



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento di Scienze Storiche, Geografiche e dell'Antichità - DiSSGeA

SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN: Studi storici, geografici e storico-religiosi

INDIRIZZO: Geografia umana e fisica

CICLO: XXVI (26°)

PROCESSI PARAGLACIALI SU ALCUNI VERSANTI ALPINI: i casi di studio della Valle di Slingia (Bz), del Ghiacciaio di Cima Uomo (Tn) e del Bacino del Vauz (BI).

Direttore della Scuola : Ch.mo Prof. Maria Cristina La Rocca

Coordinatore d'indirizzo: Ch.mo Prof. Andrea Pase

Supervisore: Ch.mo Prof. Alberto Carton

Dottorando: Thomas Zanoner

INDICE

INDICE	1
INDICE DELLE FIGURE	4
ABSTRACT	10
RIASSUNTO	11
1. INTRODUZIONE.....	12
2. LA VALLE DI SLINGIA	19
2.1 Introduzione.....	19
2.2 Le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV)	19
2.3 La Valle di Slingia: inquadramento geografico, geologico e geomorfologico	25
2.4 Materiali e Metodi	29
2.4.1 Rilevamento geologico e geomorfologico	29
2.4.2 Analisi micro e macrostrutturale	30
2.4.3 Interferometria PSINSAR	31
2.5 Geologia e geomorfologia della Valle di Slingia	31
2.5.1 Le unità geologiche	31
2.5.2 Forme e depositi	35
2.5.3 Analisi Strutturale	44
2.6 Geomorfometria	49
2.6.1 Il dato LiDAR (Light Detection And Ranging) della Provincia Autonoma di Bolzano... ..	49
2.6.2 Indici morfometrici	51
2.6.3 Classificazione statistica	62
2.7 Le DGPV della Valle di Slingia	68
2.7.1 DGPV 1 o di Vernungkopf	68
2.7.2 DGPV 2 e 5 o DGPV di Watles	74
2.7.3 DGPV 3 o di Föllakopf	79
2.7.4 DGPV 4 o di Mottrodes	80

2.7.5 Le DGPV della Valle di Slingia a confronto: un tentativo di classificazione.....	83
2.8 Conclusioni.....	89
3. IL GHIACCIAIO DI CIMA UOMO	92
3.1 Introduzione.....	92
3.2 Inquadramento area di studio	95
3.3 Strumenti e Metodi.....	100
3.3.1 Rilievi geofisici, acquisizione dati e processamento	100
3.3.2 Rilievi topografici	101
3.3.3 Misurazioni BTS e GST.....	103
3.4 Risultati	107
3.4.1 Geofisica	107
3.4.2 Rilievi topografici	109
3.4.3 Condizioni termiche del suolo	111
3.5 Discussioni	116
3.6 Conclusioni.....	121
4. IL BACINO DEL VAUZ.....	123
4.1. Introduzione.....	123
4.2 Inquadramento geografico dell'area di studio.....	125
4.3 Strumenti e Metodi.....	126
4.3.1 Rilievi geomorfologici	126
4.3.2 Rilievi topografici e geofisici.....	126
4.3.3 Rilievi termometrici	130
4.4 Misure sperimentali dell'altezza del manto nevoso	133
4.5 Risultati	146
4.5.1 Carta Geomorfologica dell'Alto bacino del Cordevole	146
4.5.2 Risultati dei rilievi topografici e geofisici.....	151
4.5.3 Risultati dei rilievi termometrici	153
4.6 Discussione e conclusioni	158

5. DISCUSSIONI e CONCLUSIONI GENERALI.....	159
BIBLIOGRAFIA	168
RINGRAZIAMENTI.....	190
ALLEGATI.....	191

INDICE DELLE FIGURE

Fig. 1 Le tre aree studiate, 1 – Valle di Slingia, 2 – Ghiacciaio di Cima Uomo e 3 – Bacino del Vauz.	18
Fig. 2 Morfostrutture tipiche delle DGPV, con la linea continua vengono indicati gli elementi strutturali, mentre con la linea tratteggiata sono indicate le strutture legate alla cinematica gravitativa (Agliardi et al., 2001).	21
Fig. 3 Inquadramento geografico della Valle di Slingia (DEM classificato in trasparenza su <i>Hillshade 315</i>).	25
Fig. 4 Schema tettonico delle Alpi Centro-Orientali- Il riquadro è centrato sulla Valle di Slingia dove la falda di Ötztal è a contatto con la falda di S-Charl lungo la Linea di Slingia (SF). (Gruber, 2013).	26
Fig. 5 Sezione geologica in cui viene rappresentato il contatto tra falda di S-Charl e falda di Ötztal lungo la Linea di Slingia (Froitzheim et al., 1997).	27
Fig. 6 Localizzazione delle due pieghe antiformali (Münster e Sesvenna) in rosso, della piega sinforme Ofenpass (in giallo) e la linea di Slingia (in verde) (Gruber, 2013).	28
Fig. 7 A) DEM derivato dal dato LiDAR, B) Hillshade N45° Inclinazione dall'orizzonte: 45°, in C Hillshade N270° Inclinazione dall'orizzonte: 45°; D) Hillshade N315° Inclinazione dall'orizzonte: 45°	30
Fig. 8 Serie stratigrafica della Falda di S-Charl nella zona rilevata, tratta da Secco (1979).	34
Fig. 9 Nicchie di degradazione (linee rosse) sul versante sinistro della Valle di Slingia.	36
Fig. 10 Circo glaciale presente al di sotto delle creste del Muntpitschen.	36
Fig. 11 Nivomorena all'interno del circo glaciale del Muntpitschen.	38
Fig. 12 <i>Rock glacier</i> posto al di sotto della cresta del <i>Kälberberg</i>	39
Fig. 13 Riempimento di depositi di vario tipo nella Valle di Slingia.	41
Fig. 14 a) e b) depressioni nei paragneiss della falda dell'Ötztal dovute probabilmente a dissoluzione profonda delle coperture nella sottostante falda di S-Charl (località Rawein-Hoachknott), c) cavità paleo-carsiche in località Rawein-Hoachknott; d) dettaglio del riempimento della cavità paleo-carsica in c).	42
Fig. 15 Localizzazione DGPV.	43
Fig. 16 Affioramento di paragneiss; le frecce rosse, gialle e nere indicano rispettivamente l'immersione di S_1 , S_2 e C'	44
Fig. 17 Stereoplot su emisfero inferiore, proiezione di Fisher: a) scistosità S_1 ; b) scistosità S_2 ; c) shear bands C' (avente due immersioni differenti: un set immerge verso SE e l'altro verso SW) (Gruber, 2013).	45

Fig. 18 Dettaglio della sezione sottile SL20 a nicol paralleli. Si nota una foliazione composita (relitti di S_1 (giallo) e S_2 (rosso)), con una sovrainpronta di <i>shear bands</i> di tipo C' (verde) (Gruber, 2013).	46
Fig. 19 Affioramenti migliori della Faglia di Slingia in 1, 2 e 3, tratto da Froitzheim et al. (1997).	47
Fig. 20 Dettaglio della carta geologica: la Linea di Slingia (linea gialla) viene progressivamente abbassata verso SE da parte di faglie (linee rosse) con direzione SSW-NNE e direzione N-S (Gruber, 2013).	48
Fig. 21 Impulsi di ritorno del segnale LiDAR.	49
Fig. 22 Indici morfometrici.	52
Fig. 23 Rappresentazione naturale di una controscarpate s.l. (in senso lato), caratterizzata da una parte concava (blu), da una parte piatta (giallo) e da una parte convessa (rosso); la controscarpate s.s. in senso (stretto) è rappresentato da un piano antitetico rispetto all'immersione del versante....	53
Fig. 24 a) Hillshade 315, b) Ortofoto 2011, c) Aspect.....	55
Fig. 25 a) Hillshade 315, b) Ortofoto (anno 2011), c) slope, d) slope classificata	56
Fig. 26 a) Hillshade 315, b) Ortofoto (2011), c) Profc (<i>kernel size</i> : 35).....	57
Fig. 27 a) Hillshade 315, b) Ortofoto (2011), c) Planc (<i>kernel size</i> 35).....	58
Fig. 28 a) Hillshade 315, b) Ortofoto (2011), c) Openness positiva.....	59
Fig. 29 a) Hillshade 315, b) ortofoto 2011, c) S.W.I.	60
Fig. 30 a) Hillshade 315, b) Ortofoto 2008, c) T.R.I.	61
Fig. 31 La classificazione K-mean, utilizzando 5 classi; vengono evidenziate le aree a maggior concentrazione di controscarpate e la porzione interessata da bulging. La classificazione risulta buona per il versante interessato da DGPV; per le aree adiacenti invece evidenzia anche i depositi e forme glaciali e periglaciali.....	62
Fig. 32 Risultati della classificazione K-mean con 7 classi. Anche in questo caso la classificazione riesce a distinguere le aree a concentrazione maggiore di morfostrutture (controscarpate in questo caso) dal resto del versante, però classifica i depositi e forme legati a processi glaciali e periglaciali in allo stesso modo.....	63
Fig. 33 Classificazione K-mean con 10 classi. Vengono evidenziate le aree, che concentrano le controscarpate all'interno della DGPV. I depositi glaciali sulla sinistra dell'immagine risultano ancora classificati in parte come morfostrutture, ma in maniera leggermente migliore rispetto alle precedenti classificazioni (5 e 7 classi).....	63
Fig. 34 Risultato ottenuto dalla Minimum-distance classification (parti gialle), riportato sull'Hillshade 315. Vengono evidenziate le singole controscarpate e il bulging all'interno del	

DGPV 1. Al di fuori vengono evidenziate i depositi e le forme glaciali, in quanto presentano caratteri simili ad esse.....	65
Fig. 35 a) Risultato ottenuto dalla classificazione SAM (Maximum Angle = 0.08) per una porzione soggetta a DGPV sul versante sinistro della Valle di Slingia (colore rosso = concavità, colore verde = convessità) b) Classificazione SAM della stessa porzione di versante con sovrapposte le controscarpate delimitate utilizzando gli indici morfometrici ed il rilevamento di campagna.....	66
Fig. 36 a) Risultato ottenuto dalla classificazione SAM (Maximum Angle = 0.08) per una porzione di versante destro soggetta a DGPV (colore rosso = concavità, colore verde = convessità), in b) sovrapposte le morfostrutture mappate con il metodo qualitativo (indici morfometrici + rilevamento di terreno).....	66
Fig. 37 Diagramma di flusso del lavoro. In rosso le classificazioni di scarsa qualità, in giallo di media qualità e in verde di buona qualità.	67
Fig. 38 Localizzazione delle deformazioni gravitative profonde di versante.	68
Fig. 39 <i>Contour</i> dei poli di S ₂ . Il piano plottato corrisponde all'immersione e inclinazione media del versante è rappresentato sia come grande cerchio che come polo (croce nera). L'orientazione delle scistosità regionali S ₂ si presenta a reggipoggio rispetto al versante.	69
Fig. 40 <i>Contour</i> delle S ₁ (a) e C' (b). Il piano plottato corrisponde alla giacitura media del versante (205/25); si nota che il suo polo (croce nera) cade nell'area del <i>contour</i> dei poli delle S ₁ e delle C' immergenti verso SW.....	69
Fig. 41 Interruzione di cresta (linea nera tratteggiata) a causa del passaggio di una faglia NNE-SSW (linea rossa).	70
Fig. 42 Morfostrutture, quali sdoppiamenti di cresta e controscarpate del DGPV 1.....	71
Fig. 43 <i>Profile Convexity</i> del DGPV 1. Rosso: aree convesse; Blu: aree concave. Sono delimitate in nero le aree di maggior concentrazione delle controscarpate, che nel loro insieme costituiscono zone convesse all'interno di una zona concava più ampia.	71
Fig. 44 Dettaglio della parte bassa del DGPV 1 (1a) con presenza di un <i>bulging</i> al piede.	72
Fig. 45 Profilo topografico della metà 1b del DGPV 1. Si nota la mancanza di un <i>bulging</i> al piede inquanto il discostamento dal profilo rettificato risulta minimo (linea rossa tratteggiata).	72
Fig. 46 Illustrazione della formazione delle depressioni carsiche sul terreno. La dissoluzione profonda provoca la formazione di cavità carsiche e successivo collasso della parte sovrastante (da Martinotti et al, 2011, modificato).	73
Fig. 47 Tassi di movimento relativi al DGPV 1. I tassi di movimento medi per le due parti 1a e 1b risultano rispettivamente 2-5 mm/anno e 15-20 mm/anno.	74

Fig. 48 Morfostrutture, quali sdoppiamento di cresta e controscarpate (rosso) al margine occidentale del DGPV 2.....	75
Fig. 49 a) Contour delle S_1 , b) Contour delle C' . Il piano plottato corrisponde al versante medio (209/25).....	76
Fig. 50 Le DGPV di Watles, in a) DGPV 2, in b) DGPV 5; da notare la notevole differenza nell'energia di rilievo.	77
Fig. 51 a) <i>Rose-Diagram</i> per la scistosità regionale S_2 ; b) Hillshade della DGPV di Watles (5), le linee rosse evidenziano la direzione delle controscarpate sulla DGPV di Watles. Da notare che le due direzioni (S_2 e controscarpate) grossomodo coincidono.	78
Fig. 52 Ortofoto del DGPV 3 in destra orografica della Valle di Slingia.	80
Fig. 53 Contour plot (emisfero inferiore, proiezione Fisher) della scistosità regionale negli ortogneiss della falda di S-Charl. Il piano plottato corrisponde al versante medio (052/29).	80
Fig. 54 Morfostrutture del DGPV 4 in destra orografica. In rosso sono segnate creste principali, secondarie e alcune controscarpate.	81
Fig. 55 Esempio di controscarpate di dimensione notevole appartenente al DGPV 4 (parte 4c).	82
Fig. 56 Schema illustrativo per il DGPV Type 1 (Gruber, 2013).	83
Fig. 57 <i>Profc</i> (35 e 100) sovrapposte all'Hillshade. I colori rosso e blu indicano rispettivamente convessità e concavità.	84
Fig. 58 Schema qualitativo della deformazione gravitativa di Type2 (Gruber 2013).	85
Fig. 59 <i>Hillshade</i> con sovrapposizione in trasparenza della <i>profc a35 e100 kernel</i> ; l'immagine fa vedere la deformazione gravitativa chiamata 2 in Fig. 42. L'immagine mostra la divisione di un versante in deformazione, che appartiene alla categoria "Type 2" in tre zone. I colori rosso e azzurro rappresentano rispettivamente il valore di convessità e concavità del versante.	86
Fig. 60 Schema illustrativo del DGPV Type 3 (Gruber 2013).	87
Fig. 61 Il DGPV 4c suddiviso nelle varie zone.....	88
Fig. 62 Inquadramento geografico del Ghiacciaio di Cima Uomo (SRTM DEM classificato con <i>Hillshade</i> in trasparenza) a sinistra; la stella indica l'area di Cima Uomo. A destra dettaglio dell'area di Cima Uomo (LiDAR DEM classificato in trasparenza su <i>Hillshade</i>).	95
Fig. 63 Estratto della "Alpine Permafrost Index Map" della zona di Cima Uomo.....	96
Fig. 64 A sinistra estratto della carta del DuOeAV 1905, sulla destra lo schizzo del Gh. di Cima Uomo di Castiglioni (1925).	97
Fig. 65 In figura A la carta geomorfologica dell'area di Cima Uomo; in B le unità geomorfologiche principali.	99
Fig. 66 Rete di monitoraggio nell'area di Cima Uomo. Per un maggior dettaglio vedi Allegato 4.101	

Fig. 67 Tipico regime termico di un suolo in area a <i>permafrost</i> , il quale si compone di 5 fasi (da PermaNET Project Internal Report):.....	104
Fig. 68 Data Logger Tinytag TGP 4020 a sinistra, sonda termometrica PB-5001 a destra.....	105
Fig. 69 Ad esempio il sito del data logger U02.	105
Fig. 70 Profilo GPR.	107
Fig. 71 Profilo di resistività. MRRH: orizzonti di maggior riflessione del segnale radar. RRP: zone a penetrazione ridotta del segnale radar.....	108
Fig. 72 Morfologia del <i>rock glacier</i> di Cima Uomo (Hillshade derivante da LiDAR DEM) in A; resistività del volume totale derivante dal 3D ERT in B; volume della massa di ghiaccio estratto con la soglia di 80 Kohm*m in C.	109
Fig. 73 Velocità medie orizzontali, le frecce gialle indicano i vettori di spostamento, mentre il numero indica il valore di questo, espresso in cm/anno.	110
Fig. 74 Valori medi di spostamento verticale; in verde punti con spostamento compreso tra i 5 e i 10 cm/anno, in giallo spostamenti compresi tra i 10 e i 15 cm/anno ed infine in rosso spostamenti compresi tra i 15 ed i 20 cm/anno. Il numero indica il valore esatto di spostamento verticale espresso sempre in cm/anno.....	110
Fig. 75 Regimi termici dei DL presenti nell'area di Cima Uomo.....	114
Fig. 76 Localizzazione dell'area di studio (sulla sinistra) e disposizione dei Data Logger (sulla destra). Per maggior dettaglio vedi Allegato 7.	125
Fig. 77 Disposizione dei paletti monitorati (da Forcolin, 1999).	127
Fig. 78 Localizzazione dei rilievi geofisici e topografici al Provesac (B) ed al Vauz (C). In verde le linee ERT, mentre in rosso sono posizionati i punti relativi ai rilievi topografici.	129
Fig. 79 Data Logger Tinytag TGP 4020 a sinistra, sonda termometrica PB-5001 a destra.....	131
Fig. 80 Sito dei data loggers ARA_5 e ARA_6.	132
Fig. 81 Dettaglio del logger al sito ARA_5.	132
Fig. 82 L'asta sperimentale al Bacino del Vauz (A) e dettaglio del sensore HOBO Pendant® Temperature/Light Data Logger.	135
Fig. 83 Situazione di innevamento nel sito di monitoraggio al 29/03/2012 (A) e al 29/03/2013 (B).	136
Fig. 84 Profilo nivologico del 8/02/2013.	138
Fig. 85 Profilo nivologico del 29/03/2013.	139
Fig. 86 Serie di temperature registrate dai sensori dell'asta neve nei due inverni monitorati.	141
Fig. 87 Altezze del manto nevoso misurate e stimate in relazione con la luminosità registrata.....	142
Fig. 88 Lacerazioni della cotica erbosa nel bacino del Vauz.....	149

Fig. 89 Suoli poligonali messi in risalto dalla neve.	150
Fig. 90 Distribuzione dei valori di resistività apparente nei 15 livelli di misura.	152
Fig. 91 Profili ERT risultati dalle indagini geoelettriche eseguite al Vauz (A) e al Provesac (B). .	152
Fig. 92 Regimi termici dei DL ARA_1, ARA_4, ARA_5 e ARA_6. Vedi Allegato 8 per maggior dettaglio.	153
Fig. 93 Regimi termici dei DL ARA_2, ARA_3 e ARA_4. Vedi Allegato 9 per maggior dettaglio.	154
Fig. 94 La MAGST dei tre anni monitorati per i vari siti di monitoraggio GST e media, in relazione con la MAAT.	156
Fig. 95 Estratto del periodo 21-25/12/2009	157
Fig. 96 Rappresentazione schematica proposta da Church and Ryder (1972).....	161
Fig. 97 Queste curve descrivono lo stato dei principali ambienti paraglaciali a vari momenti di distanza temporale dalla deglaciazione (modificato da Ballantyne, 2002).....	163
Fig. 98 Collocazione dello stato evolutivo della Valle di Slingia nel grafico di Church and Ryder (1972).....	164
Fig. 99 Collocazione dello stato evolutivo dell'area di Cima Uomo nel grafico di Church and Ryder (1972).....	165
Fig. 100 Collocazione dello stato evolutivo del Bacino del Vauz nel grafico di Church and Ryder (1972).....	165
Fig. 101 Collocazione riassuntiva delle tre aree considerate nel grafico di Church and Ryder (1972).	166
Fig. 102 Le tre aree di studio collocate nel grafico proposto da Ballantyne (2002).....	167

ABSTRACT

This PhD thesis has been carried out in the context of a Strategic Project of the University of Padua ("Georisk"), which aim was the study of the geological and hydrological hazards in the north-east of Italy. The project was divided into 5 workpackages (WP) and the PhD study was mainly conducted in the framework of WP1 ("slope processes"). The study focused on the geomorphological evolution of three mountain areas affected by the presence of glaciers at different times. According to the literature, after the glacial mass withdrawal the evolution of these territories is defined "paraglacial evolution".

