *in toto* l'intera nuvola di punti riferita alla parete del Monte Pelmo ss. o del Monte Pelmetto ma si rendeva necessario suddividere ulteriormente la parete in aree di estensione minore. In questo modo si avrebbero avuti vari vantaggi:

- con un numero minore di patch è più facile distinguere con precisione i set presenti. E' facile notare dalla fig. 3.3.7 che si riferisce allo stereoplot con le patches individuate su tutta la parete settentrionale del Monte Pelmo, come l'elevata concentrazione di discontinuità non permetta di discriminare con precisione i vari set;
- la parete settentrionale del Monte Pelmo è molto estesa (circa 600 x 900 m in larghezza e altezza) e non è regolare come può essere un taglio stradale (Split-FX è stato usato finora per analizzare nuvole di punti di tagli stradali (CFLHD, 2008)) ma presenta numerose irregolarità sulla superficie date dalla presenza di pilastri, nicchie di precedenti crolli, superfici strutturali ecc. per cui risulta difficile definire un'unica orientazione del laser scanner che permetta la generazione di una mesh con poche zone d'ombra (e quindi con triangoli il più possibile regolari);
- è più semplice svolgere tali misure: le operazioni da svolgere vanno fatte manualmente una ad una.

La parete scansionata con il TLS è stata suddivisa in varie porzioni con il software PolyWorks v. 10 (<http://www.innovmetric.com/>) tendendo a privilegiare le zone a quota più bassa perché più ricche di punti: queste infatti si trovano ad una distanza minore dal laser scanner rispetto ad altre più in quota. Si sono considerati settori maggiormente estesi in larghezza, tendendo a privilegiare così la spaziatura o in altezza mettendo in evidenza la continuità delle fratture.

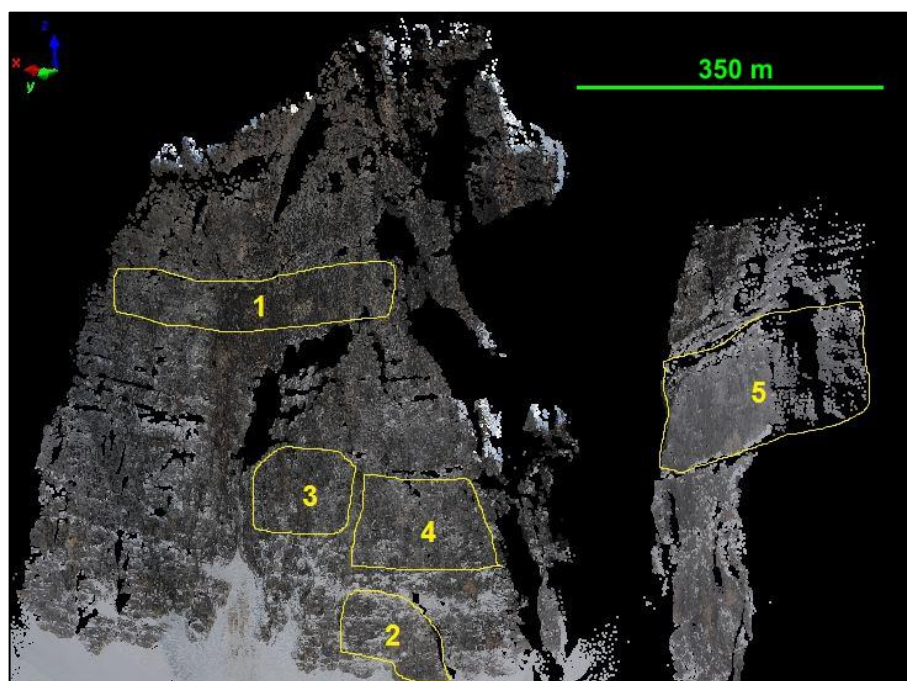


Fig. 4.3.1 – Nuvola di punti rilevata dal laser scanner con sovrainposta un'immagine. Sono indicati con dei numeri, i settori in parete sui quali sono state svolte le misure.

• **Discontinuità**

Il confronto degli stereonet dei settori n° 1, 2, 3, 4 sulla parete settentrionale del Monte Pelmo ha fatto emergere come siano principalmente 3 i sistemi di discontinuità comuni a tutte le zone considerate e che influenzano le condizioni di stabilità (tab. 4.3.1):

Set II: 020, 80;

Set IV: 335, 85;

Set V: 158, 45.

I nomi ai set sono stati dati mantenendo una uniformità con quelli della scanline tradizionale.

Tra i vari settori c'è una variabilità delle giaciture dei set poiché tale dato risulta a seguito di un'analisi statistica operata dal software su tutte le giaciture delle patch facenti parte di quel set. Il range di variazione attorno al valore di direzione si attesta attorno a 20° circa. Come si può notare dalla tab. 4.3.1, le giaciture del settore n° 1 si discostano maggiormente da quelle delle restanti zone: una possibile spiegazione può essere la posizione di questa zona in una parte più in quota rispetto alle altre: qui i bersagli colpiti dal laser scanner sono più lontani per cui è maggiore l'errore associato alla misura a causa dell'inclinazione del fascio rispetto al bersaglio.

settore	Set II	Set IV	Set V
1	004, 85	323, 87	161, 43
2	021, 79	339, 84	155, 53
3	025, 81	339, 85	164, 47
4	021, 81	337, 84	152, 40
5	032, 81	-	165, 31

Tab. 4.3.1 – Confronto tra le giaciture di alcuni set nei vari settori considerati.

I set II e IV sono di origine tettonica mentre il set V riguarda le superfici di stratificazione.

La grande differenza tra i set II - IV e V riguarda l'inclinazione: le fratture di origine tettonica sono ad alto angolo (quasi verticali) mentre le superfici di stratificazione presentano un'inclinazione più bassa.

I joint del set IV possono essere ricondotti alla fase deformativa Neogenica del Serravalliano- Tortoniano. Le discontinuità appartenenti al set II sono probabilmente state attivate durante lo stesso evento deformativo: sembrerebbero delle faglie trascorrenti associate al set IV. Il set II presenta un'orientazione molto simile a quella dello sforzo principale σ_1 disposto circa NNO-SSE che ha dato origine a questi sistemi di faglie (vedi cap. 1.2). Rimane però il dubbio se le discontinuità del set II possano essere state originate durante la fase deformativa estensionale mesozoica e siano state poi riattivate successivamente come faglie trascorrenti. A favore di questa ipotesi è la loro direzione, quasi N-S.

Risulta interessante confrontare la giacitura dei piani di stratificazione (Set V) del settore n° 1 sul versante Settentrionale del Monte Pelmo, con quelle ottenute nel settore n° 5 sulla parete nord-orientale del Monte Pelmetto: risulta infatti come la direzione dei piani di strato sia concorde per entrambi i settori (circa 165°), mentre c'è una differenza se si considera l'inclinazione: per il settore n° 1 gli strati risultano inclinati in media di 43° mentre nel settore n° 5 risultano inclinati di circa 31°. Questa leggera discrepanza può essere imputata al disturbo tettonico provocato dalle faglie e dai piegamenti indotti dalla sinclinale Pelmo-Antelao.

- **Spaziatura**

Le misure di spaziatura sono state svolte selezionando dallo stereonet, tutte le patch che fanno parte di un determinato set di discontinuità. Successivamente la nuvola di punti è stata disposta affinché le discontinuità appartenenti al set di interesse, fossero parallele alla linea di vista: in questo modo la distanza misurata lungo la perpendicolare alle due discontinuità, rappresenta la spaziatura normale al set.

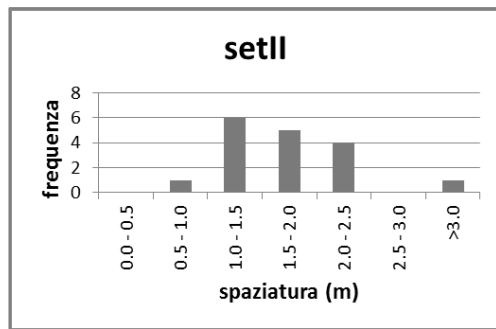
Si sono riportati i valori di spaziatura in un foglio di lavoro di Microsoft Excel, avendo cura di annotare a che sistema di discontinuità facessero parte. A questo punto si sono suddivise le misure in classi: si sono scelti degli intervalli all'interno dei quali far ricadere i valori e per ogni intervallo si sono indicati il numero di misure che rientrano in quella classe.

L'uso dei istogrammi di frequenza per trovare la misura di spaziatura (Flaim, 2012; Galvan, 2009) è reso necessario dal fatto che la lunghezza di una frattura e la sua spaziatura all'interno del rispettivo set, sono correlate: se una discontinuità è persistente, la misura della spaziatura in direzione normale alla direzione, è ben definita e ottenibile con poche misure. Se la frattura è poco persistente sono necessarie più misure di spaziatura per risalire a quella reale perché possono essere misurate delle distanze che non corrispondono a due fratture adiacenti anche se appartenenti allo stesso set. Sono necessarie quindi un numero sufficiente di misure per avere una buona statistica.

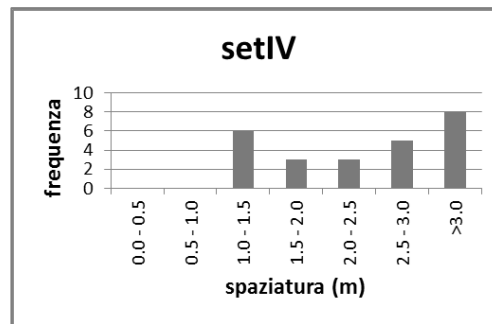
Di seguito vengono riportati gli istogrammi di frequenza per i set II, IV e V dei settori 1-4 con indicati due importanti parametri statistici che danno un'indicazione della distribuzione dei dati:

- La mediana che corrisponde al valore che occupa la posizione centrale dei dati;
- La deviazione standard che fornisce un'indicazione di quanto i valori si discostano rispetto alla media.

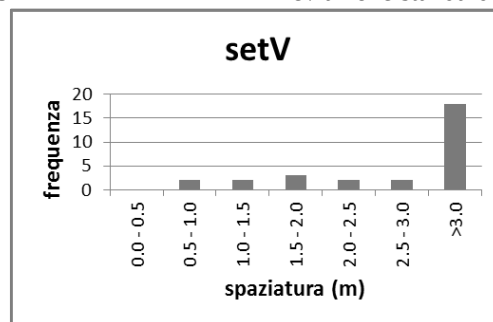
Settore n° 1:



Mediana: 1,83 m
Deviazione standard: 0,57

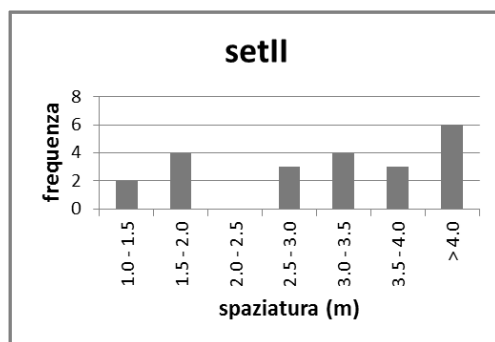


Mediana: 2,59 m
Deviazione standard: 1,30

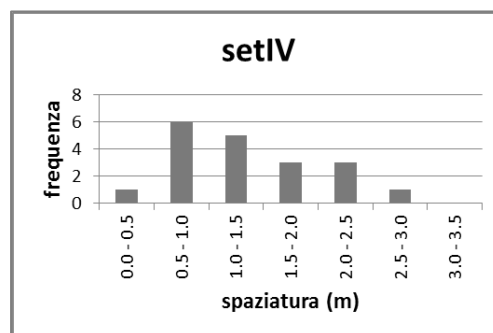


Mediana: 3,87 m
Deviazione standard: 2,06

Settore n° 2:

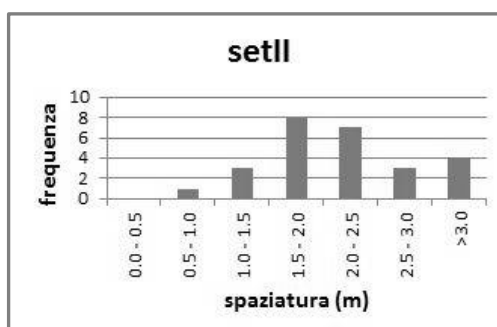


Mediana: 3,15 m
Deviazione standard: 2,27

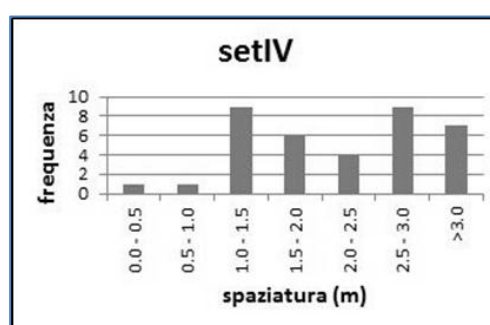


Mediana: 1,18 m
Deviazione standard: 1,66

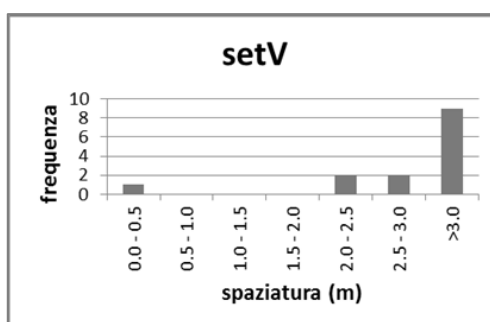
Settore n° 3:



Mediana: 2,08 m
Deviazione standard: 1,06

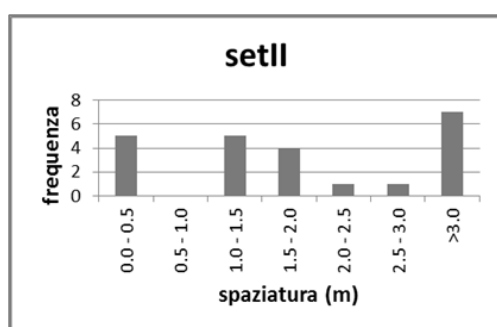


Mediana: 2,13 m
Deviazione standard: 1,39

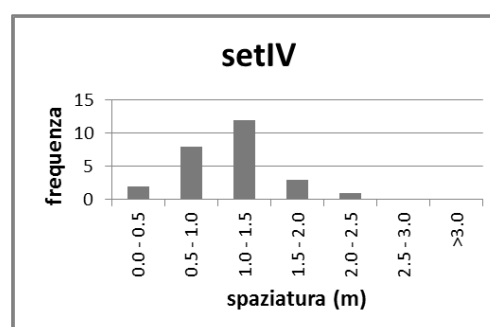


Mediana: 3,36 m
Deviazione standard: 2,87

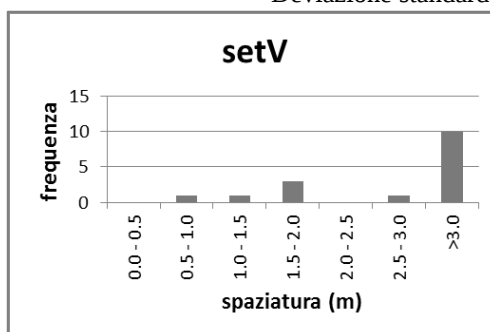
Settore n° 4:



Mediana: 1,83 m
Deviazione standard: 1,63



Mediana: 1,10 m
Deviazione standard: 0,50



Mediana: 4,25 m
Deviazione standard: 1,72

Dagli istogrammi di frequenza è possibile notare come la distribuzione dei dati non sia mai di tipo normale e risulti spesso asimmetrica o senza alcuna simmetria con vuoti o dati distanti dagli altri.

In tab. 4.3.2 è possibile osservare le classi relative alle misure di spaziatura che compaiono con più frequenza.

Settore	Set II	Set IV	Set V
1	1,0-1,5	1,0-1,5	> 3,0
2	1,5-2,0	0,5-1,0	-
3	1,5-2,0	1,0-1,5	> 3,0
4	1,0-1,5	1,0-1,5	>3,0
media	1,5	1,0-1,5	>3,0

Tab. 4.3.2 – Intervalli di misure di spaziatura per i 3 set di maggiore importanza ricavati dagli istogrammi di frequenza. Le misure di spaziatura sono indicate in metri.

Dal confronto tra le misure di spaziatura ricavate dalla nuvola di punti, risulta come tale parametro geomeccanico presenti valori maggiori al metro. Gli strati rocciosi (Set V) si presentano in banchi grossi.

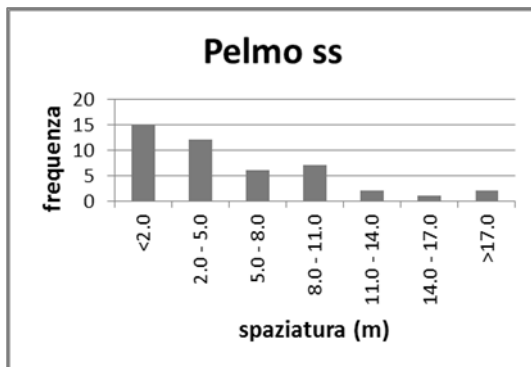
Al fine di conoscere con maggior precisione quale fosse lo spessore degli strati rocciosi, sono state fatte altre misure di spaziatura, senza prendere in considerazione le patch: dalla nuvola di punti è facile vedere dove si collocano i giunti di strato poiché il top dello strato è in posizione d'ombra per il fascio del laser scanner. In corrispondenza della superficie di stratificazione, compare un livello privo di punti.

Le misure sono state effettuate su due pareti diverse anche se attigue e con giacitura diversa: la parete settentrionale del Monte Pelmo ss e quella nord-orientale dello stesso. I valori di spaziatura sono stati poi riportati in istogrammi di frequenza e si è osservato come si distribuiscono le misure nelle varie classi. La distribuzione dei dati che risulta dagli istogrammi è quasi sempre asimmetrica.

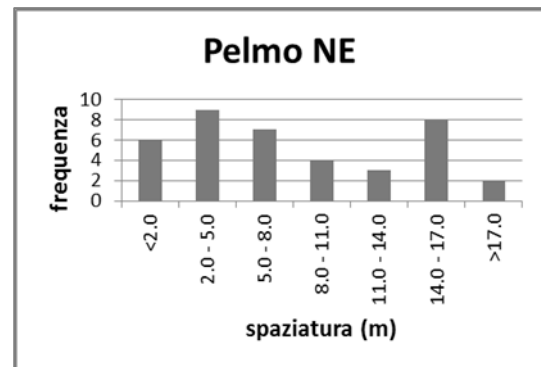
E' emerso come le distribuzioni delle misure di spaziatura fossero diverse per le due Formazioni, il che porta a pensare che c'è sicuramente una differenza di stratificazione, data da un diseguale spessore o potenza dei banchi rocciosi.