In particular, the study areas are: the Schlinig Valley (Eastern Alps - South Tyrol), the area of Cima Uomo Glacier (Dolomites - Trentino) and the Vauz Basin (Dolomites - Belluno). In the Schlinig Valley the aim was to assess the state of the slopes which are affected by various DSGSD_s (Deep Seated Gravitational Slope Deformations). At Cima Uomo the purpose was to understand how the permafrost presence can drive the evolution of the area during and after the deglaciation. Finally, in the Vauz Basin, the aim was to understand the present evolution of this area, which in the past underwent paraglacial modeling processes and modification, as documented by some relict landforms.

The detailed study of the three investigated areas allowed to: 1) characterize the current geomorphological processes, 2) understand the past morphological evolution and 3) better understand the developmental status achieved in each area with respect to the paraglacial period.

The three studied areas highlight the importance of the local topo-climatic factors on the characteristics of paraglacial evolution processes, deposits and landforms respect to the wider scale climatic factors.

RIASSUNTO

La presente tesi di Dottorato è stata realizzata nell'ambito di un Progetto Strategico dell'Università degli Studi di Padova ("Georisk"), il quale aveva come obiettivo lo studio dei rischi geologici e idrologici nell'Italia nord orientale. Il Progetto strategico era articolato in 5 *Workpackages* (WP) e al loro interno hanno operato in sinergia altrettante Unità Operative. Il presente studio è stato condotto nell'ambito del WP1 "processi di versante" ed è stato rivolto particolarmente all'analisi dell'evoluzione geomorfologica di aree montane. La ricerca di dottorato, dovendosi inserire in un progetto di ricerca più ampio, ha preso in considerazione aree di studio che fossero anche di interesse per le altre unità. In particolare le aree studiate sono tre: la Valle di Slingia (Alpi Orientali – Alto Adige), il Ghiacciaio di Cima Uomo (Dolomiti – Trentino), il Bacino del Vauz (Dolomiti – Belluno). Le aree prese in considerazione sono state, in tempi diversi, interessate dalla presenza dei ghiacciai. Attualmente, solo una di queste è ancora in una certa relazione con il glacialismo. Di conseguenza, l'evoluzione che questi territori hanno avuto dopo il ritiro delle masse glaciali è avvenuta secondo quanto in letteratura è definito come "morfogenesi paraglaciale".

Nella Valle di Slingia lo scopo è stato quello di valutare lo stato di versanti interessati da varie DGPV (Deformazioni Gravitative Profonde di Versante). Al Ghiacciaio di Cima Uomo lo scopo del lavoro è stato quello di comprendere come la presenza di *permafrost* può controllare l'evoluzione di un'area in fase di deglaciazione. Infine nel Bacino del Vauz l'obbiettivo è stato quello di capire l'evoluzione che interessa attualmente un'area che in passato ha subito processi di modellamento e modificazione strettamente paraglaciali come documentato da alcune forme relitte.

Lo studio dettagliato delle tre aree indagate ha permesso, oltre ad una caratterizzazione da vari punti di vista dei processi in atto e dell'evoluzione morfologica passata, di comprendere meglio lo stato evolutivo raggiunto in ciascuna area, in termini di riassetto paraglaciale del sistema (periodo paraglaciale).

In conclusione ciò che è emerso, analizzando le tre aree studiate, è l'importanza che assumono i fattori di tipo topo-climatico locali nel condizionare tipologie, caratteristiche evolutive dei processi, depositi e forme paraglaciali rispetto ai fattori climatici che agiscono a più ampia scala.

1. INTRODUZIONE

Il lavoro di ricerca realizzato nell'ambito del Dottorato in Studi Storici, Geografici, Storico-Religiosi – Indirizzo Geografia Umana e Fisica nel triennio 2011-2013, si inserisce in un Progetto Strategico finanziato dall'Università di Padova denominato "GeoRisk", che aveva come obiettivo lo studio dei rischi geologici e idrologici nell'Italia nord orientale. Durante gli ultimi decenni, gli insediamenti antropici nelle regioni montane e di pianura sono aumentati e, a causa della scarsità di aree adatte allo sviluppo, le aree residenziali si sono estese, soprattutto in montagna, in zone potenzialmente minacciate da pericoli naturali. Di conseguenza, le ricerche sui pericoli naturali crescono di importanza a causa anche dei cambiamenti climatici e dello sviluppo sociale. Le interazioni tra rischi naturali e popolazione devono perciò essere analizzate sia dal punto di vista del loro impatto sulla popolazione, sia dal punto di vista degli effetti delle attività antropiche e dei cambiamenti climatici su magnitudo e frequenza del pericolo. I rischi naturali sono prodotti da processi geologici, geomorfologici e idrologici che devono essere presi in considerazione in una visione integrata sia negli studi di tipo applicativo che nella ricerca di base. Il Progetto strategico era articolato in cinque *Workpackages* (WP) di seguito descritti:

- WP1 - PROCESSI DI VERSANTE

I versanti sono sistemi dinamici, caratterizzati da differenti tipi di complessi processi temporali e spaziali, strettamente legati alle cause innescanti e preparatorie sia attuali sia ereditate. Il WP1 aveva come obiettivo lo sviluppo di metodi per lo studio dei processi di versante, integrando gli aspetti geologici, geomorfologici, geotecnici/geomeccanici e geofisici. Lo scopo finale era la modellazione e la previsione dei processi di versante.

Le ricerche hanno avuto come argomento lo studio degli eventi naturali o antropici e, in particolare: a) frane, superficiali e profonde, colate di fango e di detrito; b) valanghe di roccia; c) valanghe di neve. Sono stati analizzati, i processi di filtrazione nei versanti, i meccanismi di innesco, la dinamica del trasporto e la loro distribuzione spaziale, considerando sia le condizioni climatiche e la loro variabilità, sia stress ciclici indotti da sismi.

- WP2 - PROCESSI IDROLOGICI

La descrizione della risposta di bacino durante eventi pluviometrici estremi e siccità è un argomento fondamentale in termini di mitigazione delle piene, gestione delle acque e controllo dell'inquinamento.

Il WP2 ha sviluppato e validato procedure integrate sperimentali e di modellazione, sia scientifici che pratici, attraverso osservazioni di campagna, modellazione matematica di dettaglio e modelli concentrati integrati per fornire una visione unificata del sistema.

- WP3 - MORFOLOGIA E PROCESSI D'ALVEO

I fiumi sono sistemi dinamici caratterizzati da differenti tipi di processi geomorfologici ed idrologici, connessi sia al trasferimento del flusso liquido (piene) e solido (sedimenti e detriti legnosi) generati a monte dal bacino idrografico e dai collettori affluenti (argomenti affrontati in WP1 e WP2), che a fattori antropici (dighe e serbatoi, estrazione di sedimenti in alveo, variazioni di uso del suolo, costruzione di infrastrutture di comunicazione e trasporto

I principali risultati che si era proposto di raggiungere questo WG sono: la definizione delle potenzialità e dei limiti delle recenti tecniche per la costruzione di DEM in ambito fluviale (LiDAR, fotogrammetria aerea); una migliore conoscenza della dinamica dei sedimenti e del legname e della loro interazione; la ricostruzione dei trend evolutivi dei fiumi durante gli ultimi 15-20 anni; la previsione della dinamica d'alveo mediante modellazione numerica applicando "reduced complexity models"; l'introduzione di criteri di progettazione di pile e luci dei ponti che tengono conto del trasporto e degli accumuli di legname e del loro impatto idrodinamico.

- WP4 - PROCESSI IDROGEOLOGICI

Il WP4 aveva come obiettivi: la definizione dei principali parametri idrogeologici degli acquiferi mediante test con traccianti e prove in foro; la ricostruzione geostatistica del sottosuolo nei siti di studio; la caratterizzazione dell'intrusione salina nella costa Veneta.

L'obiettivo da raggiungere era la caratterizzazione delle proprietà locali dell'acquifero, essenziali per la delimitazione delle aree di salvaguardia attorno a pozzi di sfruttamento idropotabile. L'importanza di questo tipo di studio deriva dal fatto che gli acquiferi superficiali, lungo le coste Venete, sono caratterizzati da un alto rischio di intrusione salina. La contaminazione salina è generalmente il risultato dell'intrusione di acqua marina, ma contributi significativi possono essere anche dovuti allo scambio di acqua tra il letto dei fiumi maggiori e il sottosuolo. La conseguenza maggiore è la diminuzione della produttività del suolo dovuta sia agli effetti diretti del sale sulla fisiologia delle piante che al deterioramento delle proprietà fisiche e chimiche del suolo.

- WP5 - DIVULGAZIONE

L'obiettivo del WP5 prevedeva la presentazione dei risultati di tutti i workpackage e delle loro interconnessioni attraverso:

- 1) uno spazio web dedicato, con la funzione di raccogliere i risultati di tutti i workpackage;
- 2) un database contenente i dati su caratteristiche, proprietà e storia dei differenti processi;
- 3) seminari e workshop di formazione organizzati per trasferire la conoscenza acquisita agli end-user;
- 4) pubblicazioni scientifiche.

All'interno dei vari WP hanno operato, in sinergia, altrettante unità operative (Dipartimento di Geoscienze, Dipartimento di Metodi e modelli matematici per applicazioni scientifiche, Dipartimento territorio e sistemi agro-forestali, Dipartimento di ingegneria idraulica, marittima, ambientale e geotecnica ed infine l'ex Dipartimento di Geografia (attualmente in parte accorpato al Dip. di Geoscienze).

Il presente studio è stato condotto nell'ambito del WP1 "processi di versante" ed è stato rivolto particolarmente all'analisi dell'evoluzione geomorfologica di aree montane. Le aree prese in considerazione sono state, in tempi diversi, interessate dalla presenza dei ghiacciai. Attualmente solo una di queste è ancora in una certa relazione con il glacialismo. Ne consegue che l'evoluzione che questi territori hanno subito dopo il ritiro delle masse glaciali è avvenuta secondo quanto in letteratura è definito come "morfogenesi paraglaciale".

La scomparsa dei ghiacciai espone un territorio ad una serie di rapidi cambiamenti, come ad esempio l'instabilità dei versanti, con aumento dell'attività franosa, l'attivazione di debris flow, valanghe e movimento del detrito superficiale, la redistribuzione dei depositi glaciali e l'accumulo di nuovi depositi (terrestri, lacustri o marini) per opera, dell'azione del gelo, dei fiumi e dei torrenti e del vento. Questo insieme di processi geomorfologici è appunto chiamato "paraglaciale", termine che è stato introdotto per la prima volta da Ryder (1971a, b), per descrivere i fan alluvionali della British Columbia, generati dalla risedimentazione dei depositi glaciali operata da fiumi e debris flow attivi nella locale fase di deglaciazione (Late Wisconsin). La definizione poi è stata formalizzata da Church & Ryder (1972); essi definiscono "paraglaciale" quei processi non glaciali ma che sono condizionati da una glaciazione ed aggiungono che il termine paraglaciale si riferisce anche a processi proglaciali e anche a quei processi che hanno agito attorno e tra i margini del ghiacciaio ormai scomparso. Nella loro definizione includono anche il concetto di "periodo paraglaciale", definendolo come l'intervallo temporale in cui i processi paraglaciali agiscono.

Church & Ryder (1989) specificano che questo termine può essere usato in tutti i periodi di deglaciazione (non solo alla deglaciazione del tardo Pleistocene) e specificano anche che il periodo paraglaciale non si limita solo alla fase vicina alla glaciazione, ma può estendersi anche nell'intervallo non glaciale. Il concetto di paraglaciale di Church & Ryder (1972) non introduce nuovi processi geomorfologici ma enfatizza il relativo rapido riadattamento degli ambienti glaciali alle nuove situazioni.

Questo nuovo assetto si crea in seguito alla deglaciazione e allo stabilirsi di nuove condizioni di ambiente non glaciale, attraverso l'azione di un ampio spettro di processi subaerei, come ad esempio la destabilizzazione dei versanti, *debris flow* e rielaborazione fluviale dei sedimenti, i quali operano in un ampio range di ambienti. In pratica ciò che mette in evidenza il concetto di paraglaciale è lo stato di instabilità o meta stabilità che caratterizza gli ambienti deglacializzati, e che li rende vulnerabili e rapidamente modificabili da agenti subaerei.

Inizialmente questo concetto non fu molto apprezzato dalla comunità geomorfologica, ma negli ultimi 40 anni si comprese la versatilità e l'importanza di questa idea per studiare meglio alcune forme del paesaggio e la loro evoluzione durante l'Olocene.

I primi lavori che hanno fatto specifico riferimento a questo concetto sono tutti localizzati nella Cordigliera Nord-Americana, e riguardano prevalentemente lo studio della genesi di fan alluvionali, lo sviluppo di valli terrazzate, tassi di sedimentazione e schemi di sedimentazione lacustre (Roed & Waslyk, 1973; Slaymaker, 1977, 1987; Slaymaker & McPherson, 1977; Luckman, 1981; Jackson et al., 1982; Hammer & Smith, 1983; Leonard, 1985, 1986; Clague, 1986; Kostaschuck et al., 1986). Negli ultimi 20 anni si è invece vista un'intensificazione di studi riguardanti i processi paraglaciali, con una maggior attenzione verso lo studio dei sedimenti e l'evoluzione degli ambienti paraglaciali, anche in altri contesti geografici (Matthews, 1992; Ballantyne & Benn, 1994; Matthews et al., 1998; Hinderer, 2001; Ballantyne, 2002; Schrott et al., 2003; Hewitt, 2006; Götz & Schrott, 2007; Slaymaker et al., 2009; Kellerer-Pirklbauer et al., 2010; Embleton-Hamann & Slaymaker, 2012; Ravazzi et al., 2012).

Gli studi più recenti sono caratterizzati, secondo Ballantyne (2002) da alcune tendenze: per prima cosa c'è una marcata diversificazione del contesto in cui viene impiegato il concetto di paraglaciale (studi sugli ammassi rocciosi instabili, sul riassetto delle coperture detritiche dei versanti, sulle modificazioni periglaciali ed eoliche delle zone limitrofe ai ghiacciai, ricerche sulla natura ed evoluzione delle coste paraglaciali). Un secondo sviluppo lo si è avuto con ricerche concentrate sui processi ed ambienti paraglaciali attuali, in particolare in aree deglacciate negli ultimi 200 anni (ritiro

dei ghiacciai dal massimo della LIA (*Little Ice Age*) o PEG (Piccola Età Glaciale). La terza tendenza è utilizzare il concetto di paraglaciale come filo conduttore di ricerche eseguite in una vasta gamma di ambienti non più glacializzati (da ambienti tettonicamente stabili, come la Scandinavia ad ambienti tettonicamente attivi, come l'Himalaya, ad ambienti freddi ed aridi, come l'Antartide, ad ambienti delle medie latitudini). Infine c'è una crescente approvazione del significato delle facies paraglaciali come strumento per una migliore comprensione dei paleoambienti nelle successioni stratigrafiche quaternarie.

Il lavoro di riferimento, su cui la presente tesi di dottorato si basa dal punto di vista concettuale è quello, già precedentemente citato, di Ballantyne C.K., pubblicato su *Quaternary Sciences Reviews* nel 2002. Tale lavoro è stato scritto con quattro obiettivi: 1) raccogliere lo stato dell'arte per quel che riguarda la ricerca nel settore del paraglaciale e nei suoi vari contesti; 2) esplorare il significato delle modificazioni che subiscono gli ambienti paraglaciali nei vari contesti di alternanza di evoluzione glaciale/non glaciale; 3) valutare la natura e il significato delle facies paraglaciali nelle sequenze stratigrafiche quaternarie; 4) esprimere un modello generale delle sequenze di modificazioni degli ambienti paraglaciali e della natura di cambiamenti che risultano nei vari sistemi paraglaciali.

In accordo con Ballantyne (2002) la definizione di paraglaciale che viene accettata in questo lavoro è la seguente:

“nonglacial earth-surface processes, sediment accumulations, landforms, landsystems and landscapes that are directly conditioned by glaciation and deglaciation”.

Definizione che tiene conto della vastità di contesti in cui il concetto di paraglaciale viene utilizzato, mantiene l'essenza del concetto espresso da Church & Ryder (1972) ma riconosce che l'utilizzo del termine paraglaciale ha esteso il suo significato da descrittore di processi a descrittore di morfologie, facies di sedimenti, ambienti e sistemi risultanti.

La ricerca di dottorato dovendosi inserire in un progetto di ricerca più ampio, ha preso in considerazione aree di studio che fossero anche di interesse per le altre unità. In particolare le aree studiate sono tre, tutte dislocate in ambiente alpino di alta montagna e conseguentemente utili per capire come in questa tipologia di ambiente si evolve il paraglaciale. Aree interessanti visto che studi di questo tipo, in questi settori geografici, non sono ancora molti, soprattutto nel settore dolomitico.

Le aree di studio considerate sono (Fig. 1):

- La Valle di Slingia (Alpi Orientali – Alto Adige)
- Il Ghiacciaio di Cima Uomo (Dolomiti – Trentino)
- Il Bacino del Vauz (Dolomiti – Belluno)

La Valle di Slingia è stata individuata dall'Unità operativa Dipartimento di Geoscienze, con lo scopo di valutare lo stato di alcuni versanti, interessati da varie DGPV (Deformazioni Gravitative Profonde di Versante). Tale argomento suscita particolare interesse nella comunità che si occupa di studiare l'assestamento paraglaciale dei versanti rocciosi. La maggior parte dei lavori scientifici che si occupano di processi paraglaciali riguardano aspetti legati alla deglaciazione dei versanti rocciosi in ambiente montano. La riduzione di spessore ed il ritiro dei ghiacciai da come risultato il così detto “*debuttresing*” dei versanti liberati dal ghiaccio (“*glaciopressure*”, in Panizza 1973), alterando lo stato di stress intrinseco all'ammasso roccioso e dando inizio a tre possibili processi evolutivi: a) *rockslides* o *rock avalanches*; b) *slow movements*, derivanti da una deformazione del versante a larga scala e che può evolvere nel tempo in a); c) rapido riequilibrio del versante con frequenti frane di piccole dimensioni con conseguente accumulo di detrito al piede del versante (Ballantyne, 2002). Wyrwoll (1977) fu il primo ad identificare la risposta dei versanti alla deglaciazione come processo paraglaciale, seguito poi da altri autori (e.g. Johnson, 1984; Mitchell, 1991; Shakesby & Matthews, 1996; Cruden, 1997). Nella Valle di Slingia, deglacializzata presumibilmente dall'LGM (*Last Glacial Maximum*), lo studio che ho intrapreso ha come obiettivo capire come sono evoluti e come stanno evolvendo i versanti della valle in oggetto impiegando differenti tecniche di indagine, come per esempio metodi geomorfologici (Ninfo et al., 2012) affiancati ad analisi di tipo strutturale (Gruber, 2013).

Come seconda area di studio è stata scelta la testata della Val S. Nicolò in val di Fassa. Qui fino a qualche decennio fa era visibile il Ghiacciaio di Cima Uomo che è stato oggetto di studio in maniera discontinua, già dal 1924, quando Castiglioni B. (1925) fece le prime osservazioni riportate nel lavoro: *Alcuni ghiacciai nelle Dolomiti e il loro ambiente orografico e climatico*. Le ricerche proseguirono molti anni dopo (Carton et al., 2009) soprattutto grazie anche ai progetti PermaNET, GeoRisk ed alla collaborazione con la Provincia Autonoma di Trento (Zanoner et al. 2012; Zanoner et al. 2013a, 2013b). Dal 2009 il monitoraggio di questa unità morfologica è stato portato avanti con continuità. Molte delle ricerche sulle modificazioni paraglaciali che subiscono ambienti recentemente deglacializzati si focalizzano sui processi di versante.

Il ritiro glaciale espone ampie porzioni di superficie non vegetata e depositi, che possono subire varie modificazioni quali movimenti di massa, cicli di gelo e disgelo, azione dell'acqua corrente e

azione eolica. Oltre a ciò agisce anche l'azione dei processi periglaciali ed in particolare di tutti quei processi legati alla presenza di *permafrost*. Negli ultimi 20 anni l'azione di questi agenti è stata accettata da molti autori come reazione paraglaciale (Matthews, 1992; Fitzsimons, 1996; Matthews et al., 1998). Lo scopo del lavoro in quest'area è quello di comprendere come la presenza di *permafrost* può controllare l'evoluzione di un'area in fase di deglaciazione.

Il Bacino del Vauz è stato preso in considerazione già da Meneghel (1976) e in seguito da Meneghel & Carton (2002), con l'obiettivo di studiare alcuni lobi di soliflusso e di descrivere meglio la morfologia dell'area. Già nel 1976 erano state individuate varie forme relitte legate all'azione di processi periglaciali oltre a colate di soliflusso in evoluzione. Avendo a disposizione dati di monitoraggio di più di trent'anni, si è pensato di indagare l'evoluzione di questi versanti in modo più approfondito, anche con l'ausilio di nuove tecnologie, cercando di capire l'effetto che l'eventuale presenza di cicli di gelo e disgelo ha su questi fenomeni di soliflusso (Carton et al., 2011; Zanoner & Carton, 2011). Qui risulta interessante, ai fini dello studio paraglaciale, capire l'evoluzione che interessa ora quest'area che in passato ha subito processi di modellamento e modificazione strettamente paraglaciali come documentato da alcune forme relitte.

I tre casi verranno di seguito presentati in maniera autonoma, come singoli casi di studio, senza riferimenti specifici al concetto di paraglaciale; verranno descritti i metodi utilizzati, i risultati ottenuti relativamente alla caratterizzazione geomorfologica – geologica. Negli ultimi capitoli verranno espresse delle considerazioni in merito al contesto paraglaciale che unisce queste tre aree di studio.

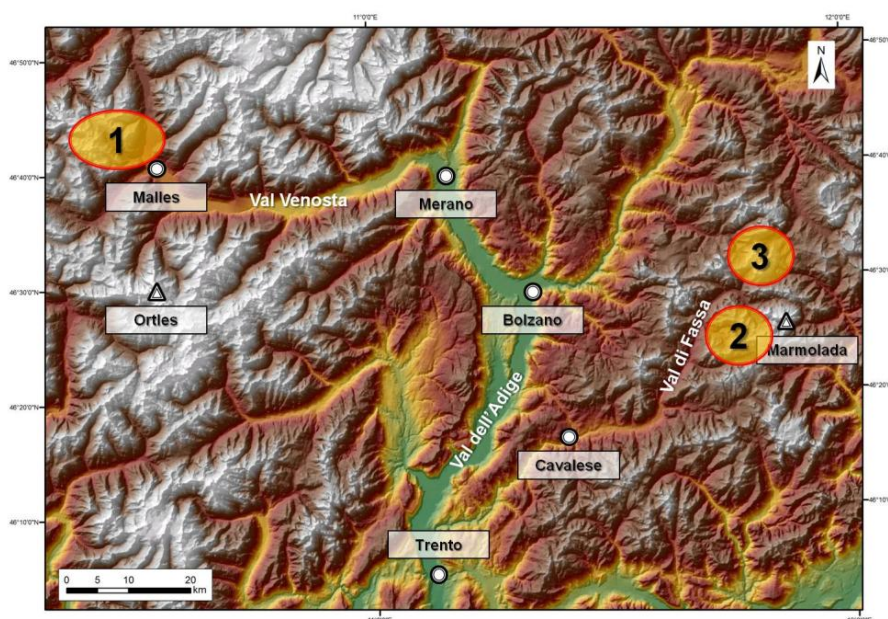


Fig. 1 Le tre aree studiate, 1 – Valle di Slingia, 2 – Ghiacciaio di Cima Uomo e 3 – Bacino del Vauz.

2. LA VALLE DI SLINGIA

2.1 Introduzione

Il caso di studio in oggetto si riferisce ad un processo di evoluzione dei versanti che viene classificato intermedio tra i fenomeni franosi superficiali e i fenomeni dovuti a tettonica gravitativa (Engelen, 1963; Goguel, 1978; Dramis, 1984; Sorriso-Valvo, 1984, 1988), noti come Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV). Molti studi su questo argomento sono stati effettuati sul territorio italiano, in quanto, l'evoluzione dei versanti affetti da deformazione gravitativa profonda, può, in alcuni casi, portare al verificarsi di catastrofiche rock avalanche o mega-rock- slide, come ad esempio il caso della frana della Val Pola (e.g. Azzoni et al., 1992) e quello della frana del Vajont (e.g. Semenza et al., 2000; Semenza, 2010).

Lo scopo di questo lavoro è stato quello di cercare di caratterizzare dal punto di vista geomorfologico e morfometrico le diverse tipologie di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) così da permettere poi la discriminazione di queste DGPV in funzione del controllo generato dal loro diverso assetto litologico e strutturale (Gruber, 2013). La Valle di Slingia (Alto Adige) è stata scelta a questo proposito per il suo complesso assetto geologico-strutturale, diversificato nei due versanti e perché inserita in una regione fortemente interessata da questi fenomeni. Basti pensare che, in Val Venosta, il 13.5% del territorio è soggetto a DGPV (Martinotti et al., 2011). In questa sede le varie DGPV della Val di Slingia sono state studiate utilizzando diverse metodologie, quali il rilevamento geologico-geomorfologico di dettaglio, l'analisi strutturale e microstrutturale, l'analisi di dati interferometrici e l'analisi morfometrica.

I risultati di questo lavoro sono stati ottenuti in primis lavorando in affiancamento ad una tesi di laurea magistrale in Geologia Generale e Geologia Tecnica discussa nell'anno 2013 (Gruber, 2013) successivamente approfondendo altri aspetti strettamente inerenti le tematiche oggetto del dottorato di ricerca, il tutto in stretta collaborazione con il Dott. Matteo Massironi (Supervisore della tesi Gruber, 2013).

2.2 Le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV)

Nel definire le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante DGPV (Dramis, 1984; Sorriso-Valvo, 1988) si incontrano alcune difficoltà in quanto i fattori e le cause che permettono il loro sviluppo possono essere molto varie e di difficile comprensione. Dagli anni sessanta molti studiosi hanno cercato di descrivere in dettaglio questo tipo di deformazione di versante e di capirne le cause (Engelen, 1963; Jahn, 1964; Muller, 1964; Ter-Stephanian, 1966, 1974; Zischinsky, 1966, 1969;

Beck, 1968; Nemcok & Pasek, 1969), ma lasciano ancora aperte domande sulla loro dinamica e sui loro fattori di innesco.

È d'obbligo ricordare la mancanza, nella letteratura internazionale, di un termine univoco per definire tale fenomeno che viene espresso nelle varie scuole geomorfologiche come segue:

Letteratura inglese

- deep-seated large-scale rock slides, deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) (Terzaghi, 1962)
- deep-seated continuous creep (Hutchinson, 1988)
- deep-seated creep (Nemčok, 1972; Nemčok et al., 1972)
- mass creep (Skempton & Hutchinson, 1969)

Letteratura tedesca

- Sackung, Talzuschub e Bergzerreißung (Zischinsky, 1966, 1969)

Letteratura italiana

- Creep in roccia e deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) (Dramis, 1984, Sorriso-Valvo, 1988, 1995)

In generale questo tipo di fenomeni possono essere descritti come movimento di massa di grandi dimensioni che può coinvolgere l'intero versante (Agliardi et al., 2001). La profondità minima della deformazione, secondo Rizzo, 1984, è di 60 metri e le lunghezze sono nell'ordine dei chilometri (Kojan & Hutchinson, 1978; Radbruch-Hall et al., 1976; Agnesi et al., 1978; Carraro et al. 1979). Gli spostamenti verso valle hanno entità minori rispetto alle dimensioni planimetriche e volumetriche dell'intera deformazione gravitativa (Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Onida, 2001). Varnes et al. (1990) e Agliardi et al. (2001) parlano di tassi di spostamento di alcuni millimetri all'anno (mm/y). Lo stadio iniziale ed intermedio del fenomeno è caratterizzato da deformazioni di taglio in evoluzione molto lenta nel tempo (creep gravitazionale). La velocità è controllata principalmente da un comportamento reologico più o meno plastico della roccia. Nello stadio finale dell'evoluzione delle DGPV si possono raggiungere velocità elevate (fino a 20 cm al giorno (Müller, 1968); in tali situazioni si verifica il passaggio da creep gravitazionale a creep accelerato fino ad arrivare alla rottura (*creep rupture*).

L'evoluzione nel tempo delle diverse DGPV può essere molto variabile in funzione di molteplici fattori che vedremo in seguito.

Il tipo di meccanismo che genera la comparsa di una superficie di rottura, dipende in primo luogo dalle proprietà delle rocce coinvolte e dalla distribuzione delle strutture tettoniche sul versante (Reitner et al., 1993); però a differenza dei comuni fenomeni franosi, non è necessaria una definita superficie o zona di rottura alla base, per poter fare evolvere il processo (Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Onida, 2001).

In seguito alla deformazione di un versante si manifestano in superficie delle strutture particolari, tipiche delle DGPV. Le più diffuse sono sdoppiamenti di cresta (*double ridges*), scarpate (*scarps*), contropendenze (*counterscarps*), fratture aperte (*trenches*) (Fig. 2). Nel riconoscere una deformazione gravitativa profonda di versante la loro presenza è molto importante e peculiare, anche se non necessaria.

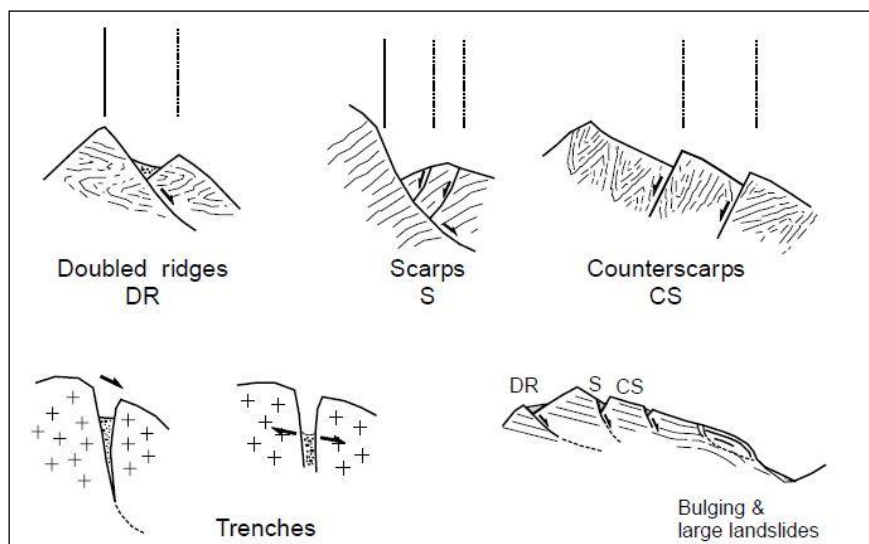


Fig. 2 Morfostrutture tipiche delle DGPV, con la linea continua vengono indicati gli elementi strutturali, mentre con la linea tratteggiata sono indicate le strutture legate alla cinematica gravitativa (Agliardi et al., 2001).

Le DGPV sono attualmente distinte in tre principali categorie:

1. Sackung o Rock-flow (insaccamento o colata in roccia): il Sackung (termine di origine austriaca, introdotto da Zischinsky, 1969) è un corpo in deformazione gravitativa di dimensioni variabili fino a comprendere un versante intero. È causato da movimenti lenti e continui lungo micro-piani di discontinuità oppure da una lenta deformazione plastica dell'ammasso roccioso. Un sackung è caratterizzato da rotture e deformazioni in superficie. Nelle porzioni del versante in deformazione, dove la pressione confinante è minima (verso la vetta e al piede) e la roccia ha comportamento di tipo fragile, si riscontrano fratture più significative. Quando le superfici di taglio distensive intersecano la cresta, si verificano fenomeni di sdoppiamento. Al piede si verificano invece fenomeni di rigonfiamento della massa rocciosa aumentando il gradiente topografico tra il ginocchio e il piede del versante. In tale zona si possono instaurare fenomeni di instabilità superficiali. Questo tipo di deformazione interessa prevalentemente rocce metamorfiche scistose.

2. Lateral spread (spandimento laterale): si tratta di spostamento/movimento laterale di blocchi di rocce rigide al di sopra di un substrato con comportamento duttile (Jahn 1964; Beck 1968; Varnes, 1978; Hutchinson, 1988). L'innescò di questo fenomeno è generalmente dovuto al rilascio di tensione (ritiro glaciale, erosione, oppure crolli su pareti). Si tratta di movimenti lenti e discontinui, che non superano la soglia del creep stazionario.

3. Block slide (scorrimento in blocchi): il termine descrive lo scorrimento di grossi blocchi rocciosi (dimensioni maggiori del lateral spread) e può interessare un intero versante montuoso. Lo scorrimento avviene lungo una o più superfici o zone di taglio più o meno definite (Varnes, 1978). Nella zona sommitale spesso si formano depressioni tipo graben di notevoli dimensioni. Anche questo tipo di deformazione è caratterizzato da una lunga fase di creep, che può evolvere nella fase finale di creep accelerato fino al collasso. Questo però avviene meno frequentemente rispetto ai sackung.

I fattori che controllano l'evoluzione dei fenomeni gravitativi profondi di versante in area montana sono l'energia di rilievo, la litologia, l'assetto strutturale, i fattori morfoclimatici e lo scarico di tensione da parte dei versanti in seguito al ritiro di grandi ghiacciai.

L'energia del rilievo è un'elemento morfologico importante nello sviluppo di una deformazione gravitativa profonda; essa viene definita come il dislivello tra la parte inferiore e la parte superiore del versante in deformazione e fornisce l'energia potenziale capace di mettere in moto deformazioni di grande entità.

Mortara & Sorzana (1987) hanno verificato che il 50% dei versanti soggetti a questo tipo di deformazione nelle Alpi occidentali mostrano un'energia di rilievo tra i 500 e i 1000 m.

Nei casi studiati nelle Alpi occidentali la pendenza di un versante sembra avere una ridotta influenza sull'innesco di deformazioni gravitative di versante in quanto si è visto che è abbastanza variabile, generalmente compresa tra 18° e 50° (Mortara & Sorzana, 1987). Oltre all'energia di rilievo anche il tipo di litologia influenza in maniera notevole l'evoluzione di un versante in deformazione. Ci sono evidenze di deformazioni gravitative profonde sia in rocce metamorfiche che in rocce sedimentarie, ma anche in rocce plutoniche. Può sembrare paradossale, ma le litologie nelle quali si sviluppano più frequentemente DGPV sono quelle meno franose e più coerenti, perché sono in grado di costituire versanti con dislivello elevato (Dramis, 1984).

In versanti costituiti prevalentemente da rocce scistose, con un certo fabric anisotropo al loro interno, si ha più frequentemente l'innesco di deformazione di tipo sackung. La presenza di rocce sedimentarie massicce come calcari, areniti, dolomie su sequenze argillose o marnose più tenere, facilitano lo sviluppo di lateral spread. Invece, una deformazione di tipo block slide, è facilitata dalla presenza di anisotropie continue legate a fagliazione o sistemi di fratturazione e pertanto le DGPV che si sviluppano su rocce isotrope di tipo igneo sono spesso di questo tipo (Nemčok, 1972).

Fratturazione, scistosità o stratificazione sono fattori di controllo fondamentali sull'evoluzione dei versanti (Terzaghi, 1962; Mahr & Nemčok, 1977). In caso di DGPV su basamento metamorfico, una delle condizioni che maggiormente ne predispone l'evoluzione è la presenza di una scistosità primaria posta a franapoggio (Mortara & Sorzana, 1987). Esistono chiari esempi dell'importanza del controllo strutturale fragile sulla genesi, la meccanica e l'evoluzione delle deformazioni gravitative di versante (Agliardi et al, 2001). Tuttavia poco è stato invece affrontato in merito all'influenza di geometrie plicative e foliazioni sull'evoluzione di grandi frane in basamenti metamorfici. Da ricordare i lavori di Massironi et al. (2003, 2010) e Zorzi et al. (in stampa) che mostrano come la geometria e l'assetto di grandi pieghe rispetto all'orientazione del versante sia fattore fondamentale per la sua evoluzione. Zorzi et al. (in stampa) affrontano anche il problema di come strutture secondarie, quali foliazioni incipienti o pieghe parassite, possano controllare sensibilmente lo sviluppo di DGPV.

Un altro fattore predisponente è rappresentato dalla storia tettonica subita da un versante. Quando l'assetto geometrico di un versante viene modificato (aumento dell'acclività) a causa di deformazioni tettoniche (faglie, pieghe), si parla di una relazione diretta tra l'attività tettonica e i movimenti di versante. L'influenza passiva si instaura quando invece si ha sollevamento tettonico,

che può indurre un aumento dell'attività dei processi erosivi sui versanti. Se il sollevamento è abbastanza rapido tale da superare la velocità dei processi di alterazione e denudazione, allora si verifica un approfondimento del reticolo idrografico e di conseguenza un incremento dell'altezza dei versanti (Cotecchia & Melidoro, 1974).

Anche a seguito di forti terremoti si possono innescare deformazioni di versante, in quanto i sismi sono in grado di diminuire la coerenza dell'ammasso roccioso oppure variare la pressione di poro. Morfostrutture tipo trincee in alcuni casi possono essere considerate diretta testimonianza di eventi sismici (Dramis et al.1983).