Qui sotto si riportano gli istogrammi ottenuti.

Dolomia Principale:

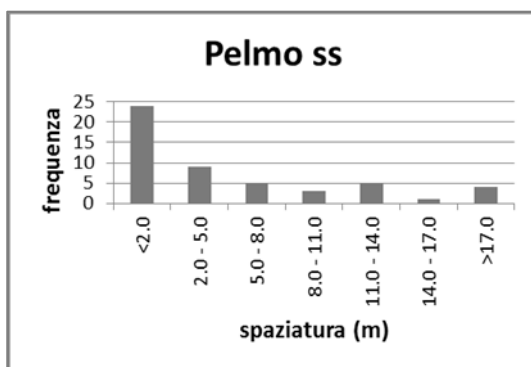


Mediana: 3,79 m
Deviazione standard: 4,75

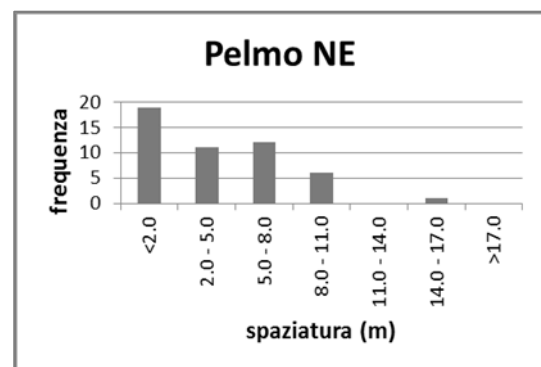


Mediana: 6,82 m
Deviazione standard: 5,67

Formazione di Monte Zugna:



Mediana: 2,2 m
Deviazione standard: 5,48



Mediana: 2,44 m
Deviazione standard: 3,24

Per trovare le misure di spaziatura di ogni set, si è stato tentato di applicare al caso in esame, anche un altro metodo proposto da Strouth & Eberhardt (2006) che prevedere di risalire direttamente alla misura di spaziatura tramite una “scanline virtuale”: questa tecnica prevede, in Split-FX, di inserire una linea perpendicolare al set della discontinuità di interesse e di contare il numero N di joint di quel set che intersecano tale linea.

E' necessario in Microsoft Excel applicare poi le formule (1) e (2) sostituendo i valori trovati tramite Split-FX:

$$l \cdot n = |l||n| * \cos \theta \quad (1)$$

$$s = \frac{L * \cos \theta}{N} \quad (2)$$

Dove si è indicato con:

- l , le componenti vettoriali nelle 3 direzioni degli assi;
- L , la lunghezza della linea, in metri;
- n , le componenti del vettore normale al piano del set.

La formula (1) indica di fare prima un prodotto scalare tra le componenti dei vettori ricavando il $\cos\theta$ che è necessario poi sostituire nella formula (2) ottenendo così la spaziatura. Questo metodo va utilizzato misurando almeno 5-6 scanline per set.

L'applicazione di questo metodo non è andato a buon fine perché ha dato delle misure di spaziatura non confrontabili con quelle ricavate tramite gli istogrammi di frequenza.

● **Rugosità**

Un altro parametro geomeccanico che è stato ricavato dai dati laser scanner è il coefficiente di rugosità, JRC.

E' stata individuata, dalla nuvola di punti, una superficie esposta che facesse parte di un set di discontinuità di interesse. E' stato necessario che tale piano avesse un'area dell'ordine di 10 m^2 e che contasse all'incirca 7000 punti (Haneberg, 2007). Il pregio di questa tecnica è quella di stimare la rugosità alla scala del blocco instabile e non di singole parti, per cui la misura che si ottiene è più indicativa e realistica di una misura fatta con Pettine di Barton alla scala decimetrica.

Per prima cosa, si è dovuto estrapolare dalla nuvola di punti, quei punti appartenenti alla superficie di interesse. Per fare ciò è stato utilizzato il software PolyWorks v. 10 (<http://www.innovmetric.com/>).

In Split-FX è stata importata la parte di nuvola di punti relativa alla frattura in esame. Dopo aver definito l'orientazione del laser scanner, è stata creata una superficie triangolata (mesh) definendo 3 punti per triangolo. Questo metodo si basa sulla conoscenza dell'angolo di dilatanza i che si trova dalla differenza tra l'orientazione del piano che fitta al meglio la frattura e l'orientazione dei triangoli che compongono la mesh (CFLHD, 2008; www.cflhd.gov).

In Split-FX è possibile ricavare i dallo stereonet: per fare ciò, sono state trovate le patch indicando che una di queste doveva al minimo essere costituita da 1 triangolo e l'angolo di deviazione delle normali poteva essere al massimo di 5° . A questo punto il programma ha plottato sul reticolo di Schmidt i poli di un gran numero di triangoli costituenti la mesh. Per trovare la giacitura media della superficie in esame, è stato aggiunto un set che comprendesse gran parte dei poli che rappresentavano la superficie della frattura.

L'osservazione dello stereonet ottenuto è stata particolarmente interessante: la discrepanza tra l'orientazione media del piano e quella dell' *i*-esimo triangolo costituente la mesh variava in base alla direzione considerata (Goodman, 1989; CFLHD, 2008; www.cflhd.gov) (fig. 4.3.2).

Dalla conoscenza del valore dell'angolo *i* nella direzione dell'immersione, è stato possibile ricavare il coefficiente di rugosità tramite la formula:

$$Z_2 = \tan(i) \quad (3)$$

Il valore di Z_2 è stato sostituito nella formula proposta da Tse & Cruden (1979) per ricavare JRC:

$$JRC = 32,2 + 32,47 \log(Z_2) \quad (4)$$

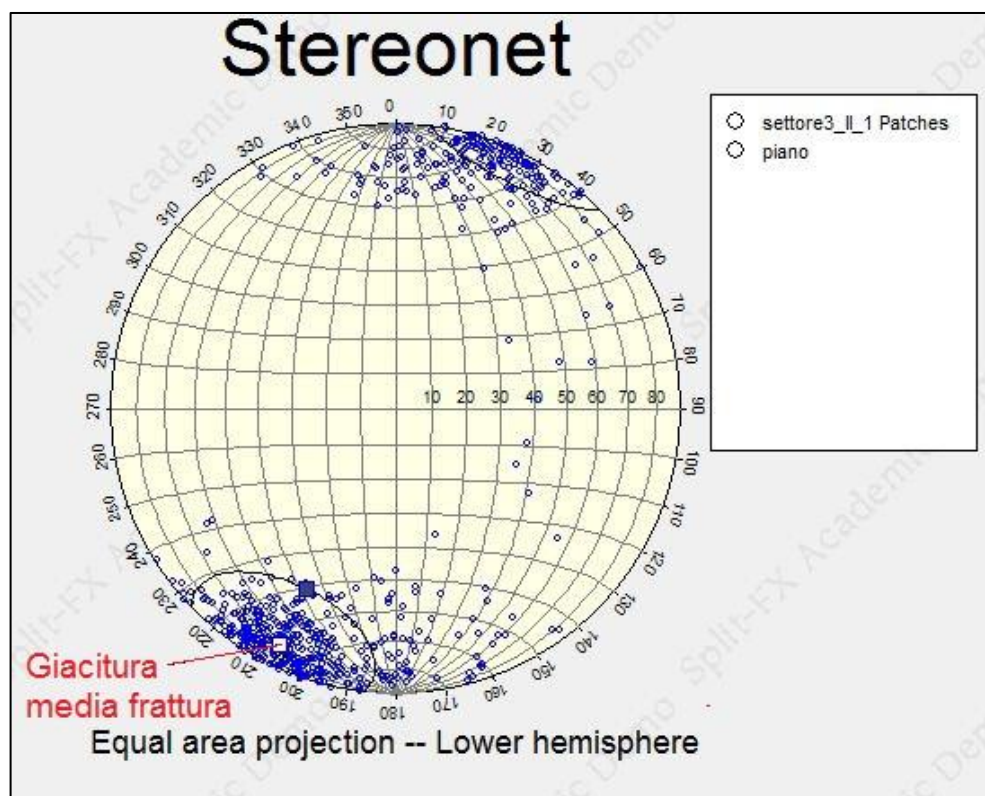
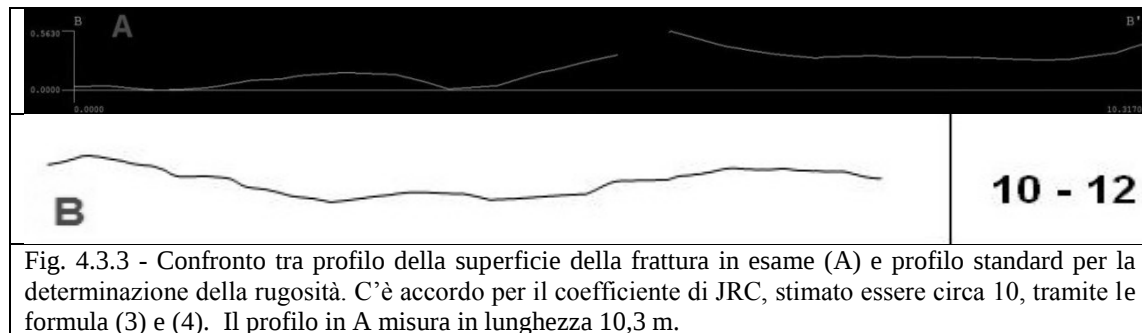


Fig. 4.3.2 – Stereonet relativo alla superficie esposta di un joint del set II, settore 3. Con punti blu sono indicati i poli relativi ai triangoli costituenti la superficie triangolata 3D. Lo scostamento angolare tra l'orientazione media del piano che fitta questa superficie e l'*i*-esimo triangolo, definisce la dilatanza *i*. E' possibile osservare come l'angolo *i* vari a seconda della direzione considerata. *i* = 15-20° lungo direzione e 10-15° lungo immersione.

Dall'analisi dello stereonet in fig. 4.3.2 relativo alla superficie di un joint del set II, settore 3, si è ottenuto un coefficiente JRC pari a 10.

A conferma che il valore di JRC fosse attendibile, è stato realizzato un profilo lungo immersione tramite lo strumento “cross section” di Split-FX. Dal confronto del profilo così ottenuto con uno standard (Barton & Choubey, 1977) (fig. 4.3.3) si è ottenuto un coefficiente di rugosità compreso tra 10 e 12, simile a quello stimato tramite il procedimento descritto sopra.



Si riporta nella tab. 4.3.3 qui sotto, un confronto tra il coefficiente di rugosità stimato tramite l'osservazione di stereonet di fratture appartenenti ai set II, IV e V e JRC trovato da misure dirette con il pettine di Barton durante il rilievo geomeccanico eseguito alla base della parete sud-occidentale delle Cime di Val d'Arcia (cap. 3.2).

Set	Split-FX	Rilievo Geomeccanico
II	11,5	8-10
IV	12,6	10-12
V	7,7	6-8

Tab. 4.3.3 – Coefficienti di rugosità trovati con Split-FX ricavando il valore di dilatanza tramite stereonet di fratture estrapolate dalla nuvola di punti e valori trovati durante il rilievo geomeccanico tradizionale tramite confronto di profili misurati direttamente con il pettine di Barton e profili standard.

- **Blocchi instabili**

La presenza di blocchi in **condizioni di stabilità** precarie, è condizionata dalla presenza di determinati sistemi di discontinuità. Nel caso della parete settentrionale del monte Pelmo, è stato possibile notare la presenza di 3 set che isolano blocchi di roccia a forma di parallelepipedo (fig. 4.3.4). Dal confronto delle giaciture di superfici che isolano pilastri rocciosi nel settore n° 3 e le discontinuità venute a giorno dopo il **crollo del 31/08/2011** risulta come in entrambi i casi le fratture che isolano i blocchi siano riconducibili agli stessi set II e IV. L'angolo formato tra questi due sistemi di frattura è di circa 90° (fig. 4.3.5). Questa situazione è molto simile a quella del crollo di Cima Una avvenuto nell'ottobre 2007: studi condotti da Viero et. al, (2012) tramite l'uso del laser scanner, hanno mostrato come per questa frana le due superfici che hanno isolato il blocco erano ad alto angolo (circa 70°) e presentavano un angolo tra esse di 80° .

La base di questi blocchi è data dai giunti di strato a basso angolo (set V) che presentano un'inclinazione vicina all'angolo di attrito compreso tra 32 e 45° (fig. 4.3.4) stimato a partire dal valore RMR di base ricavato a seguito della scanline tradizionale (cap. 3.2).

Un'altra superficie che isola blocchi al tetto o alla base è data da fratture ad alto angolo come quelle del sistema V_2 (fig. 4.3.5).

Si è tentato di risalire al volume del blocco di roccia caduto il 31/08/2011 e di stimare il volume di future frane di crollo prendendo in considerazione blocchi di roccia isolati dagli stessi sistemi di joint. Le stime di volumetria sono state effettuate in PolyWorks misurando la distanza tra punti e moltiplicando poi i valori di area di base per altezza.

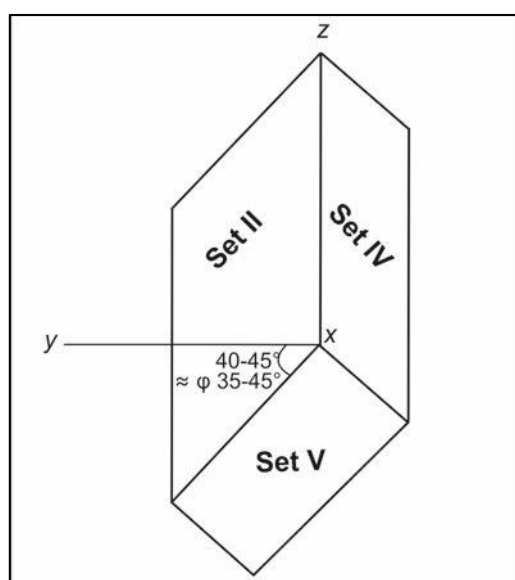


Fig. 4.3.4 – Schema raffigurante un blocco della parete isolato dai sistemi II e IV ad alto angolo e dal sistema V a più basso angolo. E' indicata l'inclinazione del sistema V molto vicina all'angolo ϕ di attrito. Il disegno è in assonometria visto dal basso. Sono indicati gli assi x, y e z riferiti rispettivamente alla direzione del nord, est e l'alto. x è uscente verso l'osservatore.

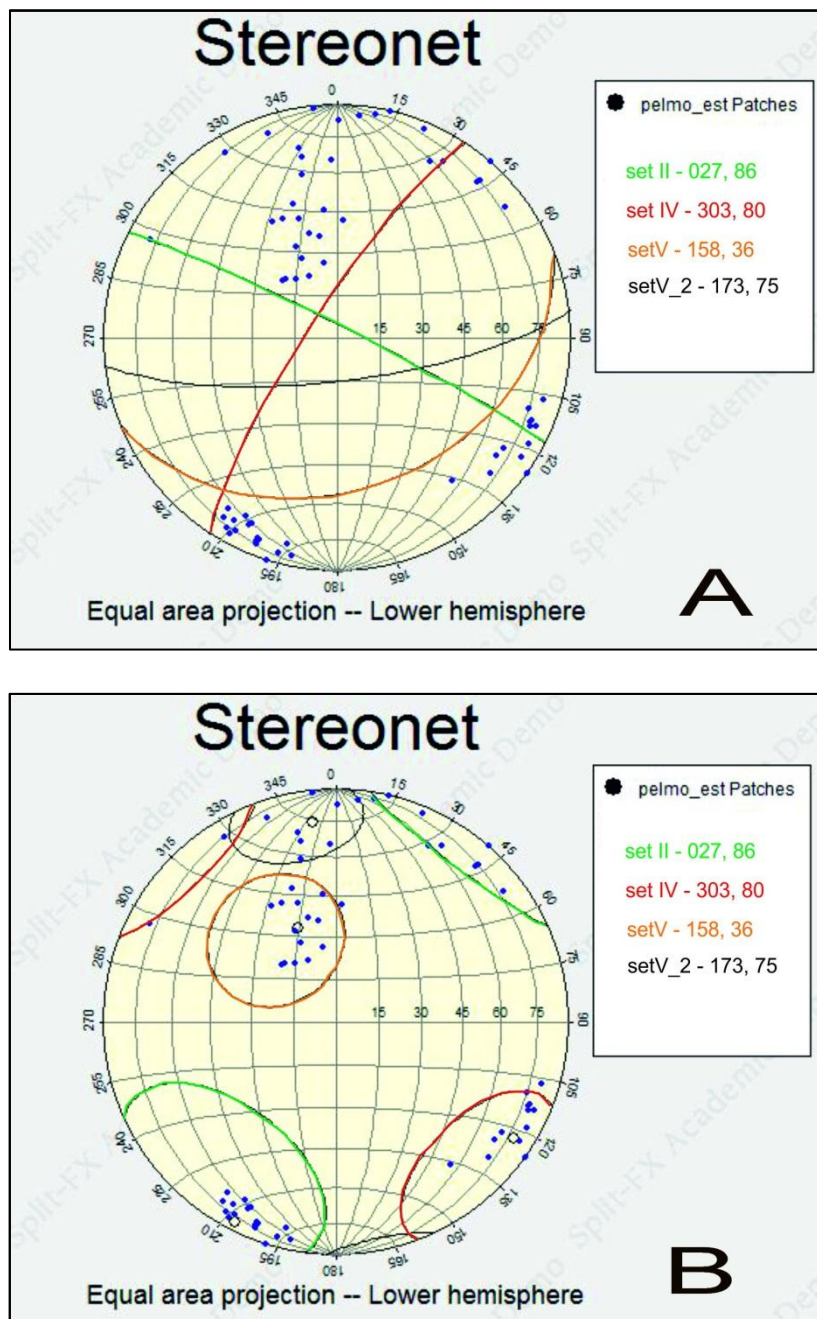


Fig. 4.3.5 – Stereonet delle discontinuità che isolano blocchi sulla parete settentrionale del Mone Pelmo. A: sono indicate le ciclografiche dei piani; B sono evidenziati i poli rientranti in ogni set.

E' risultato che il **blocco staccatosi la mattina del 31 agosto 2011** presentava dimensioni pari a 20x22x15 m rispettivamente in larghezza, profondità e altezza. Si è ottenuto un volume di circa 6600 m³ che risulta più del doppio delle stime effettuate da tecnici poco dopo l'evento: i quotidiani riportavano infatti come fosse stato ipotizzato un volume di 2500 m³. Una discrepanza così grande può essere dovuta al fatto che gran parte della massa franata si è disintegrata durante la caduta. Un profilo ricavato con

Split-FX dal modello triangolato (fig. 4.3.6) evidenzia come la parte alta della parete sia infatti meno pendente ($70-66^\circ$) della parte medio-bassa (78°). Movimenti di rotolamento e saltazione alternati a tratti da cadute libere a causa della presenza di pareti verticali, hanno contribuito a disgregare la massa rocciosa in caduta. Foto scattate poco dopo l'evento (fig. 2.1.1) mostrano come i 2/3 inferiori della parete lungo la direttrice del crollo, fossero ricoperti di polvere confermando questo processo. Sebbene non sono disponibili video o altro materiale che documenti l'evoluzione cinematica del crollo, ci sono somiglianze tra questa frana in esame e quella di Cima Una (Viero et al., 2012): l'evoluzione di entrambi questi eventi è stata influenzata dal percorso seguito dalla massa rocciosa in caduta. In particolare nel caso del crollo di Cima Una, ben l'80% del totale di roccia franata è stato ridotto in polvere (Viero et al., 2012) e ciò può far comprendere come in eventi di questo tipo, il macereto di frana sia una frazione piccola del volume totale.

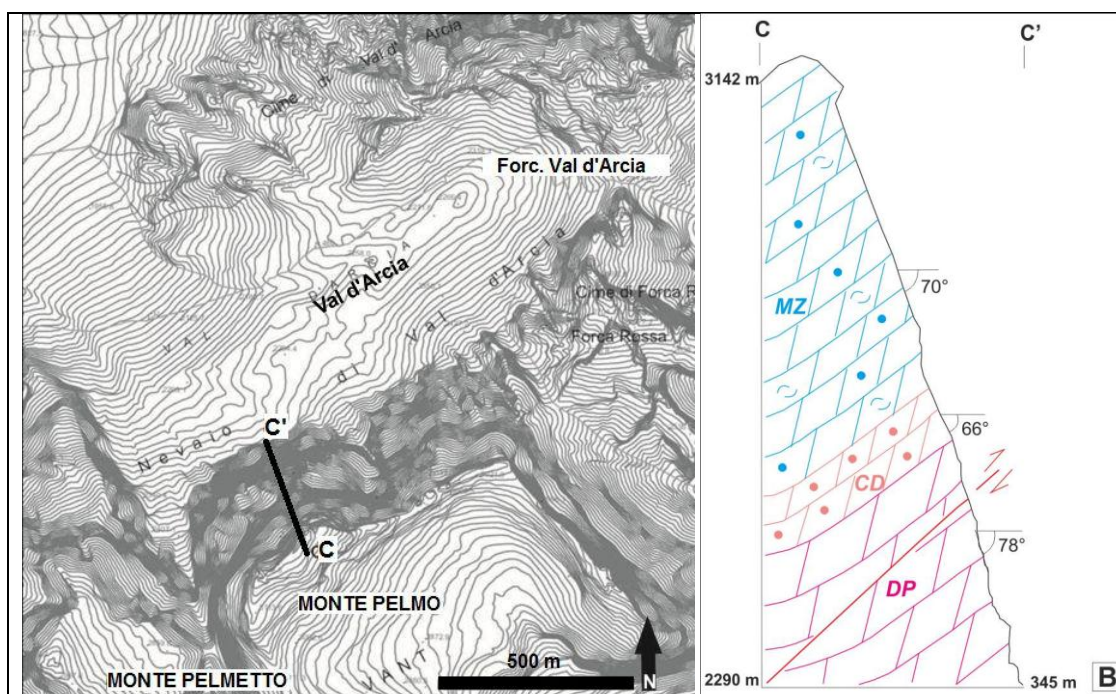


Fig. 4.3.6 – Profilo della parete settentrionale del Monte Pelmo, realizzato dalla nuvola di punti con Split-FX. A sinistra è indicata la traccia del profilo, mentre a destra è rappresentato il profilo vero e proprio con aggiunta la geologia. Si nota come la parte alta della parete sia meno pendente di quella medio-bassa.

MZ: Formazione di Monte Zugna; CD: Calcari Grigi; DP: Dolomia Principale

Il distacco del 31/08/2011 non ha tuttavia esaurito del tutto la possibilità di **ulteriori crolli dallo stesso sito**: al di sopra della nicchia è presente un ulteriore blocco di roccia, isolato alla base da un giunto di strato senza alcun appoggio (fig. 2.1.4). Questo blocco di roccia presenta dimensioni (stimate tramite misure effettuate con PolyWorks sulla nuvola di punti) di: 20x15x9,7 m rispettivamente in larghezza, profondità e altezza e se cadesse darebbe origine ad una frana di 2910 m^3 .

L'analisi delle situazioni di instabilità è stata successivamente estesa a tutta la parete, ricercando quei blocchi di roccia isolati dagli stessi sistemi di discontinuità che hanno dato luogo al crollo del 31/08/2011. In fig. 4.3.7 è indicata la posizione dei blocchi analizzati.

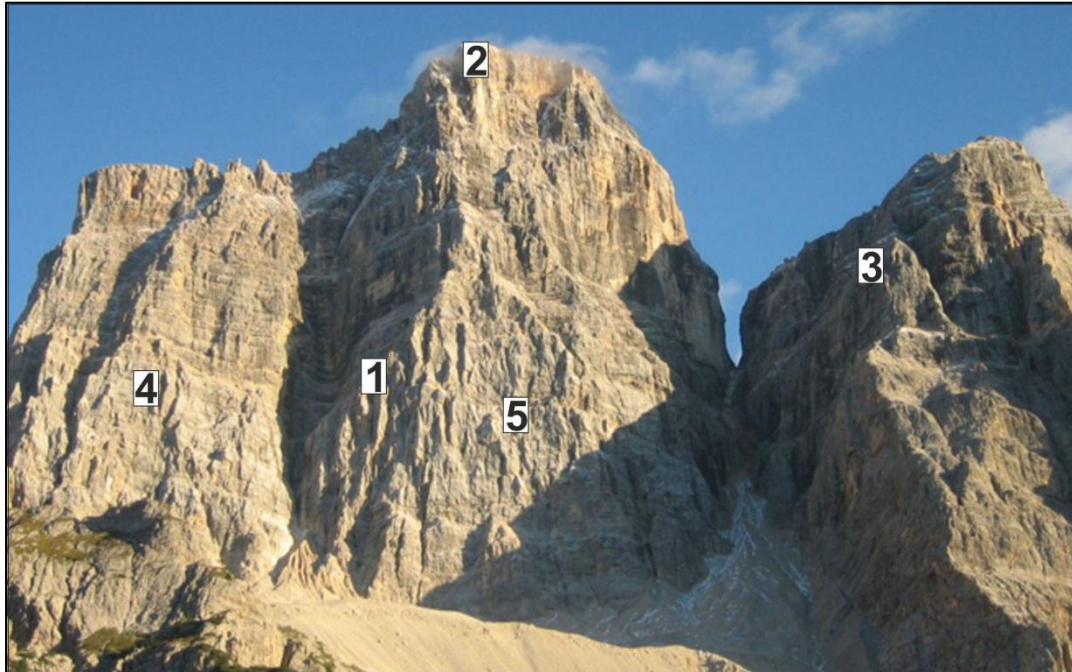


Fig. 4.3.7 – Panoramica della parete settentrionale del Monte Pelmo con indicata la posizione dei blocchi ritenuti instabili.

C'è subito da dire che la ricerca delle situazioni di instabilità non è stata svolta direttamente sul luogo: questo avrebbe comportato il lavoro di una cordata di scalatori che avrebbero dovuto calarsi in parete segnalando la presenza di blocchi distaccati.

Il tentativo che ci si è proposti si è basato sull'analisi di fotografie e soprattutto sulla visione in dettaglio della nuvola di punti dalla quale è stata poi verificata la presenza delle discontinuità "critiche". Sono poi state prese le misure dei blocchi al fine di stimarne il volume. Questa precisazione è doverosa per dire che può essere che tali blocchi di roccia siano ancora ben ancorati all'ammasso roccioso e molta importanza nel distacco di materiale da una parete è rivestita dal grado di alterazione delle fratture e dai ponti di roccia "*rock bridges*". Tuttavia il tentativo di trovare i blocchi instabili in parete può essere importante per fornire una stima dell'entità di futuri crolli. In tab. 4.3.4 sono indicate le dimensioni dei blocchi analizzati e il loro volume.

Blocchi instabili		
	Dimensioni (m) (lpxh)	Volume (m ³)
Blocco 1	16,1x12,8x14,2	2926
Blocco 2	21x21x44	19.404
Blocco 3	7,6x20,2x5,1	783
Blocco 4	6,6x5,3x35,7	624
Blocco 5	3x4x18	216

Tab. 4.3.4 – Dimensioni e volumi di blocchi ritenuti in condizioni di instabilità stimate dall'analisi della nuvola di punti. I blocchi sono quelli indicati in fig. 4.3.7.

Dalla tab. 4.3.4 si nota come le frane che potrebbero in futuro distaccarsi dalla parete avranno un volume compreso tra le centinaia e le decine di migliaia di m³: risulta quindi la possibilità di eventi con magnitudine differente.

Di seguito si riportano le situazioni di instabilità più evidenti e caratteristiche.

I blocchi n° 1 e 2 presentano una tipica condizione della porzione centro-orientale della parete, dove sono diffusi pilastri di roccia a forma di parallelepipedo isolati dagli stessi sistemi di discontinuità (II, IV, V_2) che hanno condizionato il crollo del 31/08/2011 (fig. 4.3.8). Tali ammassi rocciosi spesso non presentano alcun appoggio alla base per cui potranno scendere dalla parete per caduta: questo elemento costituisce un grado di pericolo elevato perché gran parte dell'energia si dissipa durante la caduta solo se la massa in caduta si frammenta durante il percorso.

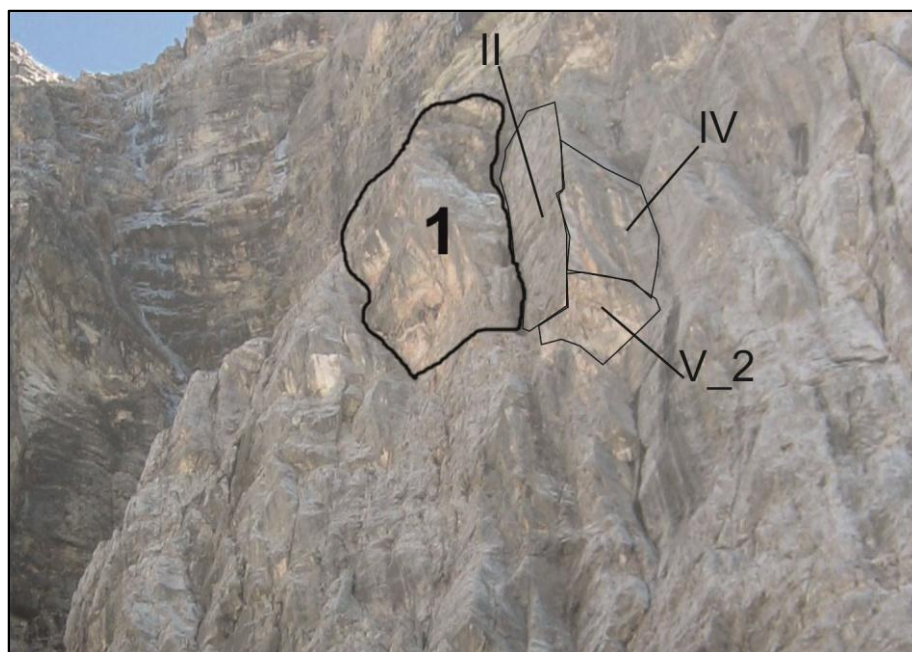


Fig. 4.3.8 – Blocco n°1. A destra di questo sono presenti altri pilastri rocciosi isolati dagli stessi sistemi di discontinuità che hanno condizionato il crollo del 31/08/2011. La vista è verso SE.

Il blocco n° 2 è tra tutti quelli analizzati, quello che presenta volume maggiore (tab. 4.3.4), sfiorando i 20.000 m³. Si tratta di un pilastro roccioso in posizione adiacente alla nicchia di distacco del crollo del 31/08/2011 (fig. 4.3.9). Dalla foto la cosa più evidente è come tale blocco roccioso risulta isolato dal corpo della montagna da discontinuità riconducibili al set II. Probabilmente lungo questa frattura il grado di alterazione della roccia è elevato.



Fig. 4.3.9 – Il blocco n° 2 situato sotto la cima principale del Monte Pelmo, a ridosso della nicchia di distacco del crollo del 31-08-2011. Le discontinuità critiche che isolano la massa rocciosa sono quelle riconducibili al set II, affette probabilmente da alterazione, quella del set IV e set V.

• **Confronto con rilievo geomeccanico**

Mettendo a confronto i dati ricavati a seguito del rilievo geomeccanico tradizionale (tab. 3.2.1) e dell'analisi tramite Split-FX della nuvola di punti (tab. 4.3.1, 4.3.2 e 4.3.3) è possibile notare come:

- La maggior parte dei set trovati per mezzo del rilievo geomeccanico tradizionale sono stati confermati anche dal riconoscimento automatico; l'inclinazione media del set è in genere maggiore nel caso delle discontinuità individuate con Split-FX mentre c'è accordo per la direzione. Un esempio è il set III che non compare nello stereonet ottenuto dalla nuvola di punti dove invece è rappresentato solo il set IV che presenta stessa direzione ma inclinazione maggiore. Questo problema è probabilmente dovuto ad una non precisa orientazione della nuvola di punti rispetto al fascio del laser scanner;
- L'utilizzo del programma Split-FX ha consentito di riconoscere la presenza di altri set di discontinuità (es. set V_2) che non erano stati individuati dal rilievo geomeccanico tradizionale: il motivo di questa discrepanza può essere dovuta al fatto che il rilievo geomeccanico tradizionale non è stato svolto sulla parete dove è stato effettuato il rilievo laser scanner a causa della pericolosità che può derivare dalla breve ma rischiosa permanenza al di sotto di una parete soggetta a continua caduta di detrito e alla difficile accessibilità.
- La tecnica laser scanner non è stata in grado di rilevare il set I che invece nella scanline tradizionale risultava il sistema più frequente. Questo sistema di discontinuità può aver avuto orientazione sfavorevole al fascio: in fig. 4.3.10 si può infatti notare come la direzione di questo set è quasi parallela a quella del fascio del laser scanner per cui non dà luogo a molte riflessioni. Nel caso in cui il rilievo fosse stato svolto nel sito dove è stata fatta la scanline tradizionale probabilmente questo sistema sarebbe stato rilevato perché in questo caso la linea di vista sarebbe risultata circa perpendicolare.
- I set ricavati dalla nuvola di punti risultano più spazati rispetto agli stessi trovati con il rilievo geomeccanico tradizionale. Tale differenza può essere dovuta al fatto che la distanza di circa 250 m tra il laser scanner e la parete e il passo di campionamento di 10 cm, fossero eccessivi per un rilievo geomeccanico di dettaglio. Inoltre, le misure sono state fatte su porzioni di parete sensibilmente più in alto rispetto la posizione dello strumento per cui l'errore relativo alla posizione dei target rilevati è maggiore rispetto ad altri a quota più bassa.

Con il TLS probabilmente sono state evidenziate solo quelle fratture che presentavano sufficiente superficie esposta mentre chiaramente, quelle chiuse non erano rilevate.

Inoltre, per quanto riguarda lo spessore dei banchi della Dolomia Principale, la notevole differenza nelle misure tra il rilievo con laser scanner e geomeccanico tradizionale può essere imputata alla diversa posizione nella successione stratigrafica: la sequenza sulla quale è stato svolto il rilievo geomeccanico

tradizionale si trovava stratigraficamente al di sotto di quella dove è stato compiuto il rilievo TLS, di circa 200 m. Dove affiorava la Dolomia Principale presso le Cime di Val d’Arcia, la parte di sequenza esaminata poteva riferirsi ad un livello intertidale dove la stratificazione è particolarmente fitta.

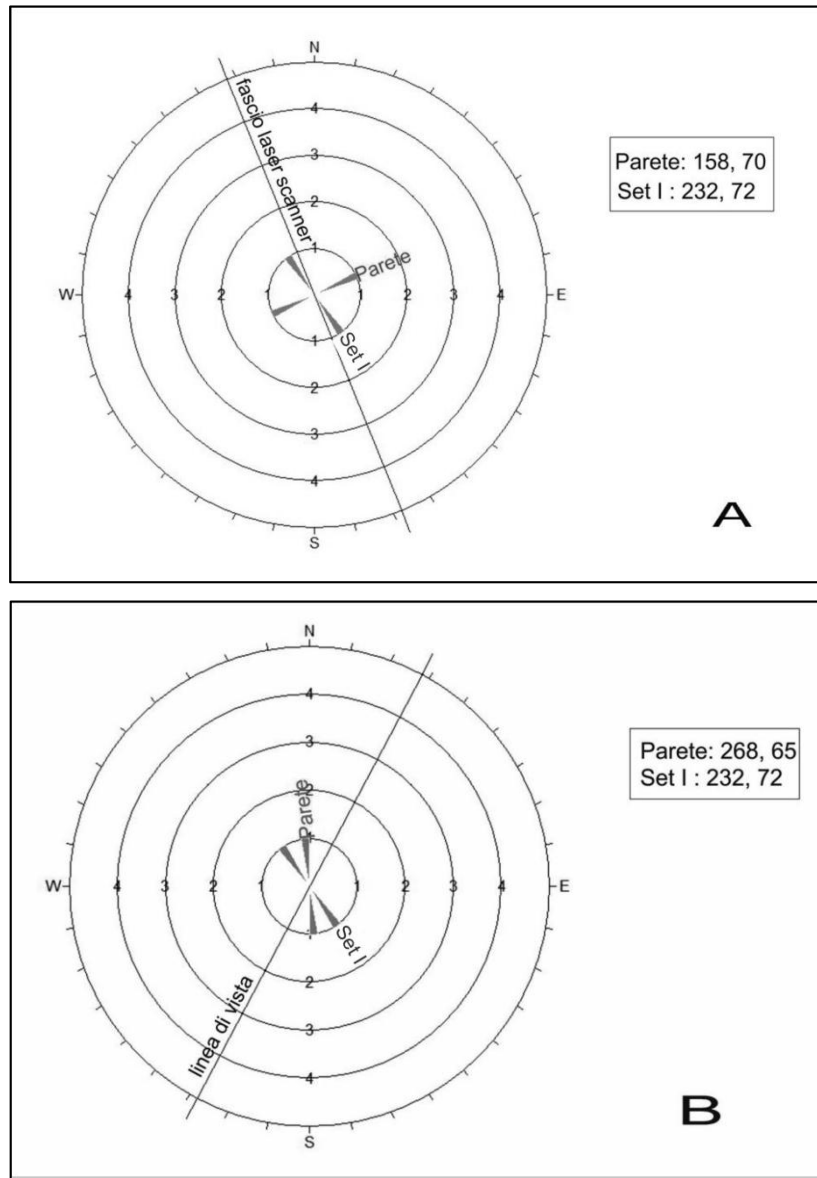


Fig. 4.3.10 – Rose diagram. Sono indicati la direzione del set I, della parete e del fascio laser scanner/linea di vista, nella situazione in cui è stato svolto il rilievo TLS (A) e la scanline tradizionale (B).