Da diversi studi emerge che nella maggior parte dei casi, lo scuotimento sismico sembra essere la causa dell'innescò della deformazione in versanti in cui già altri fattori geostrutturali e/o idrogeologici hanno agito deteriorando l'ammasso roccioso (Rizzo, 1984; Sorriso-Valvo, 1988).

Gli stress residui, quando non più compensati in direzione normale al versante da una pressione confinante (ad esempio a causa del ritiro glaciale o a causa della rapida incisione lineare del substrato o delle coperture sedimentarie (Mencl, 1974), vengono rilasciati e creano detensionamento del versante.

Anche i fattori morfoclimatici possono contribuire all'innescò di deformazioni gravitative di versante. Le condizioni diventano favorevoli ai movimenti gravitativi profondi, quando le variazioni climatiche, che conferiscono capacità erosiva alle acque incanalate, consentono una rapida rimozione dei materiali erosi che coprono i versanti provocando deterioramento (Dramis, 1984).

Il ritiro glaciale, secondo molti autori, ha un influenza fondamentale sull'instabilità dei versanti, in quanto viene a mancare il fattore stabilizzante esercitata dalla pressione esercitata dal ghiacciaio sui versanti stessi

Infine anche l'effetto della dissoluzione di rocce solubili (evaporiti, anidriti e gessi) alla base del versante o in profondità, può facilitare l'instaurarsi di collassi, insaccamenti e quindi deformazione gravitative (Martinotti et al., 2011; Alberto et al., 2008). L'effetto di dissoluzione profonda è riscontrabile facilmente con l'apparizione di depressioni sul terreno, che non sono spiegabili invocando processi superficiali (esarazione glaciale, ruscellamento ecc.).

2.3 La Valle di Slingia: inquadramento geografico, geologico e geomorfologico

La Valle di Slingia (Fig. 3), è situata nelle Alpi Orientali, in alta Val Venosta (Vinschgau). La Val Venosta si estende dal Passo Resia a Merano. Dal Passo Resia (Reschenpass) a Sluderno (Schluderns) ha direzione nord-sud e poi direzione ovest-est fino a Merano. La montagna più alta della Val Venosta è l'Ortles (3.905 m). La Valle di Slingia, valle laterale della Val Venosta, ha un andamento nord ovest-sud est.

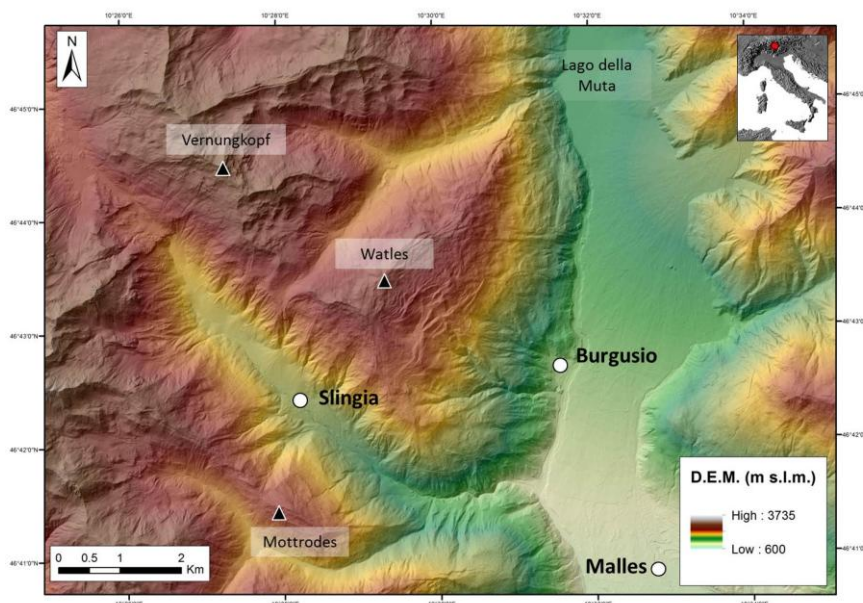


Fig. 3 Inquadramento geografico della Valle di Slingia (DEM classificato in trasparenza su Hillshade 315).

Il rio di Slingia attraversa l'abitato di Slingia (46,7046 N; 10,4743 E) e sfocia dopo 12 chilometri nel fiume Adige in corrispondenza dell'abitato di Clusio; il suo bacino si estende per circa 40 km². La quota massima nell'area di studio è di 3.153 m e la quota minima è di 1.058 m. L'abitato di Slingia (Schlinig) si trova ad un'altitudine di 1.736 m.

L'area di studio è compresa all'interno del dominio Austroalpino (Fig. 4), tra la Linea dell'Engadina e la Linea Insubrica. Più precisamente lungo la Valle di Slingia corre l'importante omonima linea che mette a contatto due falde austroalpine: la falda di Ötztal Silvretta e la falda di S-Charl-Umbrail.

Il dominio strutturale dell'austroalpino è un ampio settore della Catena Alpina ed è costituito da un sistema a falde di ricoprimento nord vergenti deformate in modo eterogeneo a partire dal Cretaceo (ca. 100 Ma) e pertinenti all'estremo margine attivo settentrionale della microplacca Adria che progressivamente va a collidere con il margine passivo continentale dell'Europa.

L'Austroalpino delle Alpi Centro-orientali affiora tra il Passo del Brennero e l'Engadina ed è essenzialmente costituito dal basamento cristallino pre-permiano intruso da granitoidi permiani e associato a lembi di sequenze di copertura permo-mesozoica (Hammer, 1906, 1908a, 1908b, 1912; Andreatta, 1952, 1954; Gregnanin & Piccirillo, 1972; Dal Piaz & Martin, 1980; Thöni, 1981; Hoinkes & Thöni, 1993). Il basamento è caratterizzato da una storia polimetamorfica varisico - alpina a diverse facies anfibolitiche, mentre le coperture permotriassiche sono state affette da metamorfismo alpino di basso grado. Le unità del basamento austroalpino hanno registrato diversi eventi deformativi connessi all'orogenesi varisica e quella alpina (Thöni, 1999; Sölva et al., 2005). In particolare questo dominio ha subito due deformazioni maggiori (D1 e D2) durante l'orogenesi eo-alpina (da 130Ma a 60Ma). D1 è caratterizzata da thrusting verso NW - W e D2 è caratterizzata da piegamenti a grande scala vergenti verso N e NE (Ratschbacher, 1986). Successivamente nella fase Mesoalpina, che si sviluppa dal Cretaceo-Eocene (60 Ma) all'Oligocene (35 Ma) si registrano intense deformazioni duttili e metamorfismo nella parte assiale della catena alpina. Dall'Oligocene in poi la catena subisce processi di esumazione differenziale controllati da faglie che costituiscono l'attuale scheletro strutturale fragile della catena.

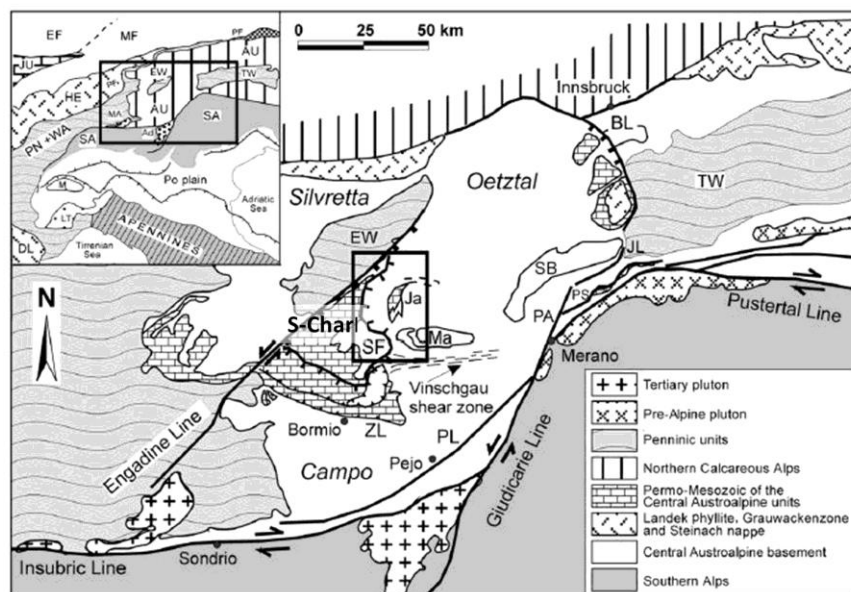


Fig. 4 Schema tettonico delle Alpi Centro-Orientali- Il riquadro è centrato sulla Valle di Slingia dove la falda di Ötztal è a contatto con la falda di S-Charl lungo la Linea di Slingia (SF). (Gruber, 2013).

La Linea di Slingia (Fig. 5) si estende per 20 km nella Val Venosta tra il passo Resia (Reschenpass) e il paese di Clusio (Schleiss). Nei pressi di Clusio la faglia è mascherata dai potenti depositi quaternari che riempiono la Val Venosta. In questi 20 km la faglia mette a contatto il basamento (falda di Ötztal.) con rocce sedimentarie permo-mesozoiche (coperture della falda di S-Charl). Verso nord invece passa interamente al basamento dalla falda di Ötztal.

Dal passo Resia all'abitato di Clusio la faglia descrive un arco convesso verso ovest (caratteristico di una faglia listrica) (Fig. 4) con angoli di immersione variabili: immerge circa 16° verso nordest a sud, 8° - 9° verso est nella parte mediana e 17° verso sudest nella porzione settentrionale (Stutz & Walter, 1983). L'angolo di immersione tra il Piz Rims (2752m) e Clusio è di circa 7.5° (Froitzheim et al., 1997).

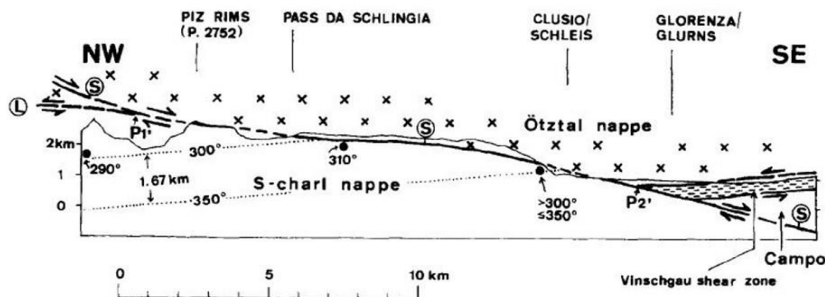


Fig. 5 Sezione geologica in cui viene rappresentato il contatto tra falda di S-Charl e falda di Ötztal lungo la Linea di Slingia (Froitzheim et al., 1997).

La falda dell'Ötztal nel *hanging wall* è composta in gran parte dal basamento pre-permiano ed è rappresentata da gneiss e micascisti intercalata da livelli anfibolitici. Il metamorfismo regionale in facies anfibolitica ha età ercinica (Thöni, 1980). La deformazione alpina è concentrata lungo orizzonti milonitici e cataclastici. Resti della sua copertura Permo-mesozoica sono preservati vicino al bordo occidentale della falda (Brenner Mesozoics). Il *foot wall* della linea di Slingia invece è rappresentato dalla falda dello S-Charl, che include il basamento pre-Permiano (Silvretta, Campo e Sesvenna) e rocce di copertura con età da permiana a mesozoica (coperture carniche, Dolomia principale (Norico), Formazione di Koessen (Retico) e breccia giurassica). La porzione di rocce permiane fino a quelle medio triassiche sono piegate ed embricate con il basamento (S-Charl, Spitz and Dyhrenfurth, 1914), mentre la parte di età triassica superiore (Dolomia Principale) è scollata dalle serie sottostanti lungo la Formazione di Travenanzes (ex Formazione di Raibl) (localmente contenente rocce evaporitiche) e deformata indipendentemente (S-Charl). Lo spessore dei sedimenti di copertura della falda di S-Charl nella Val di Slingia diminuisce da nordovest a sudest, dove la falda dell'Ötztal poggia lungo la faglia di Slingia direttamente sul basamento della falda di S-Charl. Partendo dalla testata della Val Münster e procedendo verso il Passo di Resia (da SW verso NE) (Fig. 6) attraversiamo tre grandi pieghe con direzione dei loro assi, grossomodo nordovest-sudest: l'antiforme di Münster, la sinforme dell'Ofenpass e l'antiforme di Sesvenna.

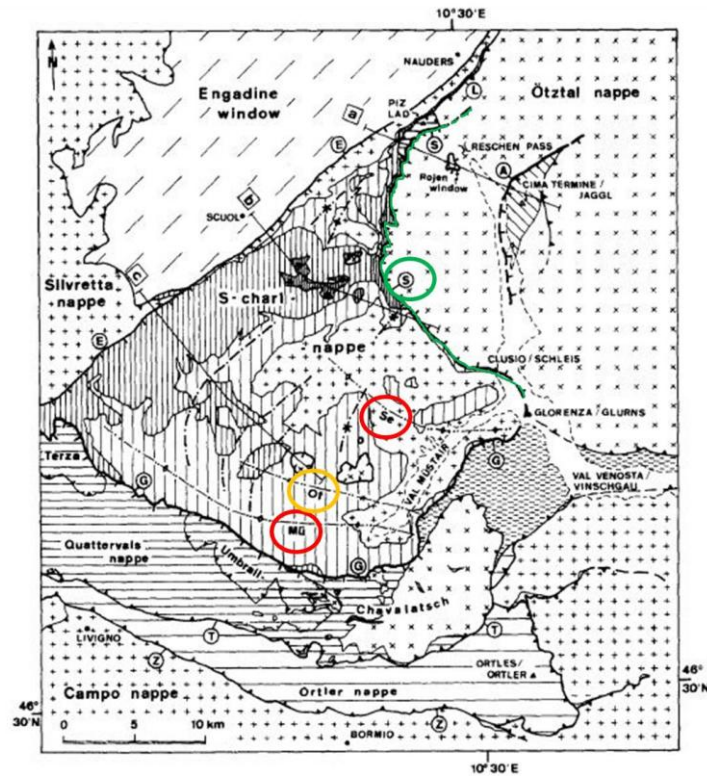


Fig. 6 Localizzazione delle due pieghe antiformi (Münster e Sesvenna) in rosso, della piega sinforme Ofenpass (in giallo) e la linea di Slingia (in verde) (Gruber, 2013).

L'assetto geomorfologico dell'area di studio è prevalentemente legato ai processi glaciali che hanno agito sui versanti della Valle di Slingia; questi ultimi sono stati guidati dall'evoluzione glaciale e paraglaciale del vicino ghiacciaio dell'Adige, il quale, durante l'ultimo massimo glaciale (L.G.M.) raggiungeva degli spessori di circa 1200 m in Val Venosta (Agliardi et al., 2009b). In particolare nella valle di Slingia si riscontrano depositi e forme legati al L.G.M. e alle ripetute fluttuazioni tardo-glaciali quali, depositi glaciali di fondo, argini morenici laterali, versanti modellati dall'azione erosiva del ghiaccio.

Studi precedenti (Van Husen, 1977; Maish, 1982; Kerschner, 1993; Ivy-Ochs et al., 2004; Van Husen, 2004; Ivy-Ochs et al., 2006; Agliardi et al. 2009b) sembrano indicare che attorno ai 16-15 kyr la parte inferiore della Valle di Slingia ed il Monte Watles erano liberi di ghiaccio. Si può inoltre dedurre, considerando i vari dati riportati in Heiss et al., 2005; Kelly, 2006; Vescovi et al., 2007, che a partire dai 12 kyr circa, i versanti della valle di Slingia, sebbene in parte soggetti ancora a processi di tipo glaciale, erano prevalente interessati da processi di tipo periglaciale. A testimonianza di ciò, lungo i versanti si ritrovano contemporaneamente vari argini morenici laterali, e alcuni rock glaciers. Nel complesso la valle presenta una morfologia asimmetrica; versanti ripidi esposti a sudovest si contrappongono a versanti meno ripidi esposti a nordest.

Questa particolarità è legata alla presenza di litotipi differenti sui due versanti: prevalenti ortogneiss meno erodibili sul versante meridionale e più erodibili parganeiss e coperture sedimentarie sul versante settentrionale. Nella valle si riscontrano poi varie evidenze morfologiche di deformazioni gravitative profonde che verranno trattate successivamente in maniera dettagliata ed esaustiva.

2.4 Materiali e Metodi

2.4.1 Rilevamento geologico e geomorfologico

Nella zona di interesse è stato eseguito un rilevamento geologico e geomorfologico di dettaglio, in quanto l'unica cartografia geologica esistente, e comprendente l'intera area di studio, è il foglio appartenente alla Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Foglio 04 Merano) risalente al 1970. Affioramenti delle diverse litologie, forme e depositi quaternari sono stati disegnati in campagna sulla carta tecnica provinciale (CTP) e in seguito riportati in ambiente G.I.S. (Geographic Information Sistem) con il software ArcGis 10.1 di ESRI. Sono state inoltre acquisite misure di giacitura delle diverse famiglie di foliazione presenti nelle rocce metamorfiche e di stratificazione nelle rocce sedimentarie. Il rilievo di terreno è stato supportato dall'analisi ed interpretazione di ortofoto in bianco e nero del 1966, scaricabili gratuitamente dal sito della Provincia di Bolzano (<http://www.provincia.bz.it/informatica/temi/maps-webgis.asp>) e a colori degli anni 1999 (TerraItaly™ 2000 © BLOM ITALY CGR, Provincia Autonoma di Bolzano – Alto Adige, Ufficio Informatica geografica e statistica). Sono state consultate anche quelle del 2006 (TerraItaly™ 2006 © BLOM ITALY CGR, Provincia Autonoma di Bolzano – Alto Adige, Ufficio Informatica geografica e statistica), 2008 e 2011 (© Agea.gov.it, Provincia Autonoma di Bolzano – Alto Adige, Ufficio Informatica geografica e statistica), fornite dall'ufficio cartografico della Provincia di Bolzano su nostra richiesta. Per analizzare le forme e i depositi in maniera più chiara e meno disturbata dalla presenza di vegetazione è stato utilizzato il LiDAR DEM (Light Detection and Ranging *Digital Elevation Model*) scaricabile gratuitamente dal portale della Provincia di Bolzano (<http://www.provincia.bz.it/informatica/temi/maps-webgis.asp>). Da tale prodotto sono stati creati vari lueggiamenti con diversi angoli d'ombreggiatura (45°, 270° e 315°) utilizzando il tool *Spatial Analyst Tools* → *Surface* → *Hillshade* presente in ArcGis (Fig. 7).