- I coefficienti di rugosità (JRC) ricavati dalla nuvola di punti e dal rilievo geomeccanico tradizionale per ogni set (tab. 4.3.3) sono molto simili. Sembra possibile ottenere attendibili valori di rugosità con l’impiego del TLS anche in situazioni di difficile accessibilità dove sarebbe impossibile eseguire scanline tradizionali.

4.4 - DEBRIS FLOW: POST EVENTO 1994

- **Situazione attuale e confronto con il rilievo topografico del 1995**

Lo scopo dell'indagine tramite fotogrammetria, era quello di ricavare un modello digitale del terreno (DEM) di dettaglio del debris flow come si presenta oggi (fig. 4.4.1).

Un secondo DEM è stato ricavato a partire da una carta alla scala 1:5.000 rilevata con stazione totale (TS) dall'ARPAV (Del Longo et al., 2001b) nell'ottobre del 1995, un anno dopo la colata detritica del 14/09/1994. Per fare ciò è stato necessario digitalizzare con ArcGIS v. 10.0 (<http://www.esriitalia.it/>) le curve di livello. Si è creata anche una feature poligonale per indicare i limiti (boundary) dell'area di interesse, così che il DEM non comprendesse aree al di fuori del debris flow.

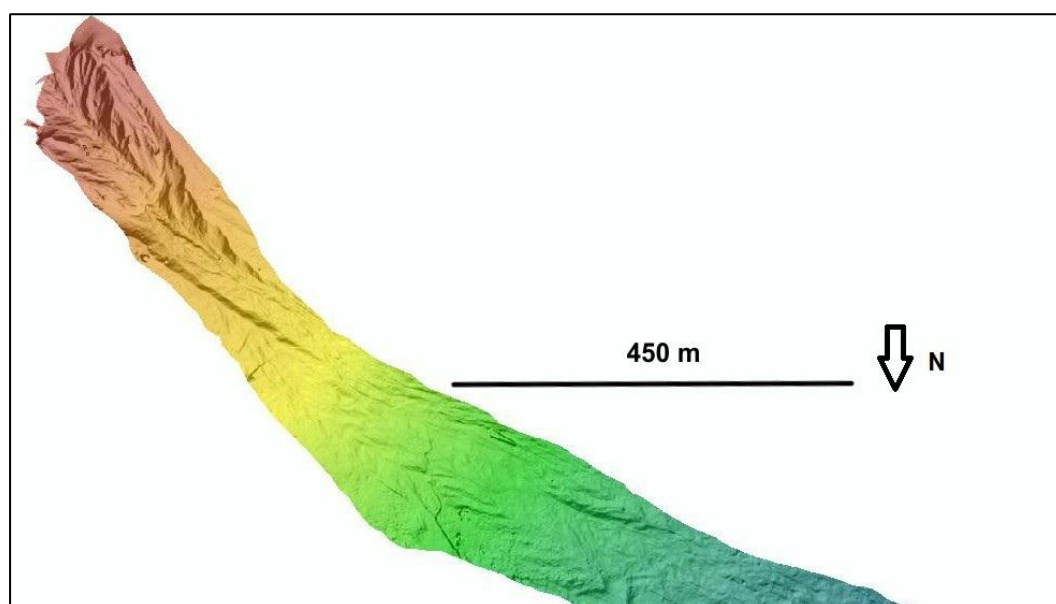


Fig. 4.4.1– Schermata di ArcScene con il DEM ricavato con il rilievo fotogrammetrico sovrapposto al modello ombreggiato (hillshade) della superficie. La vista è verso sud.

Lo strumento di ArcToolbox “Create TIN”, all’interno del pacchetto 3D Analyst, ha consentito di creare un modello tridimensionale triangolato a partire dallo shapefile delle isoipse. Il DEM è stato infine ricavato tramite il tool “TIN to raster”. Il DEM infatti è un raster, all’interno delle cui celle è presente un valore che si riferisce alla quota. Tuttavia, in sé, il DEM non fornisce una visione tridimensionale della superficie, per cui c’è stato bisogno di un altro strumento chiamato “hillshade” per ottenere un modello tridimensionale ombreggiato che permettesse di facilitare la visione 3D della

superficie per mezzo di una fonte di luce fittizia che si immagina illumini il versante. Importando il DEM in ArcScene è stato possibile osservare la superficie del versante in 3D (fig. 4.4.2).

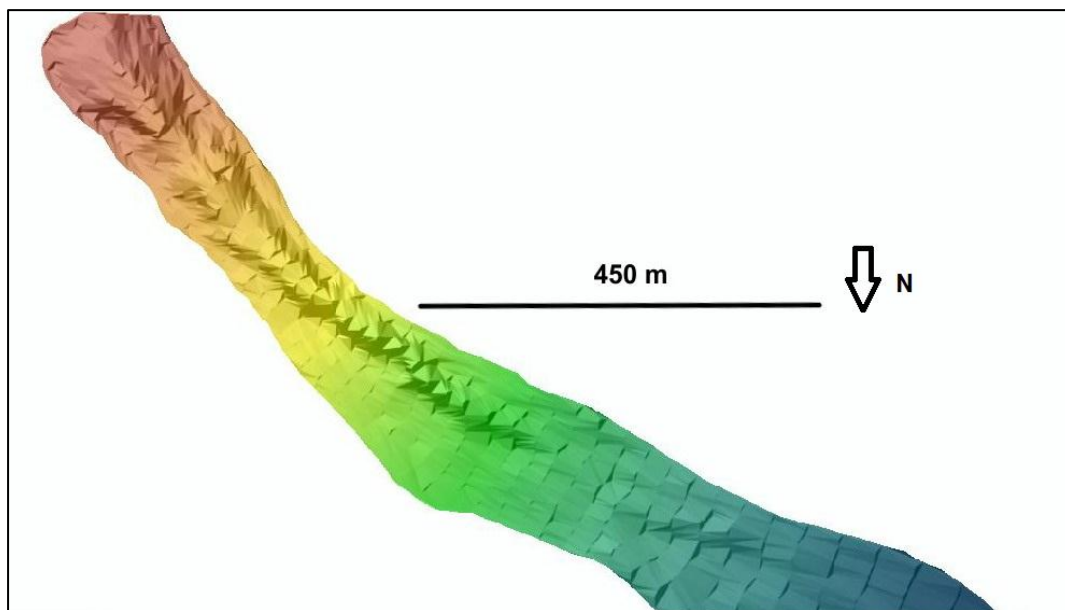


Fig. 4.4.2 – Schermata di ArcScene con il DEM ricavato dalla carta 1:5000 sovrapposto al modello ombreggiato (hillshade) della superficie. E' evidente uno strano gradino in corrispondenza delle isoipse. La vista è verso sud.

La cosa che è risultata più evidente fin da subito, è stata una sorta di “gradinatura” sulla superficie del DEM che è assolutamente innaturale visto che invece in natura questi scalini sono assolutamente assenti e la superficie è “liscia”. Una risposta al problema è da ricercarsi nell’origine dei dati su cui ci si è basati per la costruzione della superficie digitale del terreno: cioè una carta ad isoipse nella quale il valore della quota non è distribuito uniformemente su tutto il versante. In mancanza di punti topografici aventi una quota che potessero integrare il dato delle isoipse, si è quindi pensato di ricavare una distribuzione casuale (random) di punti a partire dal DEM tramite “Hawth’s tools”, un pacchetto aggiuntivo di ArcGIS 9.3. Tuttavia anche con questo metodo il problema non è stato risolto perché la distribuzione random dei punti ottenuti era ricavata dal DEM che presentava questo difetto.

Il DEM che è stato ottenuto, presentava pixel aventi lato di cella di 1 m. E’ stato notato che aumentando il lato di cella, fino a 10 m, si perdeva in risoluzione spaziale ma la superficie del modello digitale del terreno, pur presentando gli stessi problemi di “costolatura” presso le isoipse di input, presentava una superficie più liscia. Questo suggerisce che a partire dai dati di input non è possibile ottenere un DEM ad alta risoluzione poiché i punti che portano l’informazione della quota sono troppo lontani gli uni dagli altri.

Per stimare le **differenze intercorse tra il debris flow del 1994 e la situazione attuale** della colata detritica, si sono sottratti i due DEM tramite lo strumento “raster calculator” presente nel pacchetto “Spatial Analyst” di ArcGIS, ottenendo come risultato un file raster chiamato **“DEM of Difference”** (DoD) (Heckmann et al., 2012; Scheidl et al., 2008). Con il *DEM of Difference* è possibile determinare cambiamenti di elevazione intercorsi tra due superfici e il rispettivo volume di materiale asportato/depositato.

Prima di fare questa operazione è stato necessario assicurarsi che entrambi i DEM si sovrapponevano perfettamente: è stata svolta ad ognuno un’operazione di ritaglio (clip) tramite il tool “Extract by mask” fornendo lo shapefile poligonale (boundary) che delimita l’area di interesse.

Per mettere in risalto le zone con differenti valori di variazione di quota, è stata necessaria una classificazione dei valori.

Un primo risultato è stato il valore di erosione ed accumulo in 17 anni (1995-2012) di attività del debris flow: i valori forniti dal DEM indicavano un abbassamento massimo di 22,5 metri nella zona di nicchia e un innalzamento di 16 metri nella zona di arresto dei surges (fig. 4.4.3).

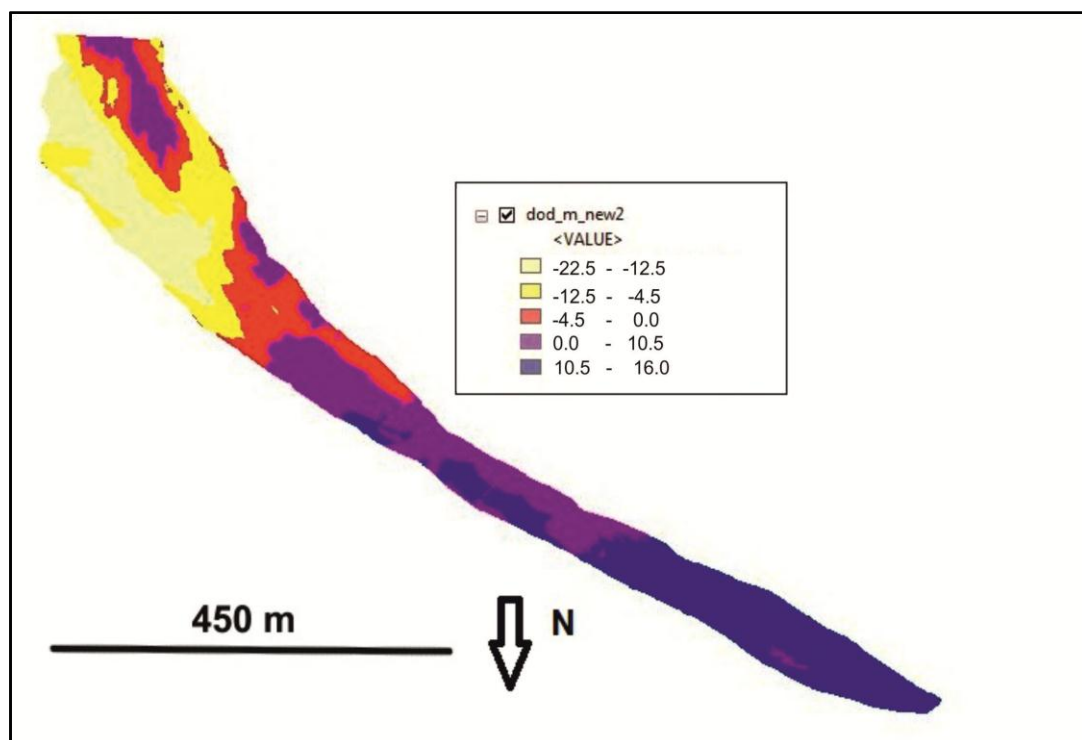


Fig. 4.4.3 – Schermata di ArcMap con rappresentato il DoD riclassificato in 5 classi indicate nel riquadro con i relativi valori di abbassamento (negativi) o di innalzamento (positivi) della superficie topografica. Il passaggio tra erosione e sedimentazione è tra il colore rosso e quello viola.

Successivamente è stata stimata la **variazione di volume** intercorsa tra il 1995 e il 2012 nelle due zone di erosione ed accumulo. Tale operazione è stata realizzata facendo uso dello strumento “Surface Volume”.

E’ risultato che in 17 anni sono stati erosi 171.500 m³ e che sono stati depositati 146.000 m³ (tab. 4.4.1).

Debris flow Monte Pelmo ottobre 1995 – ottobre 2012	
Abbassamento massimo presso nicchia	22,5 m
Innalzamento massimo zona accumulo	16,0 m
Volume materiale eroso	171.500 m ³
Volume materiale sedimentato	146.000 m ³

Tab. 4.4.1 – Valori di variazione della superficie topografica ricavati dal DoD e conseguenti volumi di materiale eroso e sedimentato nel canale tra l’ottobre 1995 e 2012.

Questi dati sono realistici per due motivi:

- se si considera il **tasso medio di erosione annuo** corrispondente alla **portata solida annua**, si ottiene un valore di circa 10.000 m³/anno che per un debris flow sono accettabili: un torrente instabile, nell’area del Monte Pelmo, come il Rio Canedo o il Rio Torbol hanno una portata solida annua di circa 2500-3000 m³ (Del Longo et al., 2001b) e in un debris flow è almeno un evento di circa 1000 m³ avviene in un anno (Berti et al., 2000). E’ inoltre possibile che presso la colata detritica del Monte Pelmo, tra il 1995 e il 2012, surges più importanti siano accaduti;
- la **percentuale di materiale fine** stimata tramite:

$$f = 100 \cdot (v_e - v_a) / v_e \quad \text{dove:}$$

f: % di materiale fine trasportato a valle dalle acque;

v_e: volume di materiale eroso;

v_a: volume di materiale sedimentato;

è risultata del 15% che è un valore medio realistico della frazione di fine (< 0,065 mm) corrispondente al limo ed argilla presente nel detrito mobilizzato dal surge. Prendendo in considerazione il debris flow di Acquabona, Tecca & Genevois (2009) hanno trovato una concentrazione di materiale fine compresa tra il 10% presso la nicchia di distacco del debris flow e il 30% presso la zona di trasporto ed accumulo (fig. 2.2.1). Anche i risultati di analisi granulometriche effettuate su vari debris flow dell’area dolomitica hanno portato a valori simili (Progetto UE-Tharmit EVG1-CT-1999-00012).

Purtroppo risulta difficile fornire una **stima dell’errore** associato ai valori di volume forniti in questo lavoro come invece viene riportato nella maggior parte degli studi che

si occupano di questo argomento (Scheidl et al., 2008; Theule et al., 2011). Le stime qui indicate sono basate su dati molto diversi tra loro: un DEM ricavato da una carta ad isoipse e da un rilievo fotogrammetrico, due diverse tecniche che presentano errori nelle misure piuttosto differenti. Molti dubbi permangono sull'errore che possono aver dato gli innaturali andamenti di quota ("gradini") presenti nel DEM del 1995.

Valori di erosione/accumulo di 22,5 e 16 m (tab. 4.4.1) rispettivamente in 17 anni sono stati confrontati con altri dati disponibili in letteratura riguardanti altri debris flow delle Alpi. I debris flow considerati, presentavano un bacino a monte del canale superiore come estensione a quello del monte Pelmo: è il caso del grande Illgraben in Svizzera (9,5 km²) dove Schlunegger et al., (2009) hanno stimato che in 45 anni sono stati depositi 40 m di sedimenti sul conoide. Scheidl et al., (2008) hanno confrontato modelli digitali del terreno acquisiti tramite Lidar prima e dopo un evento piovoso intenso nel 2005 che ha dato origine ad una colata detritica di 7000 m³ nel bacino del torrente Glattbach che presenta un'estensione di 1,9 km² e una pendenza media di 40°. Per quest'evento gli autori hanno ipotizzato una variazione della superficie topografica presso il cono alluvionale di circa 20 cm; per lo stesso fenomeno temporalesco nel bacino del torrente Glyssibach che presenta un'estensione di 2,2 km² con un'inclinazione media di 22°, un evento di 50.000 m³ ha portato una variazione sulla superficie di 45 cm mentre una frana alla testata del bacino che ha alimentato la colata detritica ha fatto abbassare il precedente piano campagna di 4,5 m.

Se si confrontano i dati in possesso con quelli di bacini ben più vasti di quello che fa capo al debris flow del Monte Pelmo sembra che il tasso di erosione/sedimentazione nel solco di incisione del debris flow siano esagerati: il bacino idrografico a monte del solco di incisione ha un'estensione di 0,3 km² e una pendenza media di 48° (tab. 2.2.1). Un bacino così piccolo, impostato quasi del tutto su roccia in posto è difficilmente interessato in maniera estesa da processi di frana come in bacini più vasti come quelli citati in precedenza (Illgraben, Glattbach e Glyssibach) dove l'afflusso di materiale che alimenta colate detritiche può essere più importante rispetto al caso del piccolo bacino del Monte Pelmo.

A tal proposito, volgendo lo sguardo alle **sorgenti di materiale** a disposizione per i surges nel debris flow del Monte Pelmo, appare interessante quanto sostenuto da Theule et al., (2011) a proposito del debris flow del torrente Manival ubicato sulle Prealpi Francesi nei pressi di Grenoble. Anche in questo caso il bacino che fa capo al torrente è molto più vasto di quello del Monte Pelmo (ben 3,6 km²) e presenta una pendenza media del rilievo più bassa (16%, circa 10°). Gli autori hanno posto la loro attenzione sui **meccanismi di trasporto** e hanno evidenziato come durante i fenomeni estivi innescati da piogge intense, il debris flow venga alimentato dal materiale che la colata prende in carico nel suo percorso all'interno del canale, tramite erosione del letto e con il contributo di piccole frane di scivolamento dalle sponde; durante la stagione autunnale, caratterizzata da piogge abbondanti e durature, il trasporto sul letto favorisce il riempimento del solco di incisione per mezzo di "dune di ghiaia" ("*gravel dunes*"). Theule et al., (2011) hanno notato come i processi erosivi alla testata del bacino nella

stagione estiva abbiano potuto favorire lo stoccaggio di sedimento nei *gully*; solo nella successiva stagione autunnale, tale materiale aveva raggiunto il solco principale: c'era quindi un ritardo nell'afflusso di materiale nel solco principale a causa dei diversi regimi di precipitazione nelle varie stagioni.

Se per il debris flow del Monte Pelmo, si considerano i gully che confluiscono nel canale, appare come i meccanismi di trasporto e sedimentazione siano condizionati dai solchi di ruscellamento secondari. Se infatti si sovrappone il DoD (*DEM of Difference*) (o *Grid of difference*) ricavato in questo studio al modello ombreggiato (hillshade) della superficie, è possibile notare come i processi di sedimentazione possano iniziare solo a valle della confluenza dei gullies con il canale principale. Appare inoltre evidente come presso la nicchia negli ultimi 17 anni (1995-2012) si sia depositato del detrito proveniente dal soprastante canalone della Fessura interessato da coni di valanga e ruscellamento diffuso (fig. 4.4.4).

Dai dati del DoD e del modello digitale ombreggiato appare evidente come il canale attivo si sia spostato verso valle in direzione SO, lasciando la traccia di due solchi di ruscellamento segnati in fig. 4.4.4 con un tratteggio. A monte, presso la nicchia, i processi di erosione si concentrano soprattutto sulla sponda idrografica destra del canale, quella che taglia la morena della PEG.

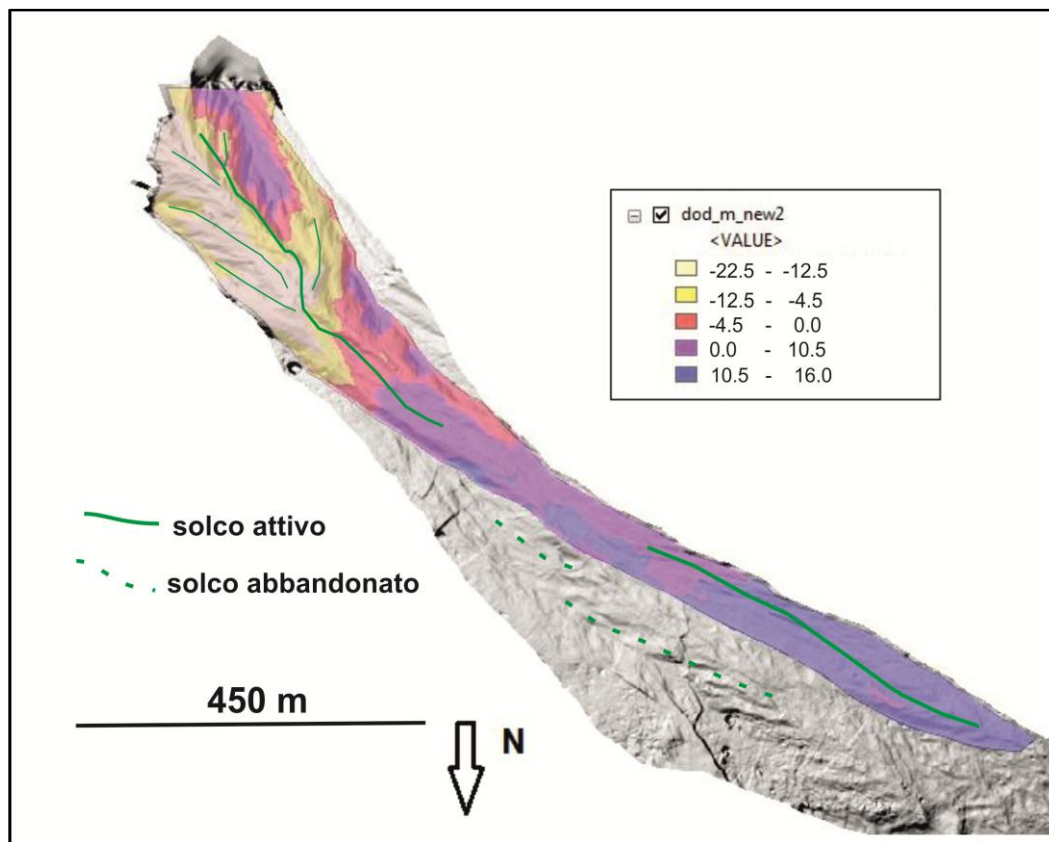


Fig. 4.4.4 – DoD sovrapposto al modello digitale ombreggiato del 2012. Con linee verdi sottili sono indicati i solchi di ruscellamento secondari e con tratto più spesso il canale principale.

Una conferma di quanto osservato dal DoD è fornita anche da **profili topografici trasversali e longitudinali** sul solco del debris flow, effettuati in ArcMap con lo strumento 3D Analyst immettendo come layer di input i DEM del 1995 e del 2012.

Debris flow Monte Pelmo - Situazione ottobre 1995	
Quota della nicchia (m)	2185
Quota minima dell'accumulo (m)	1615
Lunghezza totale del canale (m)	1550
Pendenza media del canale presso la nicchia (°)	30
Pendenza media del canale presso la zona di accumulo (°)	13
Pendenza media del canale nella zona di trasporto (°)	24
Dimensioni della nicchia (lunghezza x larghezza) (m)	270x120
Profondità massima di erosione (m)	25
Volume materiale mobilizzato (m ³)	200.000

Tab. 4.4.2 – Parametri geometrici ricavati dall'analisi di profili effettuati sul debris flow a partire dal DEM riferito alla situazione dell'ottobre 1995.

Nell'Allegato B si riportano i profili, mettendo a confronto in ogni grafico realizzato con Microsoft Excel, le topografie relative al 1995 e al 2012.

La sezione longitudinale L-L', tracciata lungo il solco del debris flow conferma come nella zona della nicchia sia avvenuto in generale un processo erosivo; viceversa da quota 2000 m verso valle è avvenuto un accumulo di materiale (Allegato B). La cosa più interessante che è possibile ricavare da tale grafico, è l'angolo di inclinazione del solco di incisione (tab. 4.4.2): emerge così come presso la nicchia di distacco la pendenza raggiunge i 30° mentre nella zona di accumulo la pendenza si riduce a 10°. Nella parte mediana compresa tra 1950 e 1800 m, la pendenza media è di 24°. Questi valori di pendenza risultano coerenti con altri debris flow presenti nelle Dolomiti, come quello di Acquabona (Berti et al., 2000).

I profili trasversali (Allegato B), invece, mettono in risalto la posizione del solco, e l'entità dell'accumulo-erosione in accordo con quanto risulta dal DoD.

Si può inoltre osservare che se si immagina una linea che divide processi di erosione ed accumulo, questa si trova in corrispondenza di un cambio di pendenza: a monte dove sono più evidenti i fenomeni di erosione, la pendenza media è di 30°; a valle dove hanno inizio i fenomeni di accumulo, la pendenza media si riduce a 25°.

Con alcuni parametri morfometrici del debris flow, ricavati dal profilo longitudinale, è stato possibile calcolare dei parametri proposti da Chiarle et al. (2007) che risultano utili per mettere a confronto debris flow connessi all'ambienti glaciale. In particolare:

- la **mobilità del materiali** data da:

$$M = H/L \quad \text{dove:}$$

H è il dislivello tra la nicchia e la zona di accumulo;

L la distanza tra nicchia e accumulo.

Per il Monte Pelmo $M = 0,38$ che risulta nella media di eventi di questo tipo, essendo tale parametro compreso tra 0,13 e 0,52. M è in funzione del contesto geomorfologico e della quantità d'acqua confluita nel bacino che ha portato al collasso del materiale detritico.

- Il tasso di **sedimenti trasportati** dato dalla formula:

$$\varepsilon = V/l \quad \text{dove:}$$

V è il volume totale di materiale mobilizzato dall'evento;

l è la lunghezza della nicchia di distacco.

Nel caso in esame $\varepsilon = 741$, un valore abbastanza basso, tipico secondo Chiarle et al., (2007) di debris flow innescati a seguito del collasso di cordoni morenici.

5 - CONCLUSIONI

Nel quadro delle variazioni climatiche globali, per le Alpi, si prevede un aumento delle temperature compreso tra 1 e 2 °C , entro il 2050 e tra 2,5 e 3 °C, entro il 2070 (OcCC, 2007).

Per verificare quali sono state le variazioni delle precipitazioni e delle temperature nelle Dolomiti Orientali, negli ultimi 25 anni, sono state analizzate le serie fornite da ARPAV (cap. 1.1), i cui risultati possono essere così riassunti:

- le temperature medie massime e medie minime annuali sono aumentate di un tasso costante che ha portato ad una variazione nel periodo considerato (1986-2011) di 0,5 e 1,0 °C;
- le temperature massime invernali (tab. 4.1.1) sono risultate in diminuzione;
- i totali di precipitazione annuale sono risultati in generale in aumento (tab. 1.1.5) anche se sembra evidenziarsi un effetto ciclico (Allegato A). Nella stagione invernale, sebbene una controtendenza negli ultimi 4 anni, le precipitazioni sono in diminuzione.

In futuro i cambiamenti del clima potranno far sentire i loro effetti sull'estensione dei ghiacciai e sulla presenza del permafrost comportando probabilmente un aumento dell'incidenza di fenomeni franosi come crolli, ice/rock avalanche e colate detritiche (Stoffel & Huggel, 2012). Risulta quindi importante approfondire gli studi riguardanti l'evoluzione nel tempo di tali eventi di dissesto.

In questo studio ci si è quindi chiesti qual è il livello di conoscenza e di percezione di tali fenomeni analizzando con attenzione gli archivi esistenti (cap. 2.1) IFFI della Regione Veneto - Provincia di Belluno e della Provincia Autonoma di Bolzano e CENSI-CRO.

Ai dati già disponibili, sono state aggiunte, ove mancanti, importanti informazioni aggiuntive quali l'esposizione, la quota della nicchia di distacco e la litologia interessata.

Dall'analisi effettuata, è emersa la carenza di informazioni riguardo la data di accadimento, il volume di materiale coinvolto e talvolta la quota di distacco.

Inoltre i database sono risultati profondamente diversi: in quelli del progetto IFFI sono raccolte frane di media e piccola entità che avvengono a quote medio-basse e provocano dei danni sostanziali a infrastrutture ed edifici. La maggior parte degli eventi avviene nei periodi più piovosi dell'anno; nell'archivio CENSI-CRO sono invece presenti frane di crollo anche di dimensioni considerevoli che interessano aree disabitate d'alta quota dove i dissesti sono concentrati nel periodo più caldo dell'anno, probabilmente a causa della degradazione del permafrost.

Questo lavoro di tesi ha poi analizzato i problemi di stabilità del versante settentrionale del Monte Pelmo, nelle Dolomiti, Veneto. L'area di studio è conosciuta per fenomeni franosi che hanno recato danni nel passato: il 14 settembre 1994 si è innescato un debris flow che ha portato a valle 200.000 m³ di materiale invadendo la strada SP 251; il 31 agosto 2011

una frana di crollo si è staccata poco sotto la cima del Monte Pelmo investendo due membri del soccorso alpino.

Questo versante per le sue caratteristiche, risulta essere un modello per molti versanti montuosi alpini. Lo studio dei fenomeni franosi sopra citati, risulta utile per comprendere situazioni di instabilità in altre località delle Dolomiti e delle Alpi.

Per analizzare le aree ad elevata pendenza, quale la parete oggetto di studio, si è utilizzato un **laser scanner terrestre** (TLS) (cap. 3.3) con il quale è stato possibile ottenere, in condizioni di sicurezza e in breve tempo, un modello tridimensionale di dettaglio. Da questo è stato possibile ricavare la giacitura dei principali sistemi di discontinuità (II, IV, V) (cap. 4.3) e stimare i parametri geomeccanici principali, quali:

- la spaziatura mediante l'impiego di istogrammi di frequenza;
- il coefficiente di rugosità (JRC) a partire dal valore angolare di dilatanza di alcune superfici di joint esposte.

Inoltre, dalla nuvola di punti è stato stimato il volume del blocco staccatosi nel crollo del 31/08/2011, risultato essere pari a circa 6600 m³. Dalla nuvola di punti sono stati poi individuati altri blocchi rocciosi che esibivano alti livelli di instabilità e che potrebbero dare origine a nuovi crolli caratterizzati da volumi compresi tra qualche centinaio di m³ a circa 20.000 m³.

La validazione dei dati ricavati attraverso la tecnica laser scanner è stata effettuata attraverso una **scanline tradizionale** alla base della parete sud-occidentale delle Cime di Val d'Arcia (cap. 3.2). I dati raccolti hanno permesso di classificare l'ammasso roccioso secondo alcuni dei più conosciuti sistemi come RMR, SMR e Q (tab. 3.2.3 e tab. 3.2.4). È emerso come l'ammasso roccioso in esame presenti buone caratteristiche meccaniche, mentre le situazioni di instabilità del versante risultano localizzate e correlate alla presenza di fratture affette da weathering in corrispondenza delle quali il versante presenta le caratteristiche geomeccaniche più scadenti.

Dai dati ottenuti tramite le due suddette tecnologie, risulta un ottimo accordo sui valori competenti alle giaciture dei sistemi di discontinuità in comune e i valori di rugosità; alcune discrepanze sono state riscontrate nelle misure di spaziatura.

Nelle aree a bassa pendenza del versante settentrionale del Monte Pelmo, interessante dalla presenza del debris flow, si è deciso di impiegare la tecnica della **fotogrammetria aerea** (cap. 3.1) mediante l'utilizzo di un aeromodello che ha consentito di ottenere un DEM di elevata qualità che è stato confrontato con quello ottenuto da rilievi eseguiti con metodi ottici da ARPAV nell'ottobre 1995, un anno dopo l'evento. Dal DEM of Difference (DoD) è stato eseguito un confronto morfologico valutando l'evoluzione topografica operata da fenomeni di erosione e trasporto nel periodo intercorso tra i due rilievi: la portata solida annua, è risultata essere pari a 10.000 m³. La realizzazione di profili trasversali di comparazione (Allegato B), ha permesso di osservare l'evoluzione che ha subito il canale nel tempo e di ipotizzare i meccanismi di trasporto e deposito attivi:

- il lato idrografico destro della nicchia a contatto con la morena della PEG, è quello che ha subito maggior erosione, mentre a valle il canale si è spostato progressivamente verso il lato idrografico sinistro avvicinandosi alla parete nord-orientale del Monte Pelmetto (fig. 4.4.4);
- il rifornimento di sedimento è apportato dai gully che alimentano il canale principale e il deposito di materiale avviene solo a valle della confluenza di questi solchi di ruscellamento secondario.

Gli studi precedenti sono stati integrati con nuove informazioni: dai parametri morfometrici del bacino a monte della zona d'innescò è stato ricavato il tempo di corrivazione che è risultato essere di 10 minuti, dato che risulta compatibile con i valori riscontrabili in altre aree dolomitiche; inoltre dai dati pluviometrici a disposizione è stato possibile ottenere un idrogramma sintetico dell'evento del 14/09/1994 utilizzando il metodo razionale (fig. 2.2.10), stimando in 2,53 m³/s il picco di water inflow presso la zona di innescò. Confrontando questi dati con il debris flow di Acquabona, sono state riconosciute molte somiglianze riguardo i parametri morfometrici del bacino e gli eventi di precipitazione in grado di scatenare i surge.

Sempre in questo studio, per osservare quale fosse stata l'evoluzione del versante settentrionale del Monte Pelmo negli ultimi 50 anni, è stata realizzata una carta geomorfologica (Allegato C) alla scala 1:10.000 che aggiorna quella realizzata da Del Longo et al. (2001b). La carta geomorfologica è stata ottenuta con metodi fotointerpretativi. Per confermare la presenza di alcuni elementi, è stato effettuato un riscontro attraverso rilievo sul terreno.

Facendo un confronto tra le 4 situazioni temporali riportate nella Carta Geomorfologica (cap. 4.2) emerge la testimonianza della presenza di più colate detritiche attivate contemporaneamente. I coni da valanga (fig. 4.2.1) alla base della parete settentrionale, negli ultimi 10 anni, sono risultati essere in una fase erosiva di incisione. Il cordone morenico risalente alla PEG sembra risentire della progressiva fusione del glacionevato della Val d'Arcia (figg. 4.2.2 e 4.2.3) in quanto sono stati riscontrati fenomeni di scivolamento lungo la stessa struttura morenica; inoltre i massi presenti sulla fronte risultano sempre più liberi dalla matrice più fine esibendo situazioni di evidente instabilità. Qualora dovessero muoversi lungo la scoscesa falda detritica potrebbero costituire un elevato fattore di rischio per eventuali escursionisti di passaggio sui sottostanti sentieri generalmente molto frequentati.

La validità dimostrata dall'applicazione dei metodi di indagine trattati nel presente elaborato, consente di estenderne l'impiego anche in altri contesti di instabilità di versante simili nell'area alpina.

Alla luce dei cambiamenti climatici in atto, si evidenzia la necessità di una maggior conoscenza dei fenomeni franosi nei territori d'alta quota dove risulta fondamentale un'opera di monitoraggio e talvolta di intervento soprattutto in situazioni che possono potenzialmente coinvolgere l'attività umana.

Un ruolo importante è rivestito dai database di fenomeni franosi che dovrebbero essere aggiornati e dotati di tutte le informazioni di interesse al fine della corretta gestione ed utilizzo del territorio. Tali accorgimenti potranno contribuire alla riduzione del rischio idrogeologico correlato all'instabilità di versante e scongiurare così eventi calamitosi.

BIBLIOGRAFIA

Assogeo, Trimble 2005. GPS - Guida all'Uso Del GPS Per Il Rilevamento Del Territorio e l'Aggiornamento Cartografico. Maggioli Editore.

Avanzini A., Masetti D., Romano R., Podda F., Ponton M., 2004. Calcarei Grigi. In: Agenzia per l'Ambiente e per i servizi tecnici (APAT) (Ed.), , Catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane, Fascicolo 7 Nomi Tradizionali - II Parte.

Aydin A., Basu A., 2005. The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology* 81, 1-14.

Barton N., 2002. Some new Q-value correlations to assist in the 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, 1-54.

Barton N., Lien R., Lunde J., 1974. Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 6, 189-236.

Berti M., Genovais R., Simoni A., Tecca P.R., 1999. Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology* 29, 265-274.