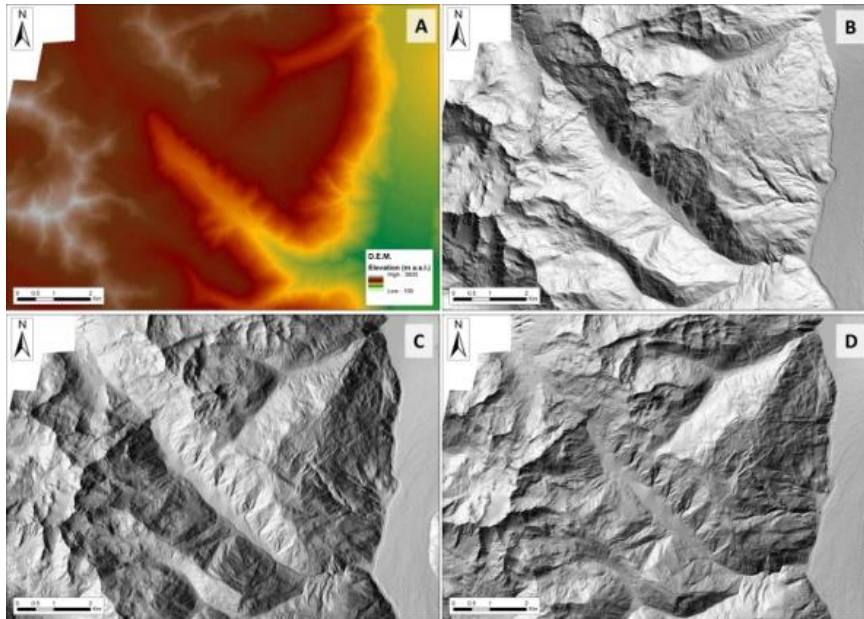


Fig. 7 A) DEM derivato dal dato LiDAR, B) Hillshade N45° Inclinazione dall'orizzonte: 45°, in C Hillshade N270° Inclinazione dall'orizzonte: 45°; D) Hillshade N315° Inclinazione dall'orizzonte: 45°.

2.4.2 Analisi micro e macrostrutturale

L'analisi strutturale (Gruber, 2013) è stata eseguita sia a livello macroscopico che microscopico. L'individuazione ed interpretazione di lineamenti a maggiore scala è stata effettuata sul dato LiDAR variamente lumeggiato. Si è poi proceduto, durante la fase di rilevamento sul terreno alla verifica e misura dei vari elementi strutturali precedentemente individuati. L'analisi mesostrutturale si è concentrata su rilievo e misura di elementi duttili e fragili situati sia all'interno che all'esterno di siti interessati da deformazione gravitativa profonda. Gli elementi fragili sono rappresentati da faglie e fratture (joints), mentre i duttili da foliazioni, SC' e pieghe. Tutti questi elementi strutturali sono stati utili per indagare il regime deformativo dell'area. Essi sono stati separati e poi confrontati con gli elementi indotti principalmente dalla forza di gravità nelle aree interessate da deformazioni gravitative profonde. Nello specifico le relazioni tra le differenti fasi deformative sono state investigate utilizzando delle proiezioni stereografiche (*Fisher lower emisphere*). Si è poi proceduto all'analisi al microscopio ottico di vari campioni, concentrandosi sulla presenza di deformazioni duttili, quali diverse foliazioni (S_1 , S_2), *shear bands* (C') e piegamenti. Tale analisi ha permesso di individuare meglio le diverse fasi deformative duttili. Si è poi proceduto alla valutazione della relazione tra le diverse generazioni di foliazioni, degli elementi petrografici e micro-strutturali.

2.4.3 Interferometria PSINSAR

La tecnica dei diffusori permanenti (PSINSAR dove PS sta per *Permanent Scatterers*) è uno strumento operativo efficace per il monitoraggio di fenomeni di deformazione della superficie terrestre con precisione millimetrica, basato sull'impiego di serie temporali d'immagini radar satellitari di tipo SAR. Il procedimento si basa su un'analisi multi-immagine di un set multitemporale di dati disponibile sull'area di interesse che permette di selezionare l'insieme dei PS sostanzialmente immuni dai fenomeni di decorrelazione temporale (bersagli stabili nel tempo) e di decorrelazione geometrica (bersagli molto più piccoli della cella di risoluzione). La tecnica PS si basa quindi sull'osservazione di un piccolo sottoinsieme di bersagli radar, costituito appunto dai diffusori permanenti (PS), tipicamente sono parti di edifici, strutture metalliche, rocce esposte, ponti, strade, linee ferroviarie, in generale elementi già presenti al suolo, le cui caratteristiche elettromagnetiche non variano sensibilmente di acquisizione in acquisizione, cioè preservano l'informazione di fase nel tempo e al variare della geometria di acquisizione. La precisione di questa tecnica dipende da vari fattori: numero di immagini elaborate, densità dei *permanent scatters* (PS), condizioni climatiche che influenzano la coerenza tra le immagini acquisite in tempi diversi, distanza dei PS dal punto di riferimento (REF). Anche in questo caso i dati sono stati forniti dal Servizio geologico della Provincia di Bolzano; questi sono stati riportati in ambiente GIS e analizzati in maniera qualitativa.

2.5 Geologia e geomorfologia della Valle di Slingia

Vengono riportati qui di seguito i risultati ottenuti tramite i vari metodi di lavoro. Verranno trattati in maniera approfondita la carta geologica-geomorfologica, descrivendo le unità litologiche, le forme ed i depositi quaternari presenti nell'area. Inoltre verranno riassunti i risultati derivanti dall'analisi strutturale derivanti da Gruber (2013). La carta prodotta (Allegato 1), non risponde completamente ai criteri del GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA CNR (Geomorphological research in the upper Val di Pejo (Cevedale Group, Central Alps, Italy)), in quanto redatta come strumento di ricerca e non con lo scopo di pubblicazione.

2.5.1 Le unità geologiche

Le unità geologiche, presenti nell'area di interesse, appartengono alla falda di Ötztal-Silvretta e alla falda di S-Charl-Umbrail. La prima poggia direttamente sulla seconda attraverso la linea di Slingia.

Falda di Ötztal-Silvretta

La falda di Ötztal-Silvretta, nell'area di studio (vedi Allegato 1), affiora dalla parte nordoccidentale alla parte sudorientale della carta geologica prodotta. Dal punto di vista strutturale è limitata a sudovest dalla fascia milonitica, detta linea di Slingia. È costituita in buona parte da paragneiss a granato, cianite, sillimanite, staurolite e andalusite (minerali di alto grado metamorfico). Sono stati trovati intercalazioni di gneiss granitici e tonalitici ed anfiboliti. A seguire viene descritta ciascuna litologia cartografata.

Paragneiss: rappresentano il litotipo nettamente più abbondante e affiorano in continuità sul versante sinistro idrografico della Valle di Slingia e sul versante esposto a sudest del Monte Watles. Possiedono tessitura generalmente da media a grossolana e presentano una scistosità principale accentuata, caratterizzata dall'alternanza di livelli micaceo-biotitici e quarzo-feldspatici.

Anfiboliti: queste rocce costituiscono delle masse e/o intercalazioni entro i paragneiss. Nell'area di studio queste anfiboliti affiorano sul versante SW e SE del Monte Watles e nella Valle di Zerzer (Allegato 1) Le anfiboliti sono ricche in epidoto e presentano una grana da media a fine e una marcata scistosità. L'aspetto macroscopico di queste rocce risulta spesso scuro a causa della predominanza di anfiboli.

Falda di S-Charl-Umbrail

L'unità del dominio Austroalpino, strutturalmente più profonda (Falda di S-Charl-Umbrail) è costituita dal basamento cristallino e da una copertura sedimentaria permo-mesozoica. Il basamento cristallino presenta una sequenza litologica caratteristica passando da paragneiss alla base a micascisti e filladi seguiti da gneiss occhiadini nella parte superiore (Gregnanin e Piccirillo, 1972 e 1974). Nell'area di studio affiora solo quest'ultima litologia e le unità di copertura.

Gneiss occhiadini: sono i litotipi affioranti in destra orografica della Valle di Slingia ed in parte anche in sinistra alla base del versante. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, K-feldspato (il quale va a formare gli "occhi" più o meno sviluppati) e mica prevalentemente chiara. La roccia presenta una scistosità data da letti fillosilicatici intercalati a letti quarzoso-feldspatici che dominano nella facies superiori.

Copertura sedimentaria della Falda di S-Charl: tutte le unità di copertura ad eccezione del conglomerato basale, sono stati cartografati assieme con il nome "Coperture (Falda di S-Charl-Umbrail)" (vedi Allegato 1). Le litologie della serie di copertura sono le seguenti:

Conglomerato basale: si tratta di un meta-conglomerato, che giace in discordanza sulle rocce del basamento cristallino, in particolare sugli gneiss occhiadini con cui presenta limiti sfumati e spesso di difficile definizione. Il passaggio ortogneiss - meta-conglomerato risulta graduale, in quanto il contatto è trasposto. Si tratta di un metaconglomerato che mostra una grande continuità nell'area di studio, soprattutto sul versante sudoccidentale della valle. Poco a valle della cascata presente nella Valle di Slingia, in destra orografica, questo meta-conglomerato è costituito da ciottoli di quarzo rosa immersi in una matrice quarzosa-sericitica di color verde chiaro e livelli di arenarie quarzose biancastre evidenziano il passaggio alle sovrastanti "Arenarie del Buntsandstein". Il conglomerato basale sfuma superiormente con gradualità verso le arenarie del Buntsandstein.

Arenarie del Buntsandstein: esse affiorano in diversi punti nell'area di studio, stratigraficamente al di sopra del conglomerato basale. Presentano una grana fine e sono di color giallastro. Si tratta di meta-arenarie foliate. La deformazione non è visibile ad occhio nudo, ma risulta ben evidente al microscopio ottico (Gruber, 2013). Su queste arenarie poggiano la sequenza sedimentaria calcareo-dolomitico-gessifera di piattaforma del Muschelkalk.

Dolomie e Calcari dell'Anisico: è il termine più basso della sequenza sedimentaria della piattaforma del Muschelkalk ed è costituito da dolomie grigio-chiare metamorfosate e deformate, caratterizzate da intercalazioni argillose. La serie anisica termina con dei calcescisti, dolomie cariate e gessi.

Dolomie ladiniche: si tratta di dolomie foliate. Nei pressi della cascata nella testata della Valle di Slingia si rinvencono breccie dolomitiche. Tali breccie sono intensamente cataclase e probabilmente a causa delle intense deformazioni subite dall'intera copertura sedimentaria durante la messa in posto della falda di Ötztal-Silvretta.

Dolomie, gessi ed argillocisti del Carnico: si tratta di dolomie cariate gialle metamorfosate e foliate, a volte calcaree associate e marmi (calcari cristallini giallastre) e livelli di peliti ed arenarie. A sudovest del Rifugio Sesvenna si rinvencono dei calcari lastroidi avente una fitta foliazione (2 cm) con giacitura grossomodo E-W con immersione a Nord di circa 15° (vedi Allegato 1).

Dolomia principale del Norico: si tratta di una dolomia metamorfosata di color grigiastro, difficilmente riconoscibile rispetto alle unità limitrofe, spesso molto fratturata a causa del passaggio di faglie o di lineamenti gravitativi.

Breccie e Calcari del Lias: Calcare lastroide caratterizzato da un livello di breccie dolomitiche alla sua base. I clasti presentano un diametro massimo di tre centimetri e sono immersi in cemento dolomitico.

Argilloscisti, calcari e radiolariti del Titoniano: Si tratta di calcari lastroidi, sopra i quali giacciono degli argilloscisti molto scuri, che tendono a sfaldarsi in lastre sottili. Le radiolariti, giacendo in prossimità della Linea di Slingia, si presentano molto fratturate e milonitiche.

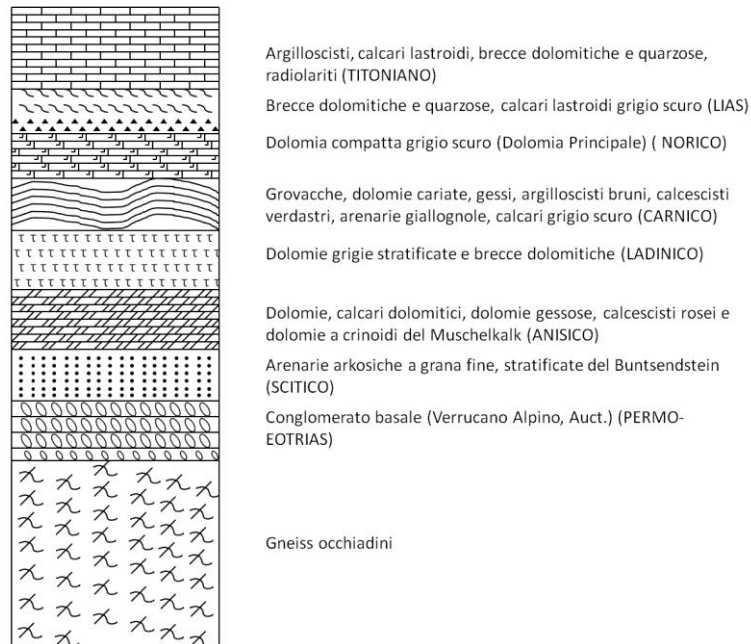


Fig. 8 Serie stratigrafica della Falda di S-Charl nella zona rilevata, tratta da Secco (1979).

La sequenza sedimentaria permo-mesozoica nel suo complesso tende ad ispessirsi e poi ad assottigliarsi procedendo lungo il versante sinistro della Valle di Singia da NW verso SE fino a scomparire in corrispondenza del paese di Malles. Si presenta scollata dal basamento probabilmente a causa delle spinte subite durante la messa in posto della falda sovrastante.

2.5.2 Forme e depositi

- *Forme e depositi dovute alla gravità:*

Coni e falde detritiche: sono formati dal materiale roccioso accumulato allo sbocco dei canali che incidono i versanti o al piede delle pareti rocciose. Appaiono un po' più estesi in destra orografica della Val di Slingia. Sono costituiti da blocchi eterometrici a spigoli vivi; quelli di dimensioni maggiori si trovano al piede, mentre il detrito di dimensioni minori all'apice. Le pendenze variano tra i 25° - 35° circa. Le falde detritiche sono più diffuse rispetto ai coni. Tali depositi si sono accumulati a seguito dei processi di modellamento del rilievo che sono ancor oggi attivi. Sono legati principalmente all'azione di gelo-disgelo e alla forza di gravità, anche se si riscontra una certa azione delle acque che possono modellare la forma e l'acclività dei coni o delle falde. Le falde coprono la roccia in posto, altri depositi quaternari e forme come morfostrutture legate a DGPV; alcune di esse spesso vengono riempite di detrito. In alcune zone, dove l'alimentazione detritica viene a cessare, si può riscontrare la presenza di vegetazione pioniera che si imposta su un substrato detritico accumulato per ruscellamento.

Accumuli di frana e nicchie di degradazione: si riscontrano accumuli di frane, in particolare colate di tipo misto, sul versante esposto a sud-ovest. Queste colate si trovano, al di sotto dei paragneiss, dove affiorano le rocce maggiormente friabili delle coperture permo-mesozoiche, che forniscono, come prodotto di alterazione, una matrice pelitica. Un'altra colata di minor importanza si trova invece a monte dell'abitato di Slingia poco prima della vasca di contenimento per debris flow.

Le nicchie di degradazione si rinvennero sul versante sinistro, perché qui affiorano le coperture permo-mesozoiche che rappresentano le rocce maggiormente erodibili nella Valle di Slingia. Esse retrocedono progressivamente verso l'alto ed il materiale prodotto viene trasportato via dagli agenti meteorici. Le dimensioni delle nicchie di degradazione (Fig. 9) variano a seconda dello spessore delle coperture permo-mesozoiche e a secondo del loro grado di evoluzione; le più evolute interessano aree più ampie e possono coinvolgere anche le litologie limitrofe meno erodibili.

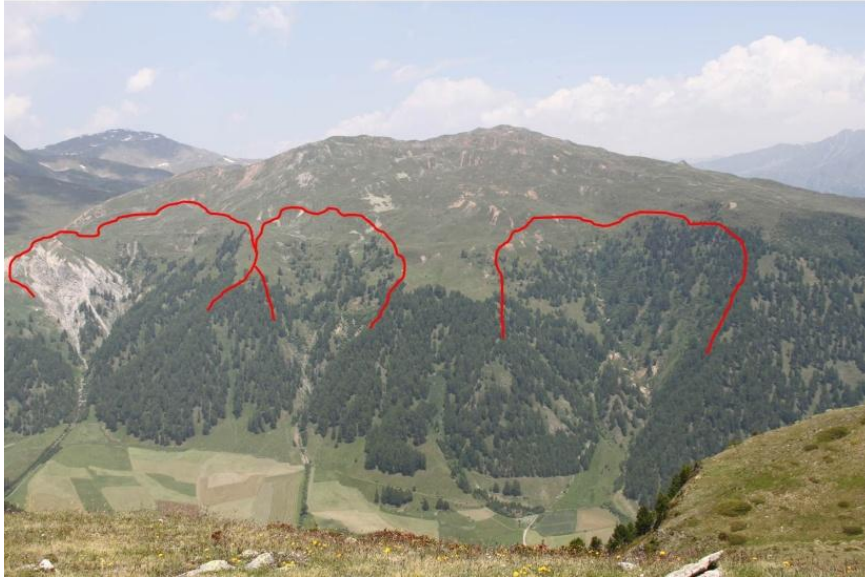


Fig. 9 Nicchie di degradazione (linee rosse) sul versante sinistro della Valle di Slingia.

- *Forme e depositi glaciali:*

Circhi glaciali: delimitano verso l'alto l'area che in passato era occupata da un ghiacciaio. Nella valle di Slingia si ha la presenza di un evidente circo glaciale sul versante esposto a nord-ovest in destra orografica e comprende le creste adiacenti alla cima *Muntpitschen*, 3162 m (Fig 10); attualmente, il suo interno è in parte occupata da un *rock glacier*.



Fig. 10 Circo glaciale presente al di sotto delle creste del Muntpitschen.

Argini morenici e depositi glaciali: gli argini morenici appaiono costituiti da valli con una forma pronunciata e allungata e sono la rappresentazione fisica dei margini di un ghiacciaio. I due fianchi di un argine morenico hanno inclinazione diversa; il fianco più ripido risulta rivolto verso il ghiacciaio o dove una volta esso si trovava. I depositi glaciali si organizzano per la maggior parte intorno agli argini morenici e spesso contengono grossi blocchi all'interno della matrice prevalentemente limosa; possono essere quindi classificati come un DMM (diamicton massivo a supporto di matrice).

Nella parte alta dell'area di studio, è presente un lago, vicino al rifugio Pforzheimer, formatosi per lo sbarramento operato da un argine morenico frontale che prosegue in continuità con un argine laterale. Poco a monte di esso poi si ritrova un altro cordone, parzialmente conservato: ambedue hanno una direzione NW-SE. Poco ad est del Rifugio Sesvenna si riconosce un deposito glaciale sparso che occupa, per quasi tutta la sua estensione il fondovalle fino alla scarpata rocciosa dello Schwarzwand.

Argini morenici e depositi glaciali di dimensioni ridotte si trovano sparsi sul versante in sinistra orografica e sono coperti da vegetazione tipica della prateria alpina. A nord-est del circo glaciale sopra descritto, ad una quota più bassa, sono presenti degli argini morenici laterali e frontali, che assieme al circo, testimoniano la presenza di un piccolo ghiacciaio durante le fasi tardo glaciali e forse anche durante la Piccola Età Glaciale (P.E.G.).

Gli argini morenici presenti nell'area di rilevamento, sono a volte ben conservati, altre volte si presentano parzialmente smantellati da processi di degradazione successivi alla loro messa in posto. Ciò può ostacolare l'individuazione dei limiti esatti raggiunti dai ghiacciai che li hanno originati.

Forme e depositi periglaciali:

Oltre alle falde ed ai coni già precedentemente descritti tra le forme la cui messa in posto è legata alla gravità, nell'area di studio esistono altre morfologie di tipo periglaciale.