Berti M., Genevois R., LaHusen R., Simoni A., Tecca P.R., 2000. Debris flow monitoring in the Acquabona watershed on the Dolomites (Italian Alps). *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere* 25, 707.

Besl P.J., McKay N.D., 1992. Method for Registration of 3-D Shapes. In: *Anonymous Sensor Fusion IV: Control Paradigms and Data Structures*, November 12, 1991 - November 15, 1991, Boston, MA, USA (Publ by Int Soc for Optical Engineering), 586-606.

Bieniawski Z.T., 1989. *Engineering Rock Mass Classification*. Wiley.

Bieniawski Z.T., 1976. Rock mass classification in rock engineering. *Proceedings of the Symposium on Exploration for Rock Engineering*, Johannesburg, A.A. Balkema Publication 1, 97-106.

Bosellini A., Gianolla P., Stefani M., 2003. Geology of the Dolomites. *Episodes* 26, 181-185.

Bruschi A., 2004. *Meccanica Delle Rocce Nella Pratica Geologica Ed Ingegneristica*. Dario Flaccovio.

Carton A., Bondesan A., Fontana A., Meneghel M., Miola A., Mozzi P., Primon S., Surian N., 2009. Geomorphological evolution and sediment transfer in the Piave River watershed (north-eastern Italy) since the LGM. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environment* 3/2009, 37-58.

Carton A. & Seppi R., 2008. Il ghiaccio del permafrost. Atlante tematico delle acque d'Italia. Edizione Brigati.

Castiglioni G.B., 1979. Geomorfologia. UTET.

Castiglioni G.B., 1972. Le calamità naturali nelle Alpi. Atti XXI Congresso Geografico Italiano, Verbania, 13-18 settembre 1971 2, tomo I, 269-290.

Castiglioni G.B., Pellegrini G.B., Nardin M., Ferrari L., Mattana U., 1972. Carta dell'alluvione del novembre 1966 nel Veneto e nel Trentino-Alto Adige. Effetti morfologici e allagamenti. Touring Club Italiano, CNR, Milano. , scale 1:200.000.

CFLHD (Ed.), 2008. GROUND-BASED LiDAR, Rock Slope Mapping and Assessment. U.S. Department of Transportation, Federal Highway Administration, 12300 West Dakota Avenue, Lakewood, CO 80228.

Chiarle M., Iannotti S., Mortara G., Deline P., 2007. Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change* 56, 123-136.

Chiarle M., Mortara G., 2001. Esempi di rimodellamento di apparati morenici nell'Arco Alpino Italiano. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.* V, 41-54.

Chiudani A., Barbi A., Delillo I., Cagnati A., Crepaz A., Valt M., 2008. Veneto Region Climatic Trends in the Period 1956-2004. In: Anonymous Sixth International Conference on Ethics and Climate Change: Ethics and Climate Change., Scenarios for justice and Sustainability, Padova.

Ciccarelli N., von Hardenberg J., Provenzale A., Ronchi C., Vargiu A., Pelosini R., 2008. Climate variability in north-western Italy during the second half of the 20th century. *Global and Planetary Change; Mediterranean climate: trends, variability and change* 63, 185-195.

Dal Piaz G.V., Bistacchi A., Massironi M., 2003. Geological outline of the Alps. *Episodes* 26, 175-180.

Davies M.C., Hamza O., Harris C., 2001. The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuity. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 137-144.

Deere D.U., 1963. Technical description of rock cores for engineering purposes. *Felsmechanik und Ingenieurgeologie* 1, 16-22.

Del Longo M., Finzi E., Galgaro A., Godio A., Luchetta A., Pellegrini G.B., Zambrano R., 2001a. Responses of the Val D' Arcia small dolomitic glacier (Mount Pelmo, Eastern Alps)

to recent climatic changes. Geomorphological and geophysical study. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 24, 43.

Del Longo M., Pellegrini G.B., 2011. Per La Conoscenza Del Gruppo Pelmo - Croda Da Lago (Sistema 1). Fondazione Giovanni Angelini, Centro Studi sulla Montagna.

Del Longo M., Pellegrini G.B., Scussel G.R., 2001b. Geomorfologia Del Monte Pelmo. Centro Valanghe di Arabba.

Del Longo M., 1995. Geomorfologia del Territorio del Monte Pelmo. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Padova.

Doglioni C., 1987. Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, northern Italy). *Journal of Structural Geology* 9, 181.

Dossi C., Ciceri E., Giussani B., Pozzi A., Galgaro A., Viero A., Vigano A., 2007. Water and snow chemistry of main ions and trace elements in the karst system of Monte Pelmo massif (Dolomites, Eastern Alps, Italy). *MARINE AND FRESHWATER RESEARCH* 58, 649-656.

Favaretti M., Menegus F., Zanin P., 2004. Sulla limitazione degli effetti di un'estesa colata detritica nel comune di S. Vito di Cadore (BL, Italia). *Internationales Symposion Interpraevent 2004 - Riva / Trient*.

Fischer L., Kaab A., Huggel C., Noetzli J., 2006. Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6, 761-772.

Flaim L., 2012. Le deformazioni gravitative del versante gravitativo sinistro della Val Ridanna (Alto Adige-SudTirolo, Italia): Geologia Strutturale e Geomeccanica. Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geoscienze, Tesi di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica.

Floris M., 2010. Recent changes in rainfall characteristics and their influence on thresholds for debris flow triggering in the Dolomitic area of Cortina d'Ampezzo, north-eastern Italian Alps. *Natural Hazards and Earth System Science* 10, 571-580.

Franceschi M., Teza G., Preto N., Pesci A., Galgaro A., Girardi S., 2009. Discrimination between marls and limestones using intensity data from terrestrial laser scanner. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 64, 522-528.

Galgaro A., Tecca P.R., Genevois R., Deganutti A.M., 2005. Acoustic module of the Acquabona (Italy) debris flow monitoring system. *NATURAL HAZARDS AND EARTH SYSTEM SCIENCES* 5, 211-215.

Galvan S., 2009. Analisi dei parametri geomeccanici di pareti rocciose e interpretazione geostrutturale, mediante rilievi laser scanner terrestre, nelle aree di cava del parco

regionale dei Colli Euganei. Tesi di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica. Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geoscienze.

Godone F., Godone D., Tamburini A., Mortara G., 2007. La Valanga Di Roccia Della Cima Thurwieser (SO): Determinazione Del Volume Con Tecniche Di Fotogrammetria Digitale. In: Anonymous Atti 11a Conferenza Nazionale ASITA, Centro Congressi Lingotto, Torino 6-9 Novembre 2007.

Gomarasca M.A., 2004. Elementi Di Geomatica. AIT, Associazione Italiana Telerilevamento.

Goodman R. (Ed.), 1989. Rock Mechanics, 2nd Edition. Wiley.

Gruppo di Lavoro per la Cartografia Geomorfologica, 1994 – Carta Geomorfologica d'Italia – 1:50.000 Guida al rilevamento. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni serie III, Vol. 4, 42 pp.

Gunzburger Y., Merrien-Soukatchoff V., Guglielmi Y., 2005. Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: Case study of the Rochers de Valabres slope (France). International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 42, 331-349.

Haeberli W., Wegmann M., Vonder Muehll D., 1997. Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. Eclogae geologicae Helvetiae 90, 407-414.

Haneberg W.C., 2007. Directional Roughness Profiles from Three-Directional Photogrammetric Or Laser Scanner Point Clouds. In: Eberhardt, E., Stead, D., Morrison, T. (Eds.), Rock Mechanics: Meeting Society's Challenges and Demands - 1st Canada-US Rock Mechanics Symposium, Vancouver, may 27-31, 2007, 101-106.

Heckmann T., Bimbose M., Krautblatter M., Haas F., Becht M., Morche D., 2012. From geotechnical analysis to quantification and modelling using LiDAR data: A study on rockfall in the Reintal catchment, Bavarian Alps, Germany. Earth Surface Processes and Landforms 37, 119-133.

Hudec M., 1980. Durability of carbonate rocks as function of their thermal expansion, water sorption, and mineralogy. Special Technical Publication ISSN CODEN ASTTA8 691, 497-508.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (Ed.), 2007. Climate Change 2007 - the Physical Science Basis. Working Group I Contributions to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge.

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

Kemeny J., Turner K., Norton B., 2006. LIDAR for Rock Mass Characterization: Hardware, Software, Accuracy and Best-Practices. GoldenRocks, 41th U.S. Rock Mechanics Symposium Colorado School of Mines , 49-61.

Krainer K., Lang K., Hausmann H., 2010. Active rock glaciers at Croda Rossa/Hohe Gaisl, eastern Dolomites (Alto Adige/South Tyrol, Northern Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 33, 25.

Marinelli O., 1910. I Ghiacciai delle Alpi Venete. *Memorie geografiche* 4, edizione 11.

Marinos P., Hoek E., 2000. GSI: geologically friendly tool for rock mass strength estimation. *Proceedings of the GeoEng 2000 Conference, Melbourne* .

Matsuoka N., 1999. Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology* 28, 309-328.

McKnight T.L., Hess D., 2002. *Geografia Fisica, Comprendere Il Paesaggio*. Piccin.

Mietto P., 1988. Piste di Dinosauri nella Dolomia Principale (Triassico superiore) del Monte Pelmetto (Cadore). *Mem. Soc. Geol. Ital.* 30, 307-310.

Monego M., 2012. Studio dei processi di instabilità di versante in relazione alle variazioni del permafrost in provincia di Belluno. *Tesi di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica*. Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geoscienze.

Mortara G., Tamburini A. (Eds.), 2009. *Il Ghiacciaio Del Belvedere e l'Emergenza Del Lago Effimero*. Regione Piemonte e SMI.

Moscariello A., Carraro F., Paganelli A., 1993. Nuovi dati sulla Geologia del Quaternario dell'Alta Valle di Zoldo (Dolomiti SudOrientali). *Il Quaternario* 6, 145-166.

Muffato G., 1999. Studio geomorfologico e geofisico del ghiacciaio sepolto della Val d'Arcia. *Tesi di Laurea Magistrale in Geologia e Geologia Tecnica*. Università degli Studi di Padova, Dipartimento di Geoscienze. .

Neri C., Giannolla P., Furlanis S., Caputo R., Bosellini A., 2007. *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 foglio 029 Cortina d'Ampezzo*.

OcCC ., 2007. *Klimaänderung Und Die Schwiez 2050: Erwartete Auswirkungen Auf Umwelt, Geseiischaft Und Wirtschaft*. In: Anonymous Berne: OcCC and ProClim.

Pau R., Chiarle M., Giulietto W., Mortara G., Arattano M., 2007. Crolli in pareti rocciose d'alta quota: creazione ed implementazione di un GIS-database per il M. Bianco. *Atti del Convegno AIGEO, 26-28 marzo 2007, Torino*.

Pellegrini G.B., Albanese D., Bertoldi R., Surian N., 2005. La deglaciazione nel Vallone Bellunese (Alpi Meridionali Orientali). *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 7, 271-280.

Penk A., Brückner E., 1909. *Die alpen im Eiszeitalter*. Ed. Tauchnitz, Lipsia 3, 1200.

Roje-Bonacci T., 2009. Rock-slides on road cuttings in the Dinaric karst of Croatia: Processes and factors. *Environmental Geology* 58, 359-369.

Romana M., 1985. New adjustment ratings for application of Bieniasz's classification to slopes. *International Symposium on the Role of the Rock Mechanics, ISRM, Zacatecas*, 49-53.

Sachpazis C.I., 1990. Correlating Schmidt hardness with compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 42, 75-83.

Scheidl C., Rickenmann D., Chiari M., 2008. The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. *Natural Hazards and Earth System Science* 8, 1113-1127.

Schlunegger F., Badoux A., Mc Ardell B.W., Gwerder C., Schnydrig D., Rieke-Zapp D., Molnar P., 2009. Limits of sediment transfer in an alpine debris-flow catchment, Illgraben, Switzerland. *Quaternary Science Reviews; Natural Hazards, Extreme Events and Mountain Topography* 28, 1097-1105.

Silhan K., Brazdil R., Panek T., Dobrovolny P., Kasickova L., Tolasz R., Tursky O., Vaclavek M., 2011. Evaluation of meteorological controls of reconstructed rockfall activity in the Czech Flysch Carpathians. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1898-1909.

Stoffel M., 2010. Magnitude-frequency relationships of debris flow - a case study based on field surveys and tree-ring records. *Geomorphology* 116, 67-76.

Stoffel M., Huggel C., 2012. Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography* 36, 421-439.

Strouth A., Eberhardt E., 2006. The use of LiDAR to overcome rock slope hazard data collection challenges at Afternoon Creek, Washington. *Laser and Photogrammetric Methods for Rock Face Characterization*, 109-120.

Tecca P.R., Genevois R., 2009. Field observations of the June 30, 2001 debris flow at Acquabona (Dolomites, Italy). *Landslides* 6, 39.

Teza G., Galgaro A., Zaltron N., Genevois R., 2007. Terrestrial laser scanner to detect landslide displacement fields: A new approach. *International Journal of Remote Sensing* 28, 3425.

Theule J., Liebault F., Loye A., Laigle D., Jaboyedoff M., 2011. Sediment budget monitoring of a debris-flow torrent (French Prealps). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 779-786.

Tonon F., Kottenstette J. (Eds.), 2007. *Laser and Photogrammetric Method for Rock Face Characterization*. American Rock Mechanics Association, Golden, Colorado (U.S.A).

Tse R., Cruden D.M., 1979. Estimating joint roughness coefficients. *Int.J.Rock Mech.Min.Sci.* 16, 303-307.

Viero A., 2012. Dynamics and mass balance of the 2007 Cima Una rockfall (Eastern Alps, Italy). *Landslides ISSU*, 1-16.

Viero A., Teza G., Massironi M., Jaboyedoff M., Galgaro A., 2010. Laser scanning-based recognition of rotational movements on a deep seated gravitational instability: The Cinque Torri case (North-Eastern Italian Alps). *Geomorphology* 122, 191-204.

Werner P.C., Gerstengarbe F.W., Friedrich K., Oesterle H., 2000. Recent climate change in the north Atlantic/European Sector. *International Journal of Climatology* 20, 463-471.

SITOGRAFIA

- **Agi Software:**

<http://www.agisoft.ru/>

- **ArcGIS software:**

<http://www.esriitalia.it/>

- **Articoli crollo 31-08-2011:**

<http://www.montagna.tv/cms/?p=36226>

<http://corrierealpi.gelocal.it/cronaca/2011/09/01/news/tragedia-sul-monte-pelmo-frana-uccide-due-soccorritori-1.1009319>

- **Cambiamenti climatici - Arpa Veneto:**

<http://www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/climatologia/approfondimenti/cambiamenti-climatici>

- **Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000, Foglio 029 Cortina d'Ampezzo:**

http://www.isprambiente.it/Media/carg/29_CORTINA_DAMPEZZO/Foglio.html

- **Central Federal Lands Highway**

<http://www.cflhd.gov/programs/techDevelopment/geotech/LiDAR/>

http://www.cflhd.gov/programs/techDevelopment/geotech/LiDAR/documents/06_chapter_4_lidar_applications_rock_slopes.pdf

- **Centro di Ricerche Sismologiche OGS:**

www.crs.inogs.it

- **Corel Draw software:**

<http://www.corel.com>

- **Dips software:**

<http://www.roscience.com/>

- **Geobrowser Provincia Bolzano:**

<http://www.provincia.bz.it/informatica/temi/maps-webgis.asp>

- **Geonavigatore della Regione Valle d'Aosta:**

<http://geonavsct.partout.it/pub/GeoCartoSCT/index.html>

- **GPS:**
IGS:
http://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods_cb.html

Stazioni GPS Veneto:
http://147.162.229.63/Web/page.php?pid=gmap&link=Stazioni_GPS&chain=4

Stazioni GPS Provincia Bolzano:
<http://www.provincia.bz.it/catasto-librofondario/libero-professionista/geodetico.asp>

Stazioni GPS Provincia Trento:
<http://www.tpos.provincia.tn.it/>

- **Innovmetric PolyWorks software**
<http://www.innovmetric.com/>

- **Infrastruttura dei Dati Territoriali del Veneto - Catalogo dei Dati:**
<http://idt.regione.veneto.it/app/metacatalog/>

- **JCS Calculator software:**
www.geologi.it

- **Legenda Carta Geomorfologica:**
http://www.aiseo.it/index_file/link/quad4-1.pdf

- **LTS (Land Technology & Services) s.r.l.:**
<http://www.ltsht.com/>

- **Neos s.r.l.:**
<http://www.neos-spinoff.com>

- **Progetto IFFI:**
<http://193.206.192.136/cartanetiffi/>

- **Progetto PERMAdataROC:**
http://www.fondazionemontagnasicura.org/multimedia/permadataroc/start_ita.htm

- **Rete Termo- Pluviometrica ARPAV:**
<http://www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/idrologia/metodologia/misure-termopluviometriche-tradizionali>

- **RIEGL laser measurement systems:**
<http://www.riegl.com/>

- **Split software:**
<http://www.spliteng.com/split-fx/>

Ringraziamenti:

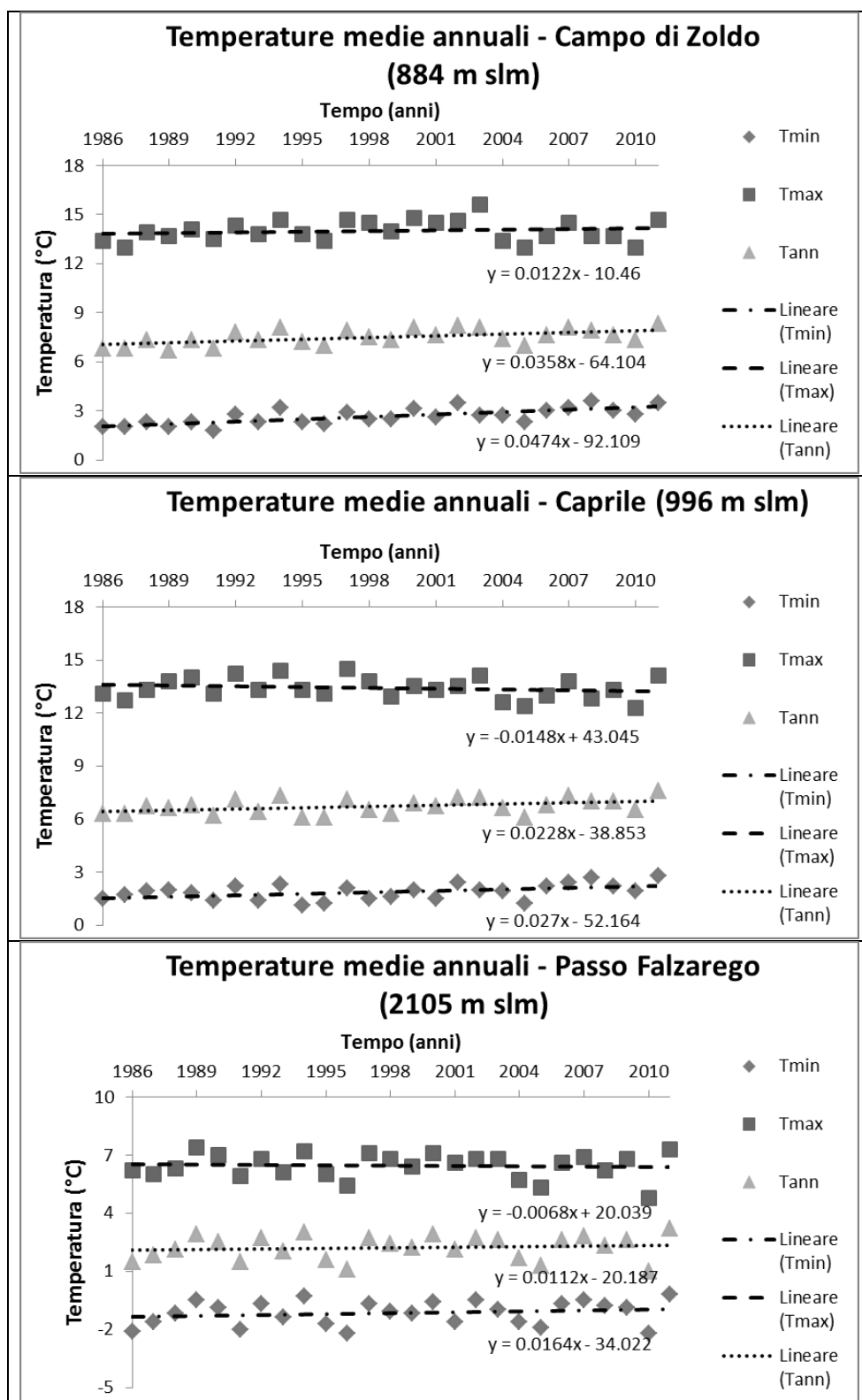
L'autore è grato a: Stefano Castelli per il rilievo fotogrammetrico; Elisa Destro per il calcolo in ArcGIS del volume di materiale eroso e sedimentato dal debris flow; Lorenzo Flaim per il rilievo geomeccanico tradizionale; Giordano Teza per la sua assistenza nell'elaborazione dei dati laser scanner e georeferenziazione dei rilievi.