Nivomorene: la loro genesi è legata allo scivolamento, sui versanti coperti di neve, di detriti, che si arrestano al margine inferiore delle placche di neve; alla fusione della neve i clasti rimangono isolati e, dopo un periodo di accumulo, edificano un argine. Si riescono a distinguere dalle morene, per la loro posizione, molto addossata alle pareti, e per la loro completa indipendenza rispetto ai circhi glaciali. Inoltre i detriti che le compongono sono, dal punto di vista litologico, strettamente riferibili ai litotipi affioranti immediatamente a monte.

Quelle di neoformazione ed attualmente alimentate, sono prive di vegetazione. Una di queste forme, anche se di dimensioni ridotte, è presente sotto le creste della cima *Muntpitschen* (Fig. 11).



Fig. 11 Nivomorena all'interno del circo glaciale del *Muntpitschen*.

Rock Glacier: la forma è a lingua, rilevata rispetto al terreno circostante, e nel lato rivolto verso valle termina con un alto ripido pendio. In superficie lunghi cordoni, molto ben visibili dai lumeggiamenti ottenuti dal LiDAR DEM, disegnano lobi ed archi e stanno ad indicare la principale direzione di movimento, generalmente più accentuata al centro che ai lati. Il loro aspetto è quindi simile a colate. Derivano o dalle falde detritiche dei circhi e dei versanti oppure direttamente dai ghiacciai di circo, via via ridottisi a piccole dimensioni e successivamente coperti da molti clasti.

Ciò è testimoniato dal fatto che queste forme si trovano spesso all'interno di archi o cerchie moreniche, formati in precedenza; il *rock glacier* situato all'interno degli argini morenici del circo glaciale al di sotto del *Muntpitschen* ne è un esempio.

Un altro *rock glacier*, ma di dimensioni più ridotte, si trova sullo stesso versante di quello sopra nominato, 200m più in basso della cresta del *Kälberberg*, che è in continuità con la cresta del monte *Muntpitschen* (Fig. 12).



Fig. 12 *Rock glacier* posto al di sotto della cresta del *Kälberberg*.

Forme e depositi alluvionali:

Coni alluvionali: si tratta di forme convesse che si aprono a ventaglio (a settore di cono) allo sbocco dei corsi d'acqua. I detriti vengono distribuiti sulla superficie del cono, durante i periodi di attività, per mezzo di frequenti spostamenti di alveo, secondo i raggi del ventaglio descritto. La formazione di uno di questi coni alluvionali, assieme ad un *debris flow*, ha creato nella valle di Slingia, uno sbarramento locale, che ha prodotto un lago e successivamente un deposito lacustre-palustre a circa 1.400 m a monte dell'abitato di Slingia.

I coni alluvionali nella Valle di Slingia si distribuiscono per la maggior parte sul versante in sinistra orografica, in quanto gli affioramenti di coperture permo-mesozoiche, più erodibili, forniscono all'idrografia maggior materiale da trasportare. In destra orografica ne sono stati individuati solo due.

Depositi palustri, lacustri e torbosi:

Il rilevamento geomorfologico ha poi permesso di individuare, nell'area di studio, vari depositi torbieritici e numerosi specchi lacustri di piccola estensione; in particolare questi ultimi sono localizzati tra morene di ridotte dimensioni oppure anche in corrispondenza di faglie. Alcuni di essi si sono formati anche a causa di sbarramenti prodotti da coni di diverso tipo; successivamente, da laghi si sono trasformati in depositi -palustri con tutta probabilità a causa del loro riempimento causato dal trasporto di sedimenti pelitici per opera delle acque dilavanti e circolanti. Il più grande di essi costituisce il riempimento del fondo della Valle di Slingia.

Forme e depositi dovuti a trasporto di massa e trasporto misto:

Debris flow-colate miste: si verificano quando ammassi detritici vengono mobilitati in seguito all'apporto ed imbibizione da parte di grandi quantità d'acqua, che può essere causato da eventi piovosi di particolare intensità, da repentini scioglimenti di nevai o ghiacciai, causati da brusche variazioni termiche, oppure dallo stazionamento alto della falda, al di sopra del limite tra il substrato e le coperture detritiche.

La massa in movimento è costituita da una miscela composta da aria, acqua e sedimenti di dimensioni varie (dai blocchi plurimetrici alle argille).

Queste colate sono tipiche sui versanti montuosi ripidi, si sviluppano come una piena di sedimenti, che si propaga verso valle con velocità molto elevate (da 0,5 a 20 m/s, circa 72 km/h (Castiglioni, 1992)), e si arrestano in aree di conoide o in corrispondenza di rilevanti riduzioni delle pendenze.

Nell'area di studio queste forme risultano essere ormai completamente rivestite da vegetazione erbacea. I depositi di tipo *debris flow* sono molto sviluppati in sinistra orografica della Val di Slingia, per la presenza di materiale più erodibile (coperture sedimentarie), mentre in destra sono meno presenti in quanto le rocce affioranti appaiono meno erodibili (ortogneiss).

Assieme ai depositi dei conoidi alluvionali, riempiono completamente il fondovalle, spianandolo (Fig. 13).

Degno di nota è un *debris flow*, misto a un cono alluvionale che, per un certo periodo di tempo, deve aver ostruito completamente la valle; ne è prova la piana lacustre appena a monte di tale deposito.

Un altro importante deposito franoso, tipo colata mista, si trova sulla sinistra orografica, a valle della scarpata in roccia situata poche centinaia di metri a est del rifugio Sesvenna. Il deposito è stato originato da almeno due colate di genere misto (*debris slide*) che si sono unite affogando in parte un deposito glaciale situato alla loro base.



Fig. 13 Riempimento di depositi di vario tipo nella Valle di Slingia.

Coni misti (torrentizi – valanghivi): questi depositi si creano per l'azione congiunta di piccoli torrenti e valanghe. Questi torrenti, che in situazione normale hanno una portata molto ridotta se non nulla, in occasione di precipitazioni intense possono riversare nella valle principale notevoli quantità d'acqua, ed avere quindi un'importante azione morfologica. Le valanghe, possono verificarsi sia in occasione di abbondanti nevicate, sia in determinati momenti successivi alle nevicate, quando si creano condizioni di instabilità del manto nevoso su di un pendio. Gli effetti morfologici delle valanghe sono evidenti soprattutto nei luoghi in cui esse si ripetono frequentemente. Per effetto della forza di trascinamento della massa di neve sui materiali che essa incontra lungo il percorso, e in particolare, sui detriti preparati dall'azione meteorica, il materiale preso in carico si accumula alla terminazione di vallette o di canali a forma di cono o talvolta di dossi allungati e/o irregolari.

Tali depositi, nella stagione senza neve, vengono elaborati dall'azione dell'acqua. Sono generalmente privi di vegetazione stabilizzatrice in quanto il ripetersi degli eventi valanghivi nelle stesse località non permette la formazione di un suolo e quindi ne impedisce la crescita.

La maggior parte dei coni di valanga sono stati rilevati in destra orografica dove ricoprono gli affioramenti di ortogneiss occhiadino. In particolare alcuni sono situati nel circo glaciale sotto le creste del *Muntpitschen*, altri verso il piede della valle dove vengono incisi dal Rio di Slingia.

Forme carsiche:

i fenomeni carsici presenti nell'area di studio si riscontrano sulle rocce dolomitiche, calcaree e gessose e sono associati a depressioni doliniformi e cavità sotterranee (Fig. 14). Le depressioni carsiche sono spesso di piccole dimensioni (non cartografabili) e rappresentano un elemento curioso, in quanto non sono scolpite nelle rocce “normalmente carsificabili”, ma nelle sovrastanti rocce metamorfiche (paragneiss) sul versante esposto a sudovest, ed in particolare al di sopra dell'abitato di Slingia. Si potrebbe quasi parlare di un fenomeno paracarsico. Le cavità paleocarsiche invece sono state portate alla luce, da processi erosivi, in poche località sul versante Rawein - Hoachknott (quota 1700 m, versante sinistro della Valle di Slingia). (Fig. 14 c e d).

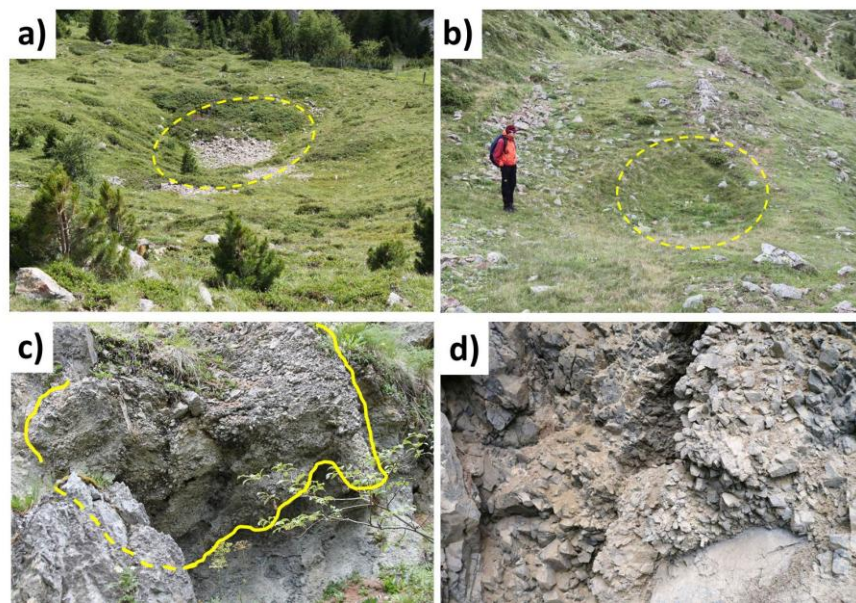


Fig. 14 a) e b) depressioni nei paragneiss della falda dell'Ötztal dovute probabilmente a dissoluzione profonda delle coperture nella sottostante falda di S-Charl (località Rawein-Hoachknott), c) cavità paleo-carsiche in località Rawein-Hoachknott; d) dettaglio del riempimento della cavità paleo-carsica in c).

Spesso questi fenomeni si trovano solo in corrispondenza dei fenomeni gravitativi, o alla base di essi o in porzioni del versante interessati da DGPV in corrispondenza, o poco sopra, del contatto coperture permo-mesozoiche e paragneiss.

Le DGPV nell'area di studio:

Entrambi i versanti della val di Slingia sono interessati da DGPV, così come, risulta essere pesantemente deformato, il versante est del vicino Monte Watles, già oggetto di studio da parte di altri autori (Agliardi et al., 2009b); Il Monte Watles è situato sul fianco destro dell'alta Val Venosta, al di sopra della località di Burgusio. È delimitato dalla Valle dell'Adige ad est, dalla Valle di Slingia a sud-ovest e dalla Valle di Zerzer a nord-ovest.

In generale l'area totale occupata da DGPV nella Valle di Slingia è pari a circa $13,7\text{km}^2$, l'energia del rilievo che caratterizza le porzioni di versante interessate da deformazione, varia da un massimo di circa 1000 m (DGPV 3) ad un minimo di circa 505 m (DGPV 1 (1a)). In ogni DGPV sono presenti almeno due tipi di morfostrutture caratteristiche. In totale sono state rilevate quattro DGPV in Val di Slingia (DGPV 1, DGPV 2 (ad essa correlato DGPV 5), DGPV 3 e DGPV 4) (Fig. 15). Tutte queste presentano caratteri e assetti strutturali differenti. Essendo lo studio delle DGPV l'obiettivo principale di questo lavoro, la loro discussione dettagliata verrà affrontata successivamente; qui sono stati riportati solamente i caratteri generali di questi fenomeni.

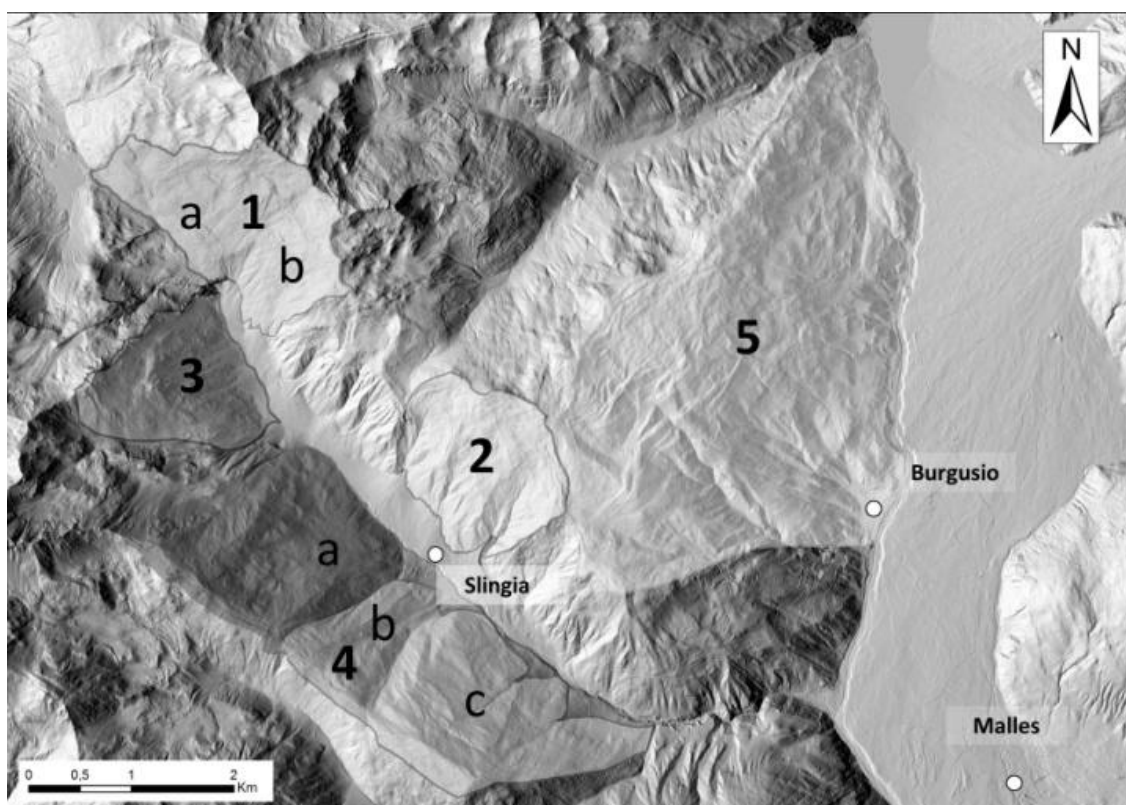


Fig. 15 Localizzazione DGPV.

2.5.3 Analisi Strutturale

Strutture duttili

Come documentato in altri casi di deformazioni gravitative profonde sviluppatasi in ambienti metamorfici le strutture duttili possono assumere un ruolo sostanziale nell'evoluzione dei versanti (Mortara & Sorzara, 1987; Massironi et al., 2003, 2010; Oppikofer et al., 2011, Zorzi et al. (in stampa)). Per tale motivo parte dell'indagine strutturale (Gruber, 2013) si è concentrata sull'analisi delle strutture duttili presenti all'interno dei paragneiss appartenenti alla falda di Ötztal, affiorante sul versante SW della Valle di Slingia. Il riconoscimento delle differenti fasi formative è stato possibile attraverso un'analisi sia macro che microstrutturale.

L'analisi alla mesoscala ha rilevato la presenza di una foliazione principale (S_2^1) sovrapposta ad una foliazione precedente (S_1), ancora preservata nelle cerniere di pieghe relitte. Una terza foliazione, data da *shear bands* (C'), localmente deforma la foliazione principale (Fig. 16). Esse sono associate alla cinematica transtensiva destra delle deformazioni legate alla zona di shear di Slingia già discussa nel paragrafo 2.3.

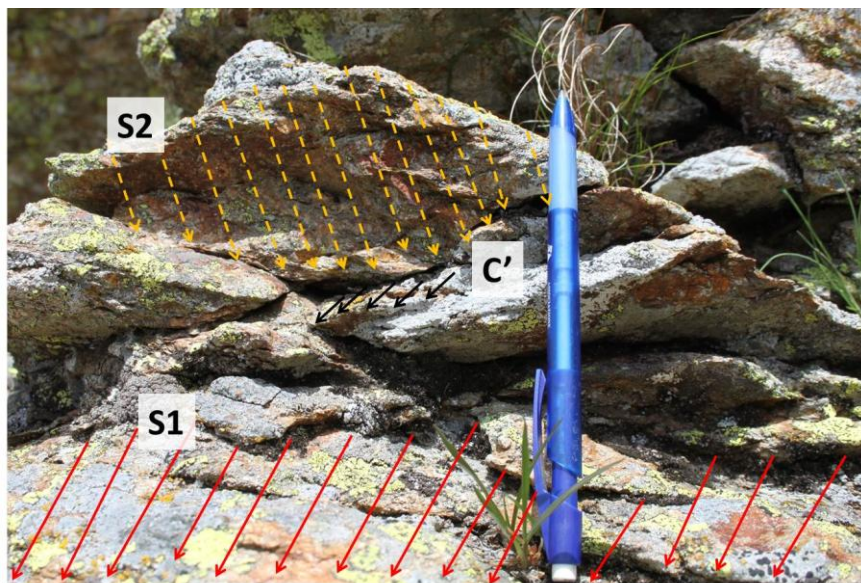


Fig. 16 Affioramento di paragneiss; le frecce rosse, gialle e nere indicano rispettivamente l'immersione di S_1 , S_2 e C'

(Gruber, 2013).

¹ Per descrivere le scistosità associate alle diverse fasi deformative, nel testo successivo, verrà usata la sigla " S_n ", dove n rappresenta un numero progressivo e fa riferimento ad una specifica fase deformativa (dalla più antica alla più recente).

Gli stereo plot di Fig. 17 sono risultanti dall'analisi macro-strutturale eseguita sul versante in sinistra orografica rappresentano le diverse foliazioni che caratterizzano i paragneiss della falda di Ötztal.