ALLEGATO A: GRAFICI DATI

METEO-CLIMATICI

Temperature medie annuali

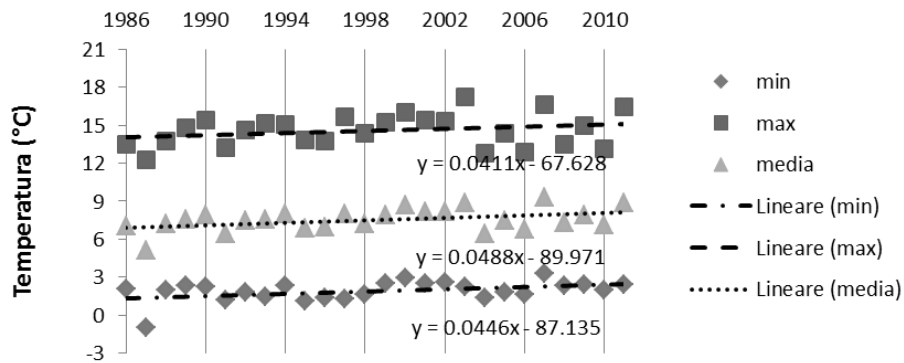
Periodo: 1986-2011 (dati: Arpav)



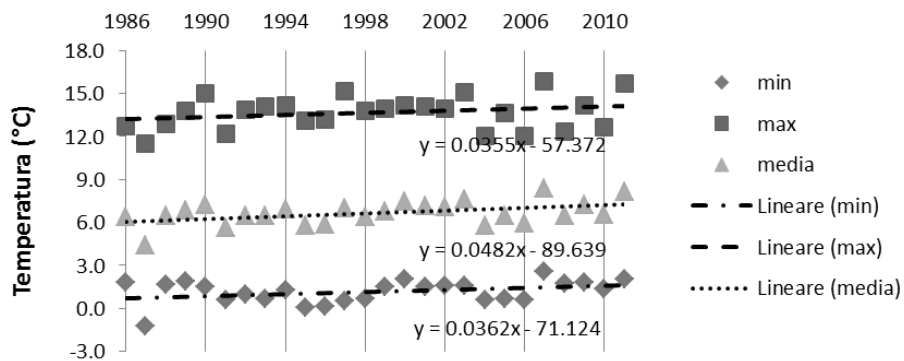
Temperature medie primaverili

Periodo: 1986-2011 (dati: Arpav)

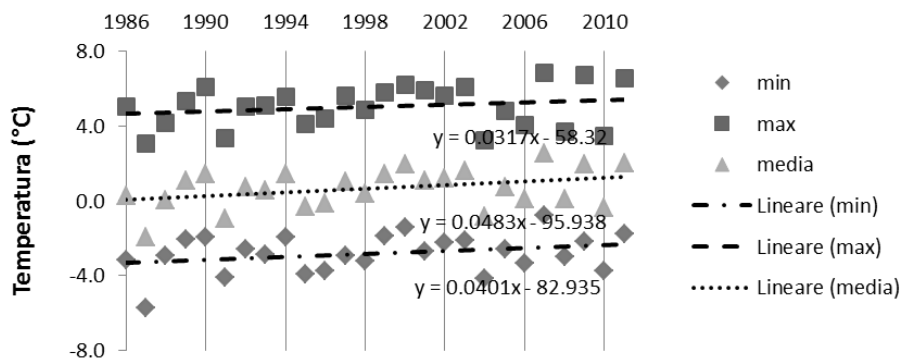
Temperature medie primaverili - Campo di Zoldo (884 m slm)



Temperature medie primaverili - Caprile (996 m slm)

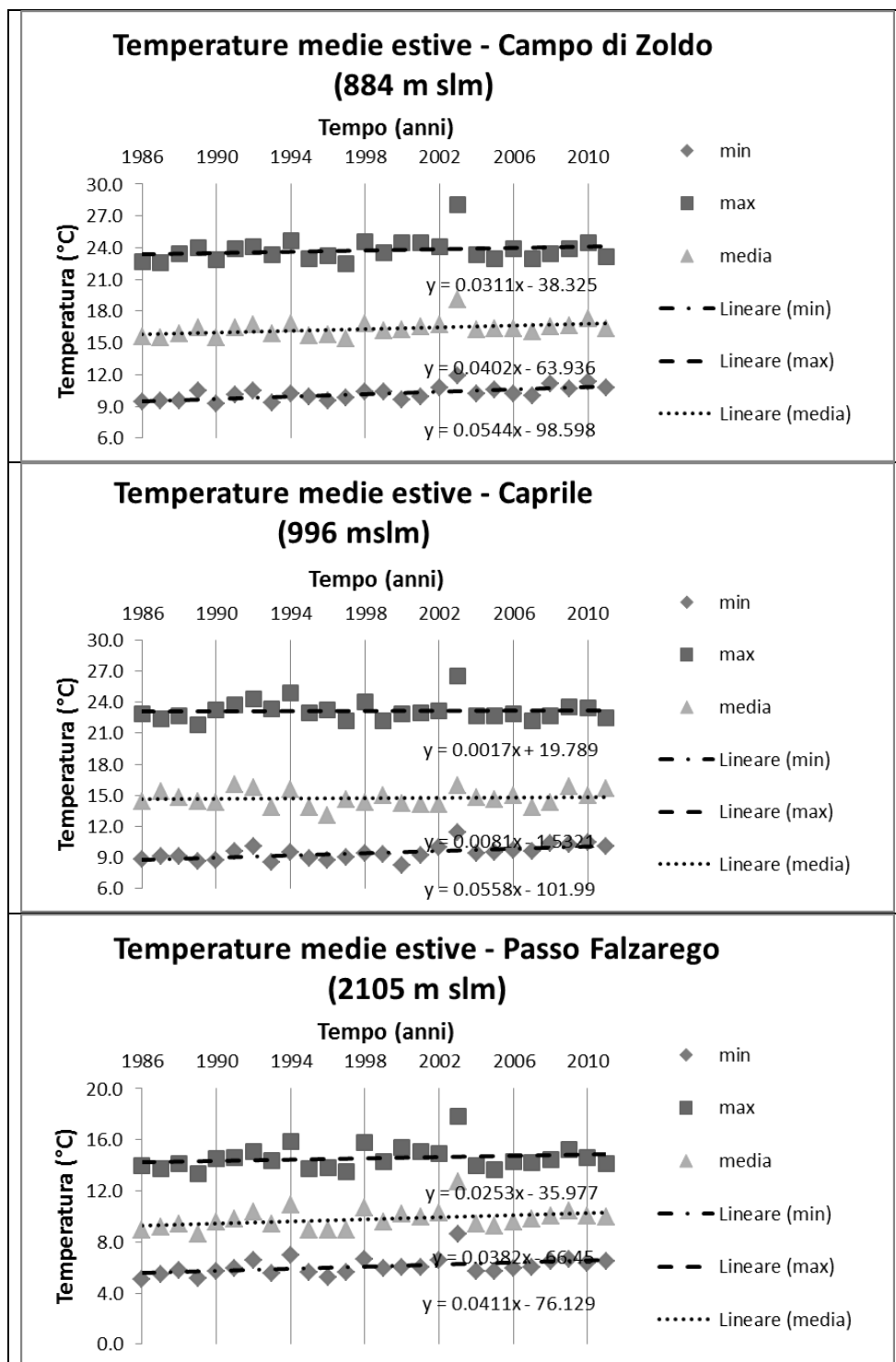


Temperature medie primaverili - Passo Falzarego (2105 m slm)



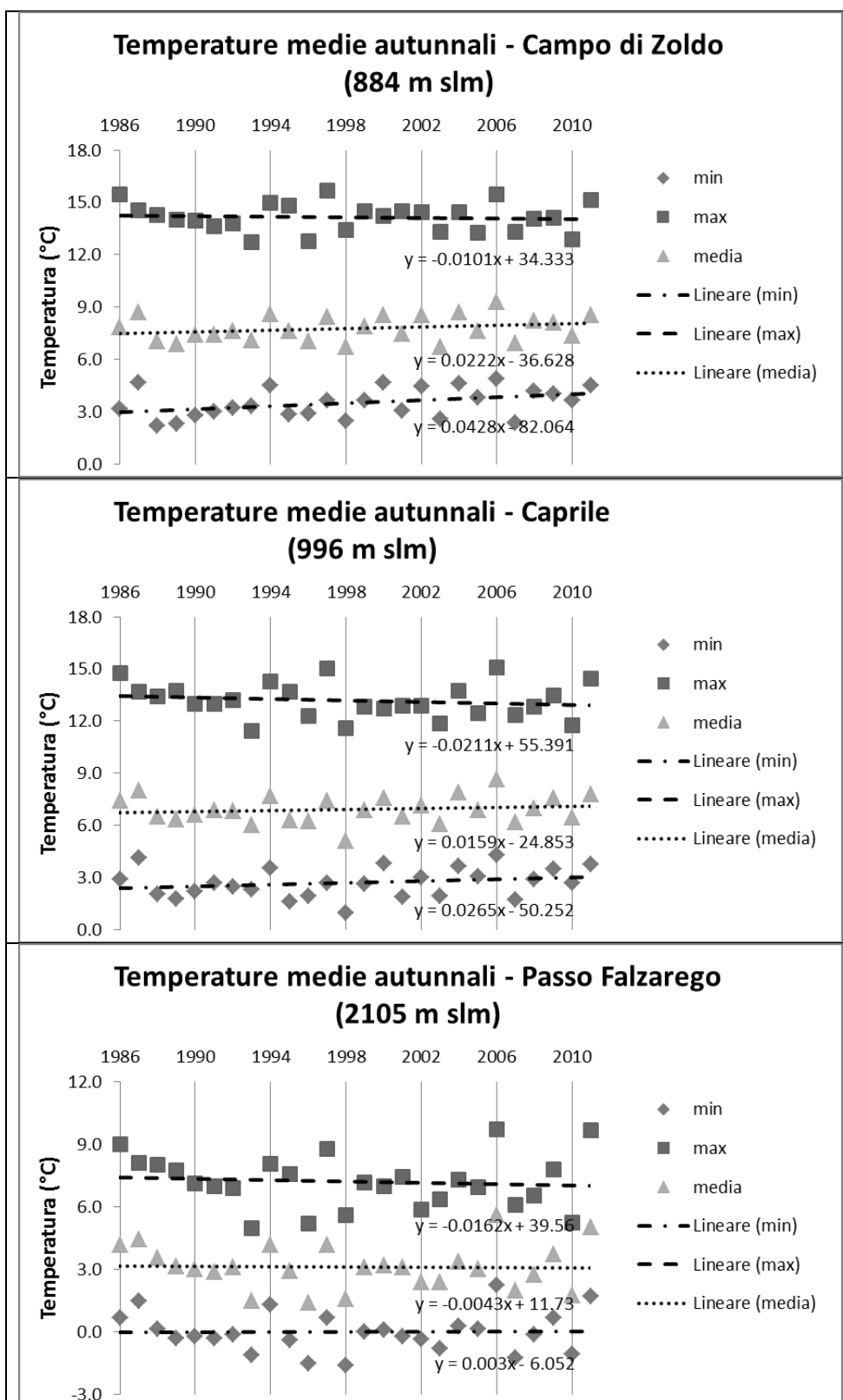
Temperature medie estive

Periodo: 1986-2011 (dati: Arpav)



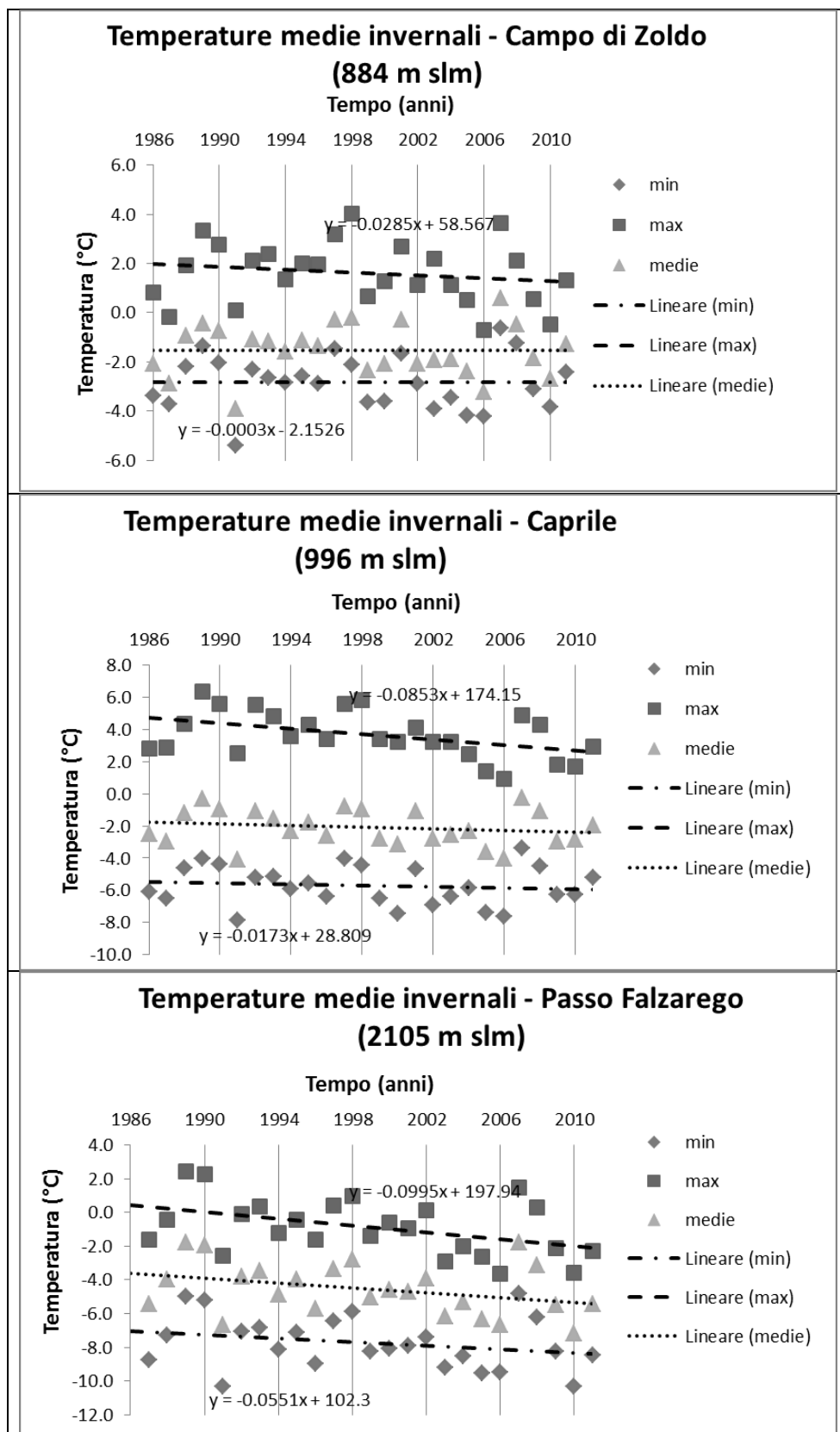
Temperature medie autunnali

Periodo: 1986-2011 (dati: Arpav)