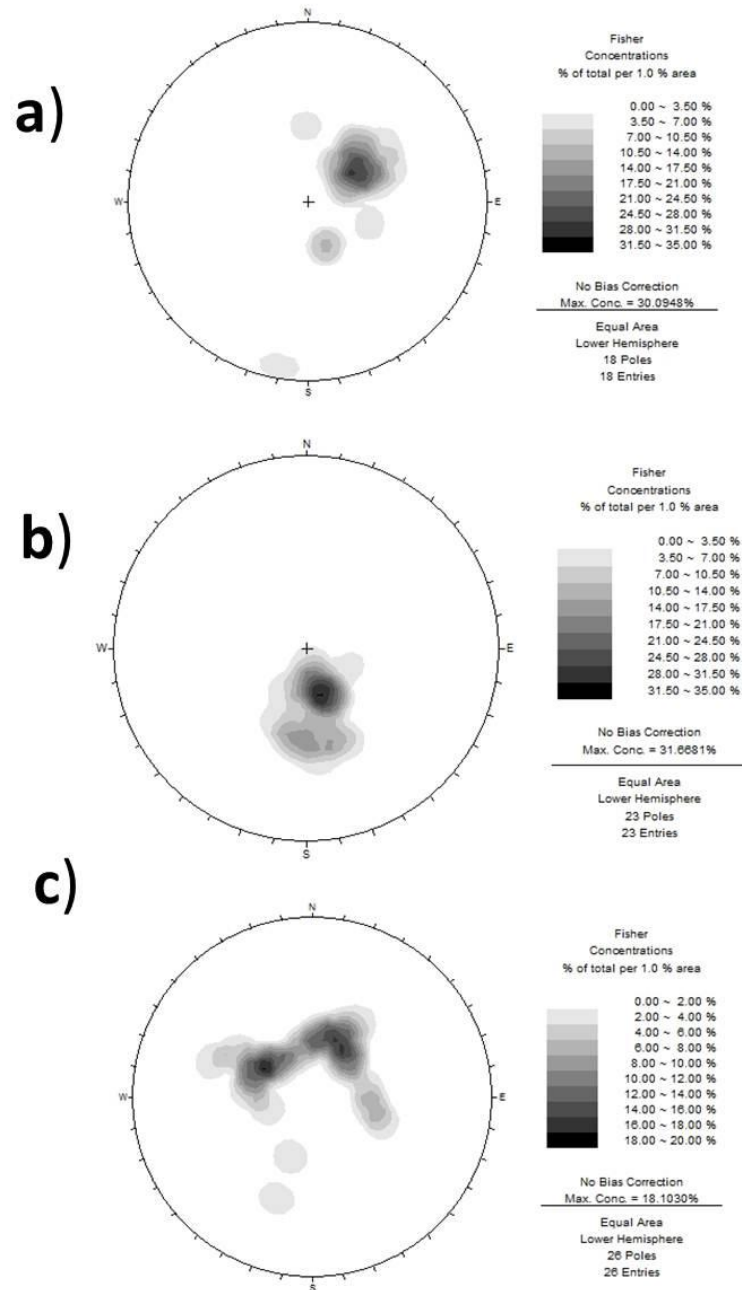


Fig. 17 Stereoplot su emisfero inferiore, proiezione di Fisher: a) scistosità S_1 ; b) scistosità S_2 ; c) shear bands C' (avente due immersioni differenti: un set immerge verso SE e l'altro verso SW) (Gruber, 2013).

La scistosità principale S_2 immerge grossomodo verso nord a basso angolo mentre l'orientazione media dei fianchi di pieghe di tipo D_2 è di circa 25° di 230° verso SSW. I set C' sono 2 e rispettivamente immergenti verso SW e SE e possiedono inclinazioni simili ad S_1 . Anche in sezione sottile si riconoscono chiari rapporti di *overprinting* tra le differenti foliazioni (Fig. 18).



Fig. 18 Dettaglio della sezione sottile SL20 a nicol paralleli. Si nota una foliazione composta (relitti di S₁ (giallo) e S₂ (rosso)), con una sovraimpronta di *shear bands* di tipo C' (verde) (Gruber, 2013).

La roccia si presenta infatti, con foliazione composta costituita dalle scistosità S₁ e S₂ che presentano entrambe paragenesi stabile in facies anfibolitica (Biotite, Mica bianca, Granato e Staurolite ecc.). In particolare la prima fase deformativa è trasposta per *crenulation cleavage* dalla successiva e si riscontra solo lungo cerniere di pieghe relitte.

La foliazione principale S₂, è ovviamente molto più pronunciata, è spesso decorata da minerali opachi e rappresenta l'elemento più evidente anche alla mesoscala.

Le *shear bands* (qui chiamate C') si sono formate successivamente ad S₂ e si attivano durante la destabilizzazione in sericite dei minerali ad alta T (granato e staurolite). Come S₂ anche le foliazioni C' sono sottolineate da minerali opachi.

L'analisi strutturale ha quindi permesso di individuare le deformazioni primarie e secondarie di tipo duttile, quest'ultime sono poi risultate essere fondamentali tra i fattori predisponenti di alcune DGPV della Valle di Slingia (vedi Capitolo 2.7).

Strutture fragili

Il lineamento strutturale più importante della Valle di Slingia è la linea di Slingia, che separa le coperture della falda di S-Charl dalle rocce di basamento della falda di Ötztal. Essa affiora con discontinuità nell'area rilevata e sebbene sia facile seguirne l'andamento generale grazie ai ben riconoscibili affioramenti delle unità di tetto (paragneiss di Ötztal) e di letto (coperture S-Charl), è difficile misurarne l'orientazione media. Misure dirette effettuate su miloniti lungo la strada che porta da Slingia al Monte Watles, indicano un'immersione verso NE di 11° (Fig. 19).

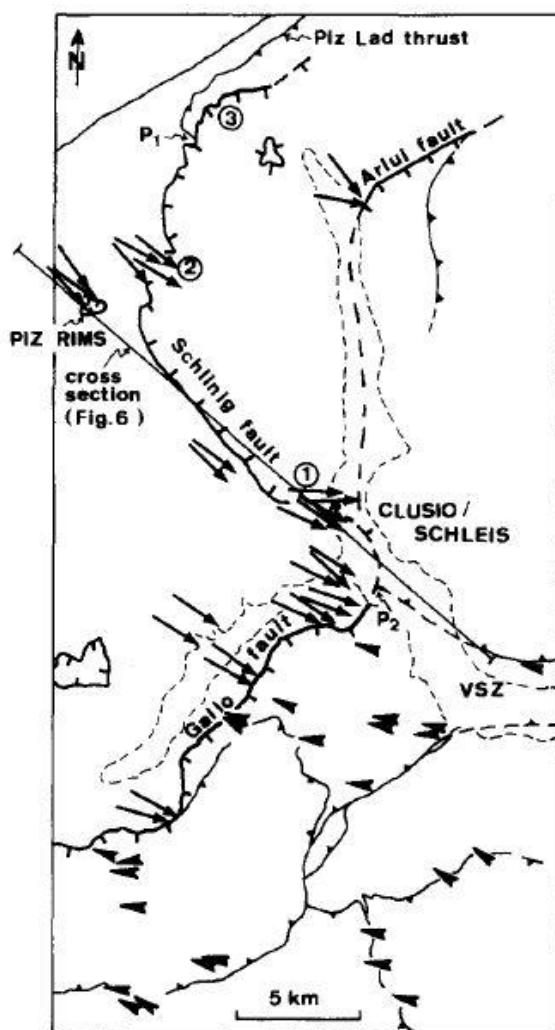


Fig. 19 Affioramenti migliori della Faglia di Slingia in 1, 2 e 3, tratto da Froitzheim et al. (1997).

Froitzheim et al. (1997) ed Agliardi et al. (2009b) hanno rilevato una certa variabilità di giacitura delle miloniti che costituiscono la zona di shear di Slingia. In particolare il settore meridionale mostra inclinazioni di 16° verso NE, quello mediano presenta giaciture $8-9^\circ$ verso E e infine nel settore settentrionale si registrano giaciture di 17° verso SE. Schmid et al. (1987) afferma che la linea di Slingia ha avuto un'attività polifasica, prima attività inversa e poi diretta.

Froitzheim et al. (1997) ha concluso che si tratta di una faglia normale a basso angolo attiva nel tardo Cretaceo. Essa presenta certamente una storia deformativa inizialmente di regime duttile che in seguito è evoluta in un regime di tipo fragile. Si sono pertanto rinvenuti sia orizzonti milonitici che cataclastici. La zona di danneggiamento, piuttosto ampia (circa 150 m), è di tipo asimmetrico sviluppandosi per spessori elevati soprattutto a spese delle coperture della falda di S-Charl. La cinematica distensiva è sottolineata da strutture SC' di tipo duttile e fragile che sono state rilevate sia lungo la faglia che in sua prossimità, ed in particolare nei paragneiss della Falda di Otztal a tetto. L'orientazione delle strutture SC' indicano una transtensione della zona di shear nell'area di rilievo. La Valle di Slingia è anche caratterizzata da una serie di faglie NNE-SSW e N-S, immergenti ad alto angolo (65-85°) verso ESE ed E e già in parte segnalate da Gatto & Scolari (1974). Tali faglie, associate ad una cinematica per lo più normale, tagliano la linea di Slingia ed abbassano progressivamente il limite delle coperture permo-mesozoiche da NW a SE (Fig. 20). Sono pertanto espressione di una tettonica tardiva che ha interessato l'area in studio.

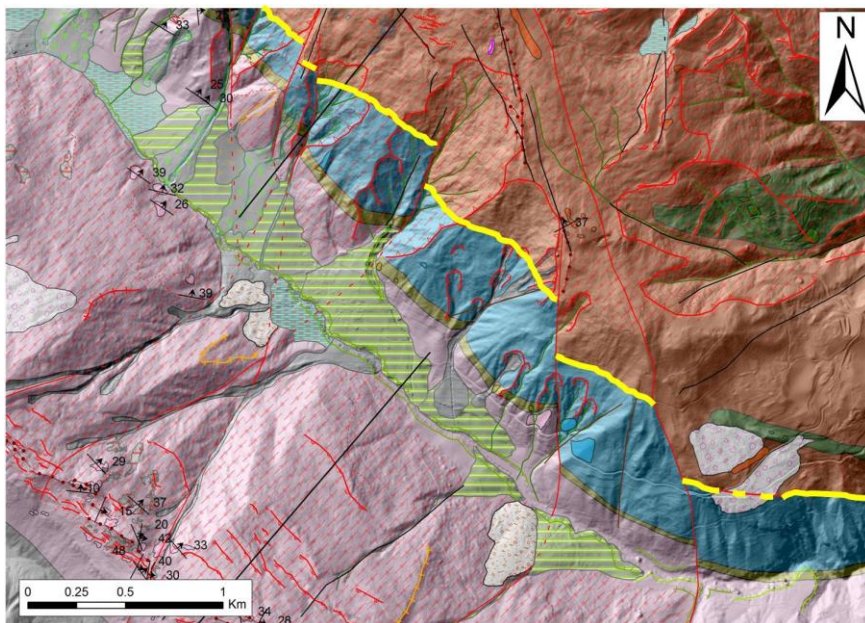


Fig. 20 Dettaglio della carta geologica: la Linea di Slingia (linea gialla) viene progressivamente abbassata verso SE da parte di faglie (linee rosse) con direzione SSW-NNE e direzione N-S (Gruber, 2013).

I rigetti delle faglie NNE-SSW, stimati dalla carta geologica prodotta, variano da un minimo di circa 52 m ad un massimo di 405 m. Le due faglie rilevate a direzione N-S presentano invece un rigetto normale rispettivamente di 36 m e 274 m. È doveroso infine segnalare fratture minori che coincidono con l'orientazione delle *shear bands* tipo C' e la foliazione relitta S₁. Le strutture fragili legate ai movimenti gravitativi si trovano unicamente all'interno delle aree di versante soggette a DGPV. Si tratta di fratture più o meno aperte originatesi durante il movimento gravitativo instauratosi successivamente al ritiro dei ghiacciai o poco prima quando lo spessore del ghiaccio era

già ridotto notevolmente. Queste strutture manifestano un andamento rettilineo all'interno del DGPV con direzioni subparallele al pendio, ma in ogni caso condizionate dall'orientazione delle strutture duttili e fragili pre-esistenti.

2.6 Geomorfometria

La geomorfometria è lo studio quantitativo delle *landforms* e analizza i loro caratteri geometrici e topologici. Si basa su tecniche matematiche e statistiche e sull'elaborazione di immagini per quantificare le varie forme della topografia terrestre a scale diverse. La geomorfometria rappresenta tutto ciò che si può estrarre dai DEM (Digital Elevation Model) (Evans 1972, Pike 2002). Il calcolo degli indici morfometrici risulta utile per la mappatura delle morfostrutture.

Come già scritto in precedenza (vedi capitolo 2.2) le aree soggette a deformazione gravitativa profonda presentano delle tipiche morfostrutture: sdoppiamenti di cresta, scarpate, controsarpate e trincee. Visto lo stretto legame di queste forme con le DGPV si è tentato di utilizzare, i loro caratteri morfometrici (esposizione, pendenza, curvatura ecc.), per rendere più oggettiva l'identificazione e la mappatura geomorfologica dei fenomeni gravitativi profondi.

2.6.1 Il dato LiDAR (Light Detection And Ranging) della Provincia Autonoma di Bolzano

L'acquisizione del dato altimetrico del territorio è stata effettuata mediante l'utilizzo di *laser scanner* aereo, sono stati registrati tutti gli impulsi di ritorno e poi utilizzati il primo e l'ultimo segnale (*first e last pulse*) (Fig. 21).

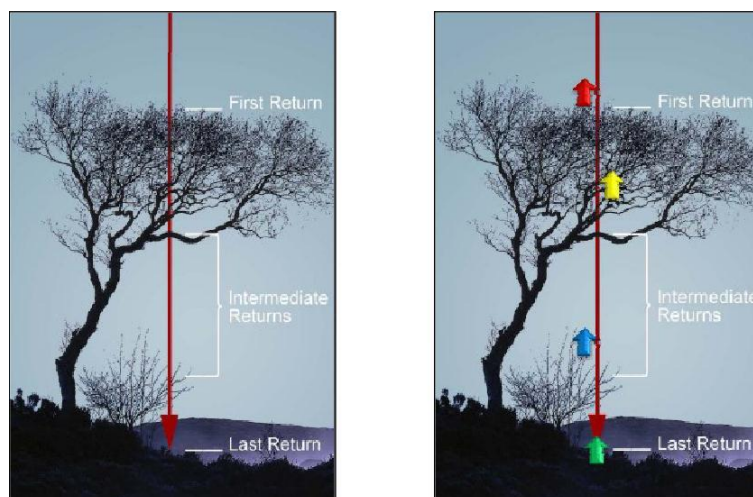


Fig. 21 Impulsi di ritorno del segnale LiDAR.

Il dato LIDAR copre l'intera Provincia Autonoma di Bolzano (P.A.B.) per un totale di 7.400 km². L'intera area è stata suddivisa in tre sottozone:

- a) le zone mappate dalla carta tecnica 1:5000, per un totale di 2.594 km².
- b) le zone non mappate al di sotto dei 2.000 m s.l.m., per un totale di 2.149 km².
- c) aree con altitudine superiore ai 2000 m s.l.m., per un totale di 2668 km².

Nella sottozona a) la densità dei punti richiesta per la misura è stata di un minimo di 4 punti per celle di 2.5m x 2.5m. Nella seconda sottozona la densità minima richiesta è stata di un minimo di 8 punti per celle di 5m x 5m. In fine, nella sottozona c), è stata richiesta una densità minima di 3 punti per celle di 5m x 5m.

Il tracciato aereo è stato organizzato in maniera tale da coprire fasce successive con una sufficiente sovrapposizione. Per controllare eventuali errori in X, Y e Z, prima e dopo ogni volo, sono state sorvolate delle aree di controllo. Queste aree, distribuite su tutto il territorio, sono state scelte dalla Provincia Autonoma di Bolzano.

L'acquisizione per le aree al di sotto dei 1500 m è avvenuta tra il periodo della perdita delle foglie degli alberi e la nuova fioritura e con un limite di massima altezza della neve di 10 cm. L'acquisizione dei dati per aree ad elevate altitudini è stata effettuata nel periodo con minima presenza di neve, tra le settimane 19/2004 e 45/2004 e le settimane successive alla 19/2005.

I dati sono stati acquisiti nel sistema di riferimento ETRS89 e forniti nel sistema ETRS89/UTM. La trasformazione dell'altitudine del terreno è stata effettuata in base al modello del geoide della P.A.B. L'altitudine dei dati, misurata nelle aree di controllo, doveva presentare le seguenti specifiche in accuratezza (deviazione standard):

- le zone mappate dalla carta tecnica 1:5000: accuratezza 25 cm
- le zone non mappate al di sotto dei 2000 m s.l.m.: accuratezza 40 cm
- aree con altitudine superiore ai 2000 m s.l.m.: accuratezza 55 cm

La Valle di Slingia ricade nella seconda (b) e nella terza zona (c), conseguentemente il dato LiDAR ha una densità minima di punti per celle di 5x5 m variabile dagli 8 ai 3 punti ed un'accuratezza sulla quota variabile tra i 40 e i 55 cm. In fine la dimensione delle celle del DEM (Digital Elevation Model) utilizzato è di 2.5 x 2.5 m.

Fonte: <http://www.provincia.bz.it/informatica/cartografia/cartografia-modello-digitale-terreno.asp>.

Per poter ovviare all'eventuale rumore presente nel DEM, oltre che per riuscire ad osservare le varie morfologie a diversi gradi di dettaglio, si è utilizzato l'approccio multiscalare proposto da Wood (1996), il quale prevede il calcolo dei vari indici con *kernel*² variabile. Si è infatti visto come *kernel* di calcolo di minori dimensioni (3) risentano del rumore e del disturbo presente nel dato, mentre invece *kernel* maggiori (6, 15, 35, 50 e 100), mediando il dato di un numero maggiore di celle, ne risentono molto meno. Conseguentemente, va ricercato il *kernel* più adatto, cercando un compromesso tra rumore presente e rilevanza topografica delle forme che si vanno a studiare. Nel caso della Valle di Slingia si è visto che i *kernel* migliori sono dal 15 al il 35, per quel che riguarda l'osservazione delle morfostrutture, mentre per le osservazioni sulle aree di versante in deformazione il *kernel* migliore è risultato essere il 50 o il 100.

2.6.2 Indici morfometrici

Si è proceduto al calcolo di indici morfometrici sul dato LIDAR-DEM tramite i software ENVI e SagaGIS; successivamente gli indici sono stati analizzati in ambiente ArcGIS.

Gli indici morfometrici calcolati sono: *slope*, *profile convexity*, *plan convexity* (calcolati in Envi seguendo Evans, 1972, 1980; Wood, 1996), *Terrain Ruggedness Index* (indice di rugosità del terreno), *SAGA Wetness Index* (calcolati in SagaGIS utilizzando i moduli di analisi topografica) e l'*openness* (Yokohama, 2002) (calcolato con il *software Landsurf* utilizzando lo *script* elaborato da Wood).

Di seguito vengono spiegati brevemente i diversi indici morfometrici (Fig. 22);

Slope gradient: questo indice esprime la pendenza. È espressa in gradi e assume valore zero (0) per un piano orizzontale.

Aspect: esprime l'esposizione di una o più celle che rappresentano una porzione di superficie rispetto al nord geografico e viene espressa come angolo azimutale.

² Kernel: finestra d'indagine con dimensione (kernel size) variabile.

Profile convexity (Profc): esprime la curvatura lungo il profilo di massima pendenza.

Plan convexity (Planc): è il grado di variazione di curvatura lungo un piano orizzontale seguendo l'isoipsa.

Terrain Ruggedness Index (T.R.I.): misura l'eterogeneità del terreno. L'algoritmo calcola il valore di T.R.I. per ogni singola cella del DEM, calcolando la differenza totale di elevazione tra la cella stessa e le 8 celle adiacenti (Riley et al., 1999).

SAGA Wetness Index (S.W.I.): tale indice risalta le aree che mostrano maggior probabilità di concentrazione delle acque di ruscellamento e dove si ha maggior infiltrazione delle acque piovane.

Openness: si tratta di una misura angolare della superficie che tiene conto del dominio topografico della zona limitrofa ad una qualsiasi posizione sulla superficie irregolare rappresentata dal DEM. I valori di openness positiva esprimono l'apertura al di sopra della superficie e sono alti per le forme convesse, mentre i valori di openness negativa descrivono gli attributi sotto la superficie e sono alti per le forme concave (Prima & Yoshida, 2010) L'openness è la media degli angoli rispetto allo zenith (*positive openness*) e al nadir (*negative openness*) lungo 8 direzioni azimuthali (0, 45, 90, 135, 180, 225, 270 and 315) all'interno di una distanza radiale (Yokoyama et al., 2002).