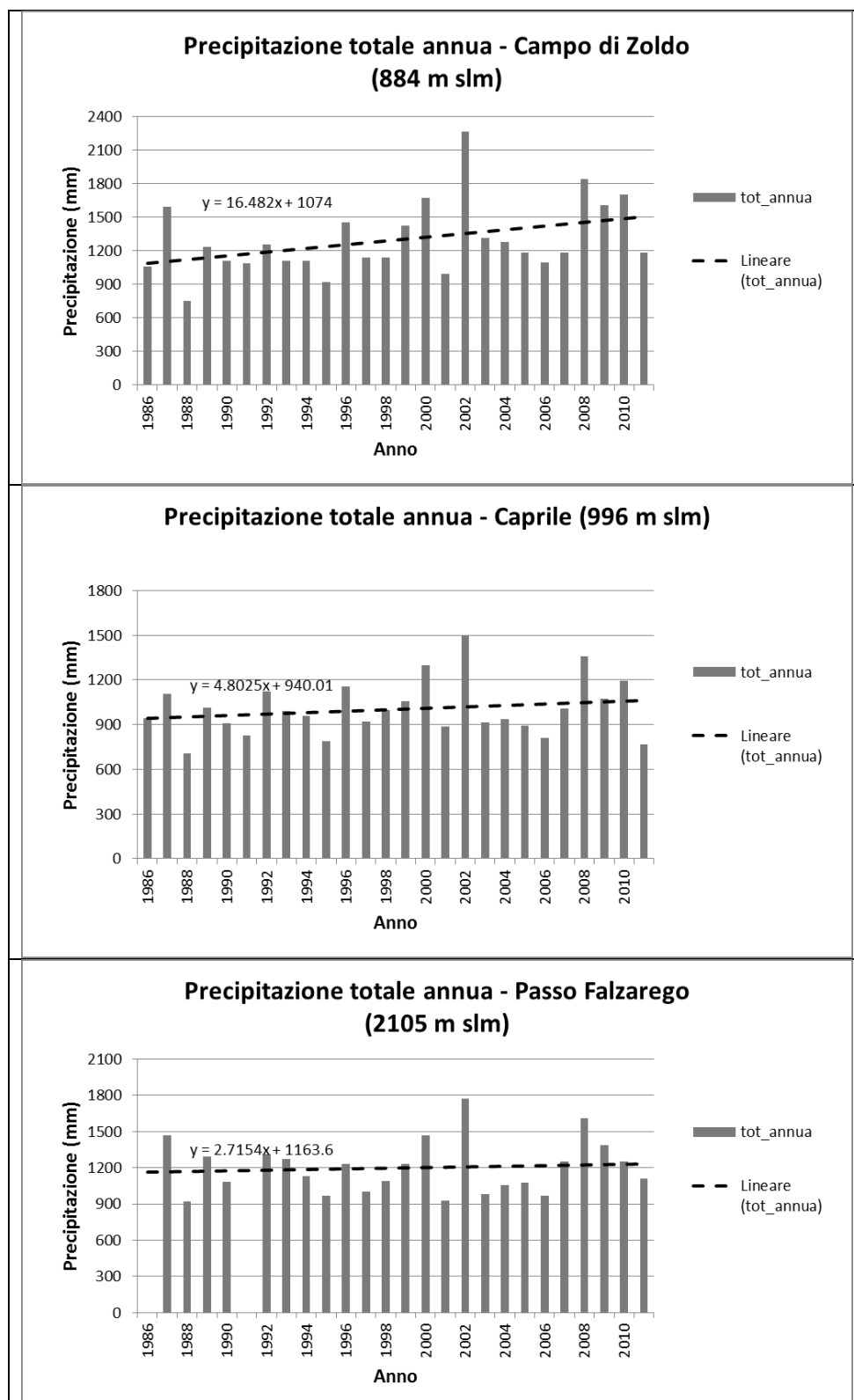
Temperature medie invernali

Periodo: 1986-2011 (dati: Arpav)



Precipitazioni totali annue

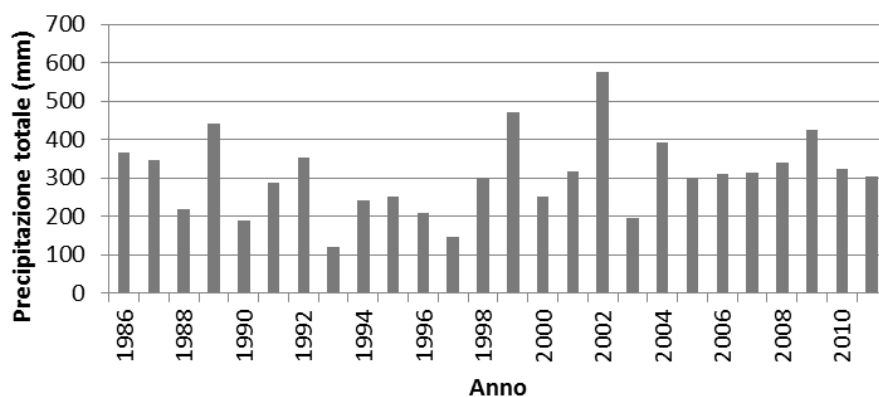
Periodo: 1986-2011 (dati: Arpav)



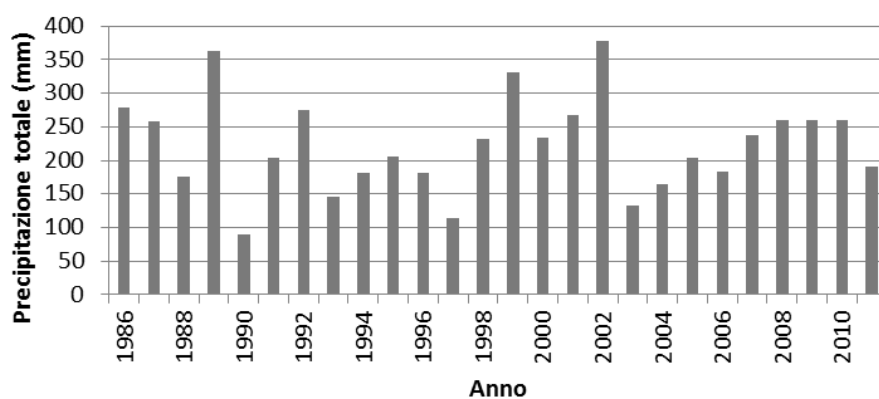
Precipitazione totale primaverile

Periodo: 1986-2011 (dati: Arpav)

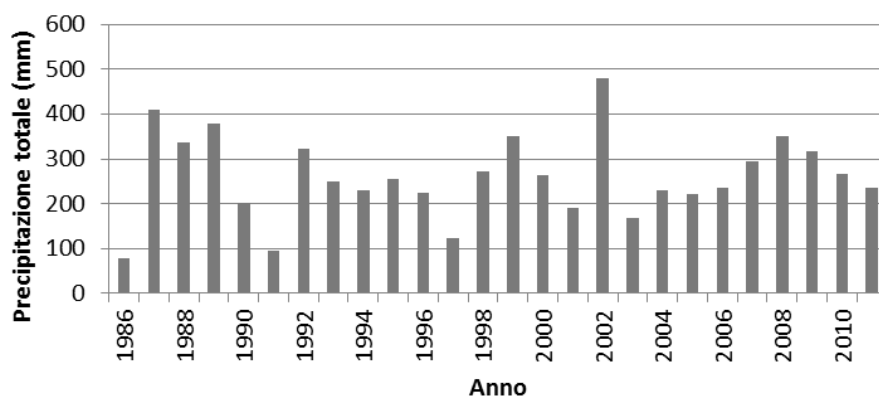
Precipitazione totale primaverile - Campo di Zoldo (884 m slm)



Precipitazione totale primaverile - Caprile (996 m slm)

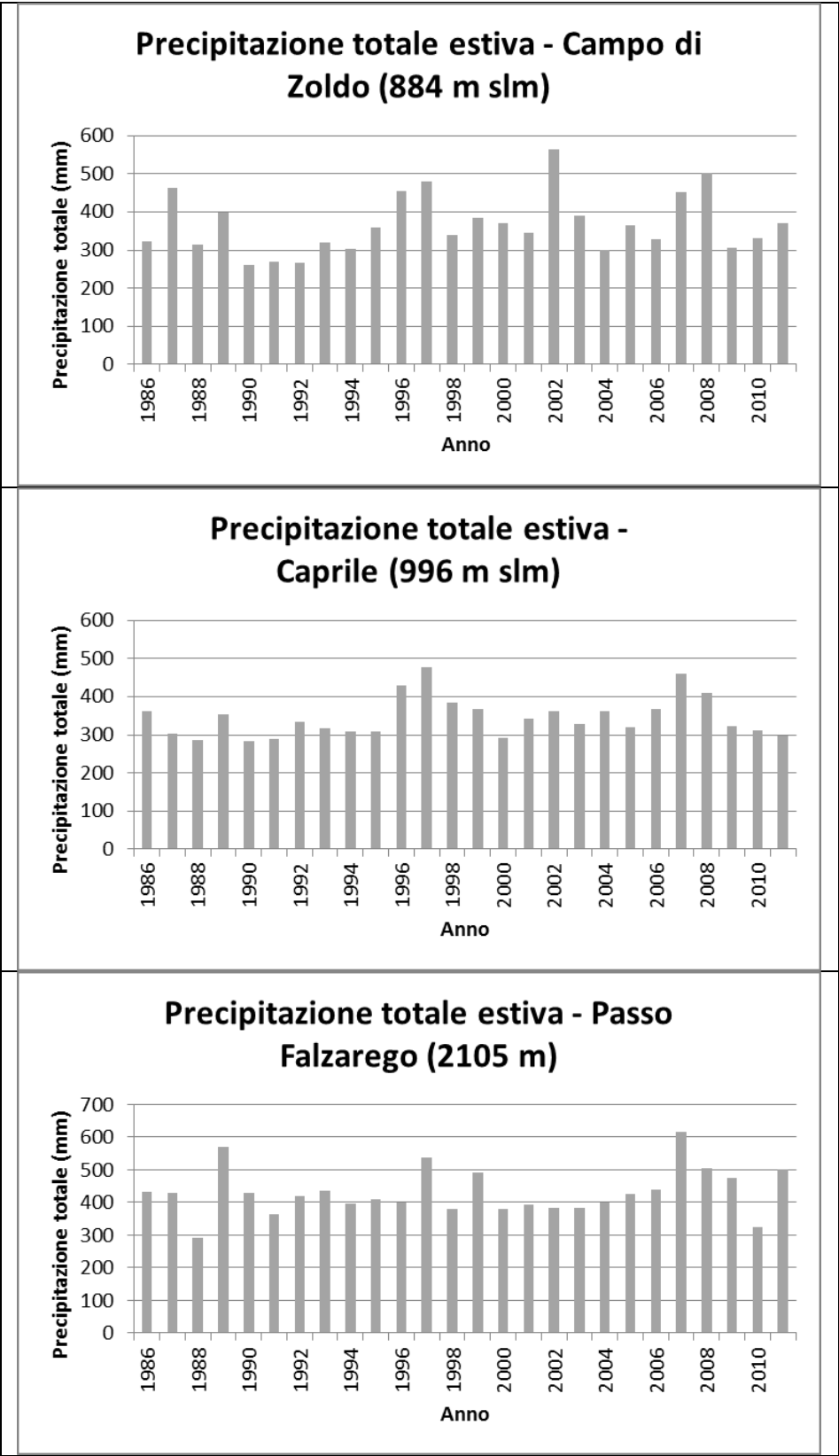


Precipitazione totale primaverile - Passo Falzarego (2105 m slm)



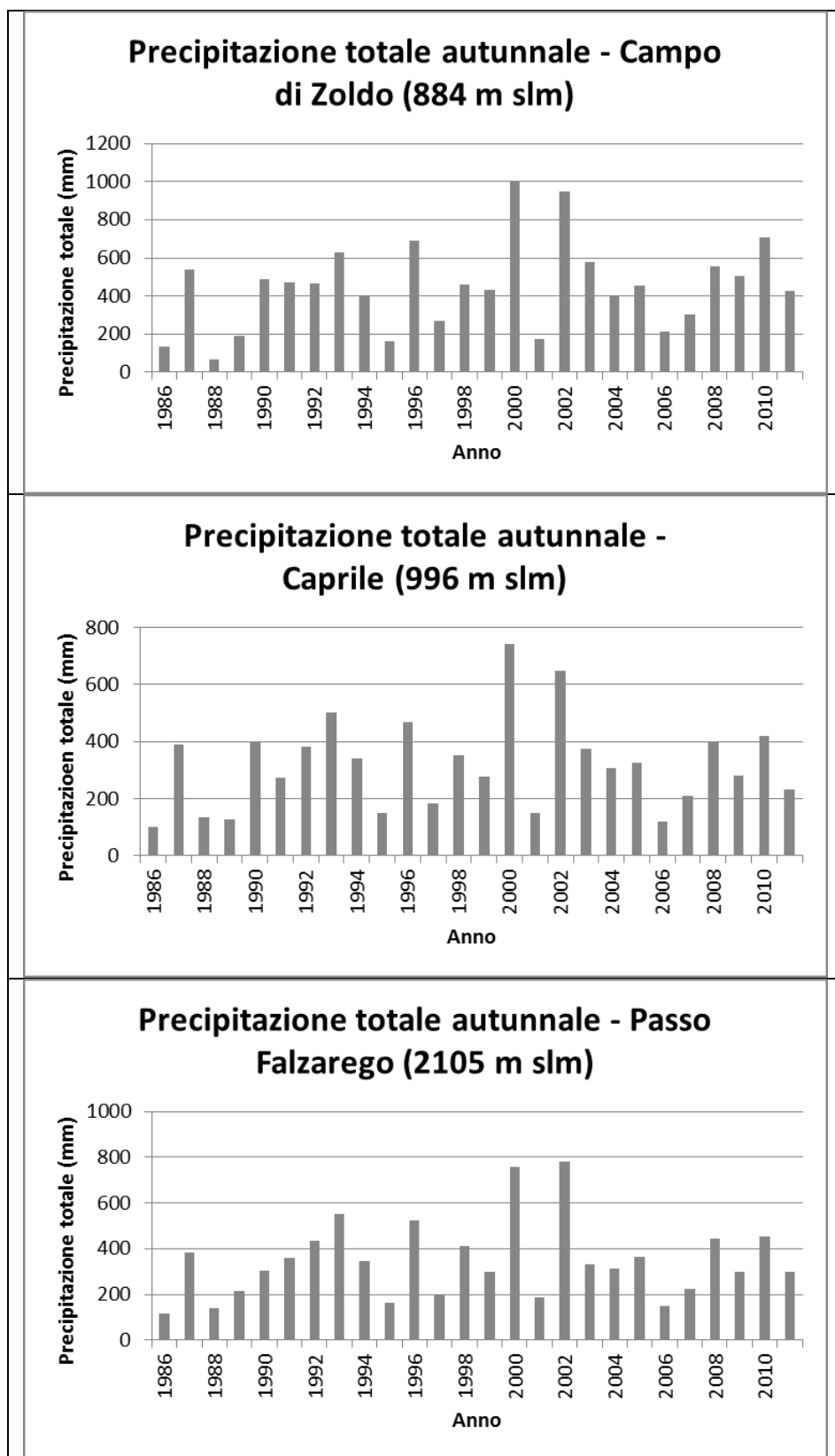
Precipitazione totale estiva

Periodo: 1986-2011 (dati: Arpav)



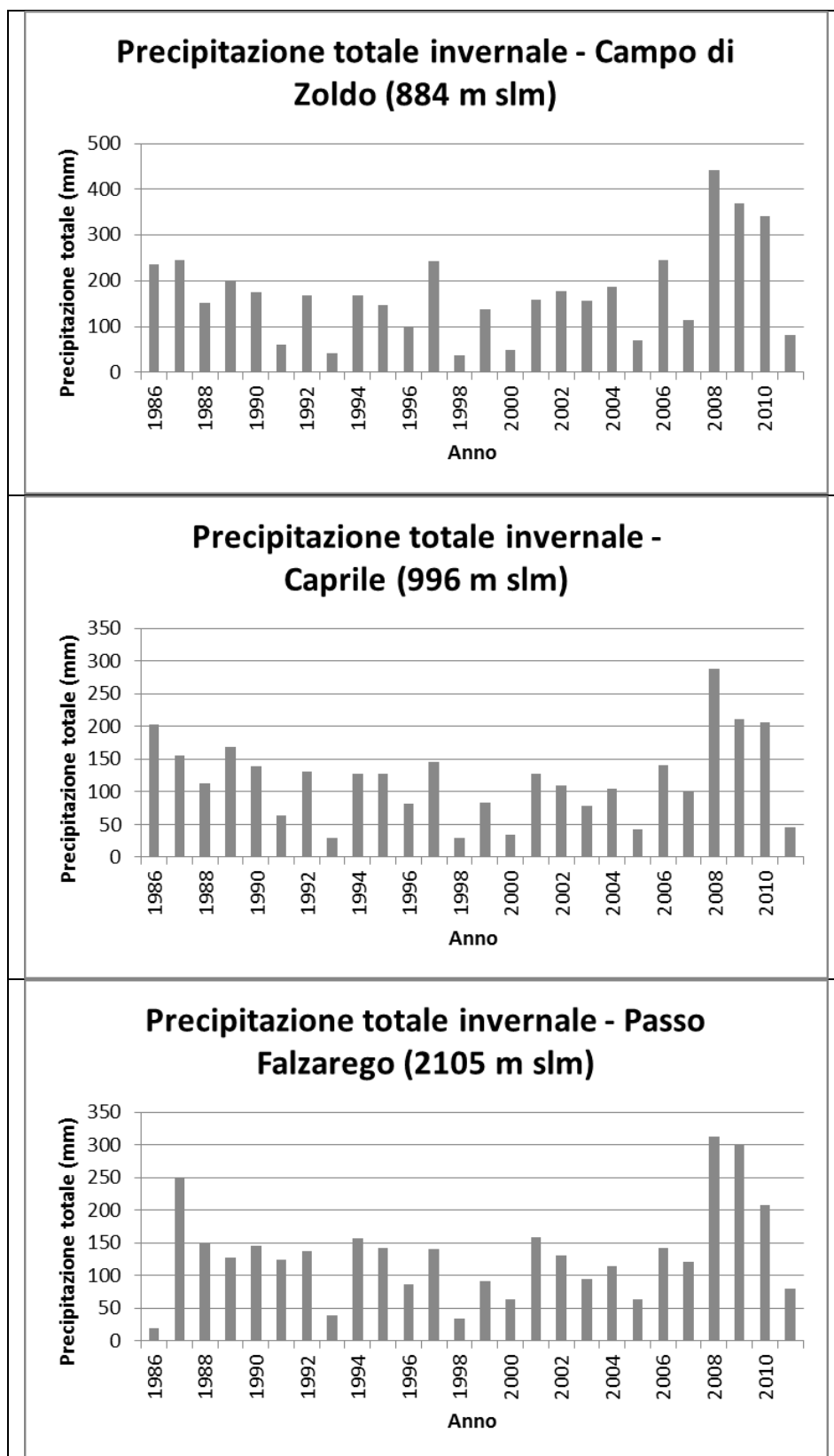
Precipitazione totale autunnale

Periodo: 1986-2011 (dati: Arpav)



Precipitazione totale invernale

Periodo: 1986-2011 (dati: Arpav)



ALLEGATO B: PROFILI DEBRIS

FLOW