L'openness (sia positiva che negativa) assume sempre segno positivo e i suoi valori sono compresi in un *range* che va da 0 a 180°.

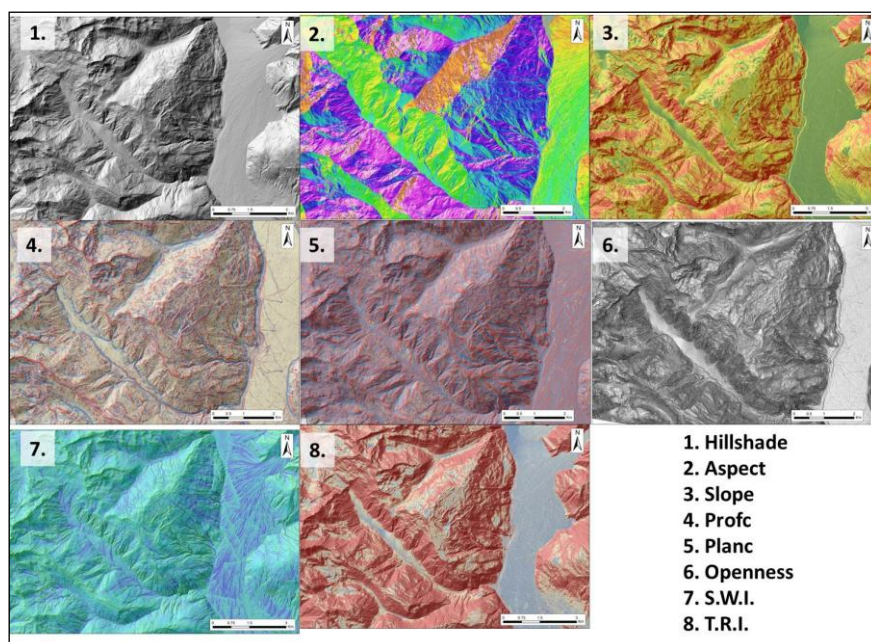


Fig. 22 Indici morfometrici.

Slope, Aspect, Profc e Planc sono state calcolate utilizzando il comando *Topographic* → *Topographic Modeling* in ENVI con diverse dimensioni di kernel (3, 6, 9, 15, 35, 50 e 100), tuttavia le successive prove di classificazione in ENVI sono state effettuate utilizzando un *kernel size* di 35.

Si è deciso di utilizzare le variabili calcolate con un *kernel* di dimensione 35 perché risultano le più adatte al riconoscimento delle singole morfostrutture.

Tutti gli indici risultano utili per identificare e mappare le morfostrutture, in particolare la *profile convexity* e la *slope*, mettono in evidenza le controscarpate, che sono l'elemento morfostrutturale più comune nella parte alta delle DGPV.

La firma tipica di una controscarpata è data (partendo dall'alto) da una prima parte concava, seguita da una parte piatta (dovuto al riempimento parziale di detriti e blocchi di roccia crollati da punti soprastanti) e quindi da una convessa (Fig. 23).

Sul terreno questo tipo di morfostruttura è riconoscibile in quanto comporta un cambio brusco della pendenza media del versante e una successiva inversione dell'orientazione di una porzione del versante. Spesso sul punto di massima convessità è presente il ginepro e il rododendro (probabilmente perché, è in questa zona che, la neve, per via della miglior esposizione, fonde prima) aiutando ulteriormente il riconoscimento di queste morfostrutture.

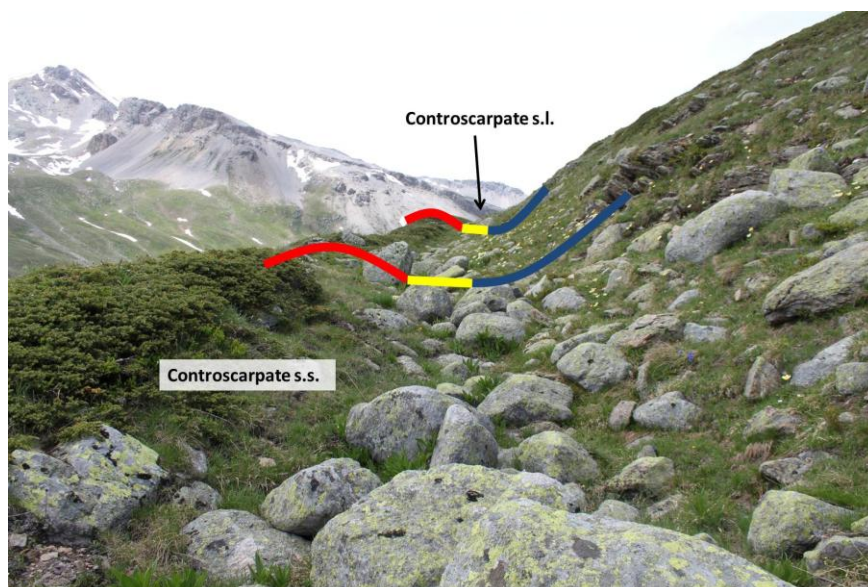


Fig. 23 Rappresentazione naturale di una controscarpate s.l. (in senso lato), caratterizzata da una parte concava (blu), da una parte piatta (giallo) e da una parte convessa (rosso); la controscarpate s.s. in senso (stretto) è rappresentato da un piano antitetico rispetto all'immersione del versante.

Le controscarpate sono risultate le morfostrutture più abbondanti e importanti nell'analisi delle DGPV della Valle di Slingia; meritano quindi di essere trattate in maniera dettagliata. L'utilizzo di tali indici, espressione diretta di tali indici morfometrici, permette di riconoscere facilmente e di cartografare accuratamente queste morfostrutture. Ciò consente di ottenere un quadro morfostrutturale estremamente completo non ottenibile senza l'impiego degli indici sopracitati.

Di seguito vengono mostrati gli indici morfometrici calcolati confrontandoli con l'*Hillshade* (ottenuto dal LiDAR-DEM con un angolo azimuthale di 315°) e con le ortofoto (2008 e 2011; © Agea.gov.it, Provincia Autonoma di Bolzano – Alto Adige, Ufficio Informatica geografica e statistica).

Questa metodologia è stata utilizzata per cartografare le morfostrutture e per delimitare arealmente le controscarpate, così da poter guidare e testare varie elaborazioni (i.e classificazione) per ottenere un riconoscimento semiautomatico di queste *landforms*. I limiti delle controscarpate risultano ben definite dal punto di vista degli indici morfometrici.

I limiti areali delle controscarpate racchiudono le caratteristiche parti concava, piatta e convessa di queste morfostrutture.

In Fig. 24 viene mostrato l'Aspect in confronto all'Hillshade e l'ortofoto. L'esposizione contraria delle controscarpate in senso stretto (controscarpate s.s.) rispetto al versante medio, fa sì che la loro individuazione sul versante sia facilitata, evidenziando le controscarpate s.s. .

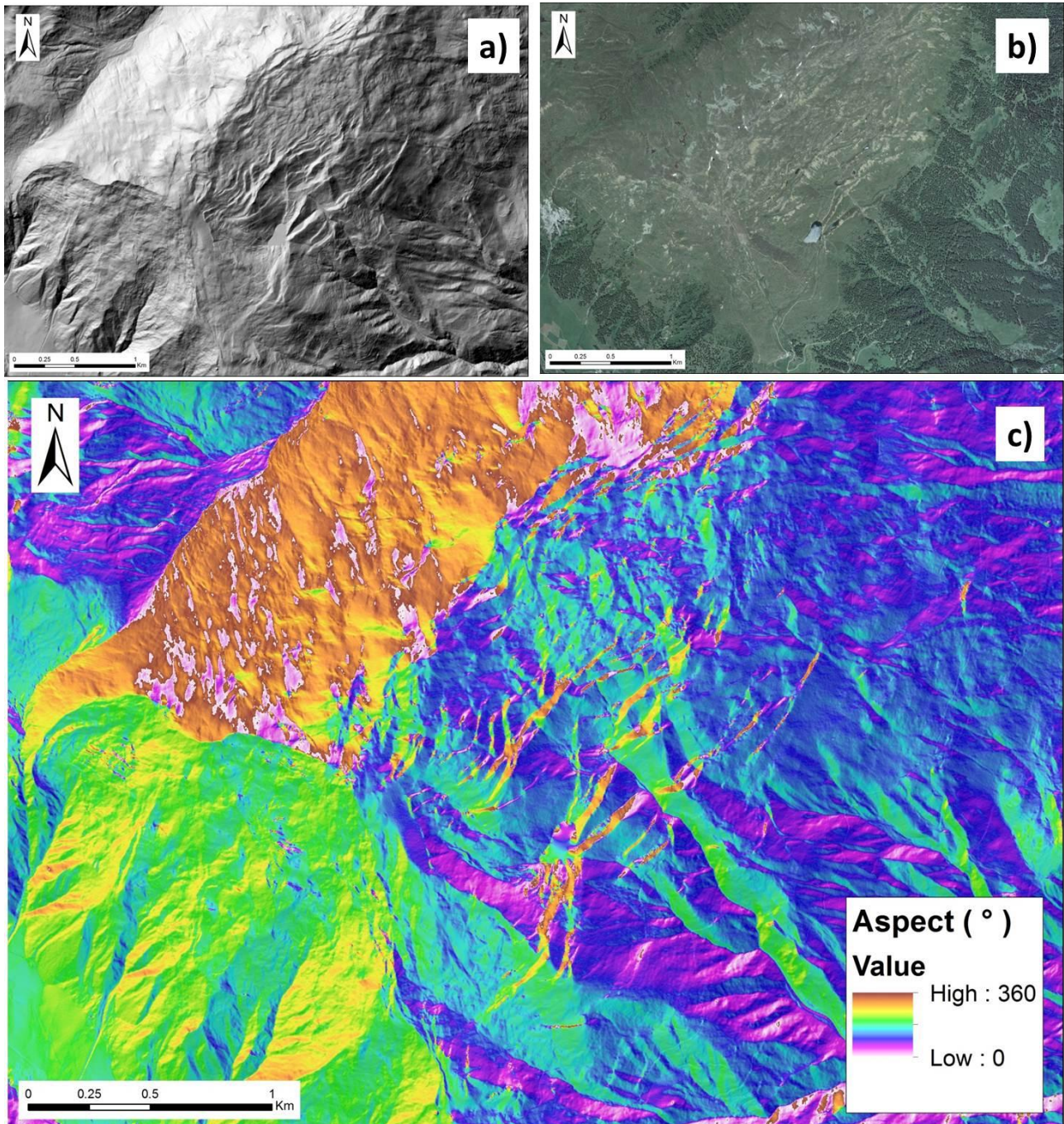


Fig. 24 a) Hillshade 315, b) Ortofoto 2011, c) Aspect.

Nella Fig. 25 viene confrontato l'*Hillshade* e l'ortofoto con la *Slope*; quest'ultima evidenzia molto bene le basse pendenze che in questi settori sono rappresentate dalla parte piatta delle morfostrutture, come le controsarpate. Se poi si considerano solamente le classi con valori angolari bassi (0° - 15°) notiamo che, all'interno del versante in deformazione, solamente le parti piatte delle controsarpate rispondono a questo criterio.

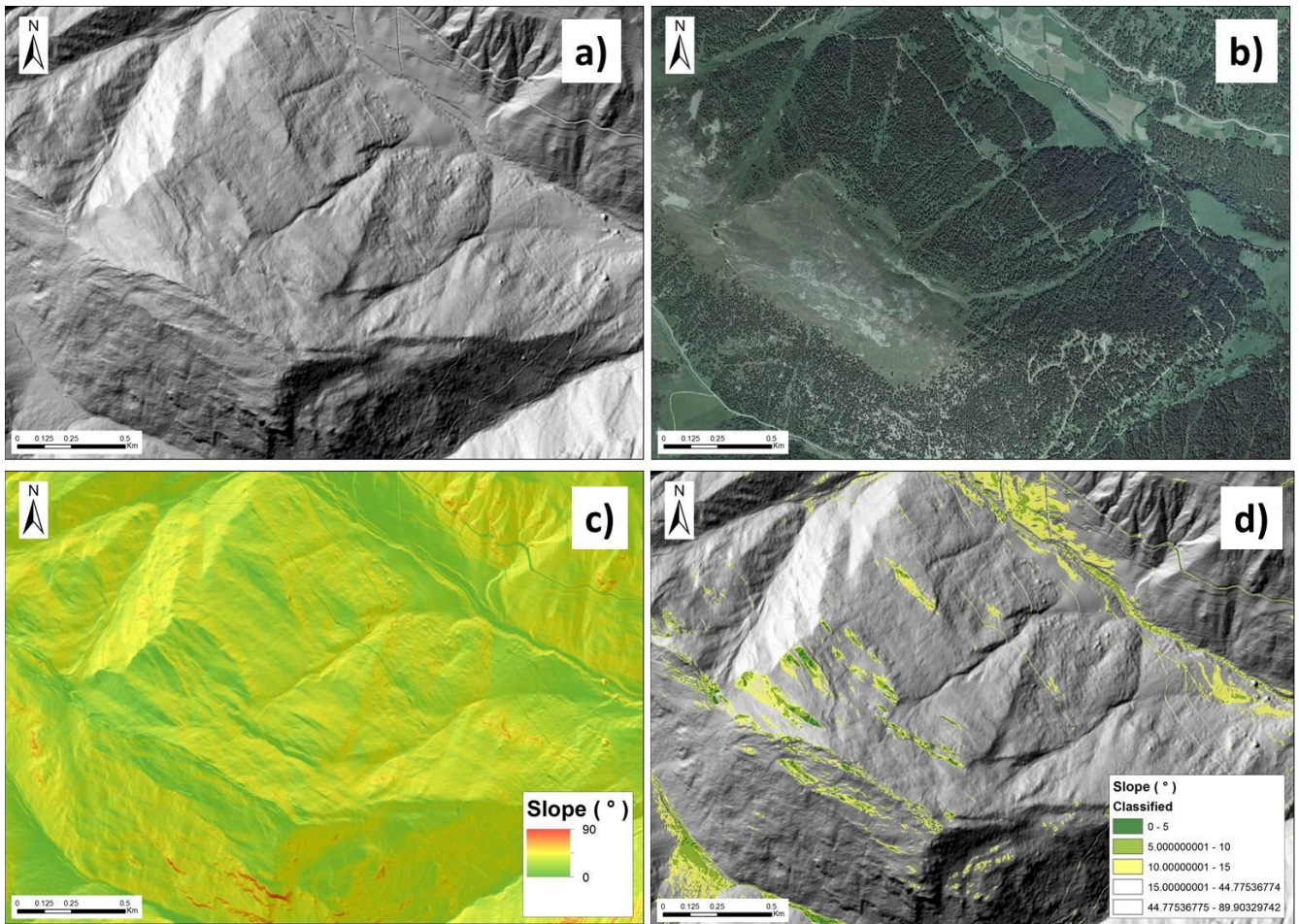


Fig. 25 a) Hillshade 315, b) Ortofoto (anno 2011), c) slope, d) slope classificata (0-5°; 5-10°; 10-15°).

La *profile convexity* (*profc*), essendo molto sensibile ai processi che agiscono lungo la linea di massima pendenza, risulta la più appropriata per mettere in evidenza le morfostrutture. In Fig. 26 si vede come questo indice morfometrico risulti il più appropriato ad individuare le morfostrutture.

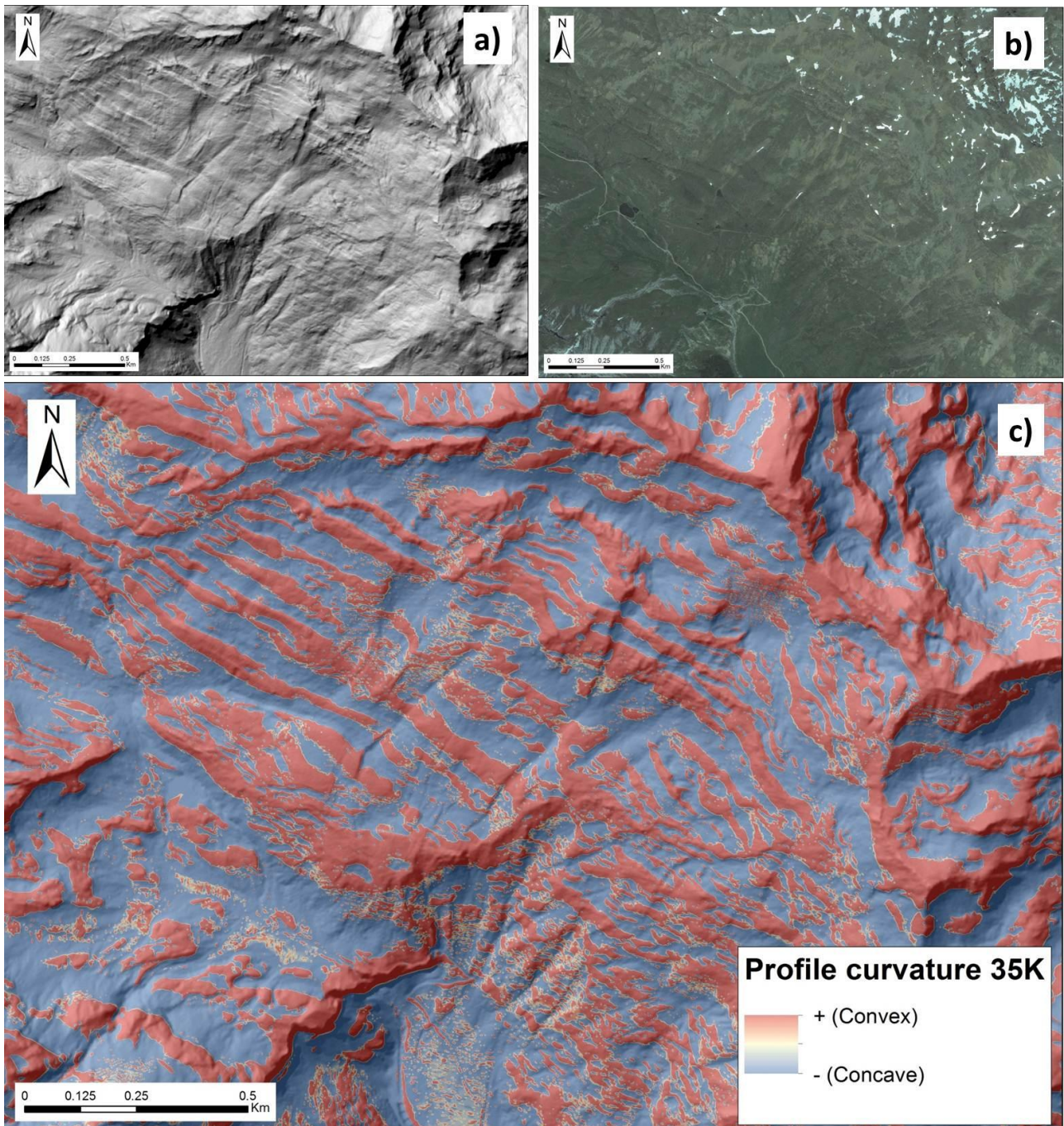


Fig. 26 a) Hillshade 315, b) Ortofoto (2011), c) Profc (*kernel size*: 35).

La *plan convexity* (*planc*) è invece sensibile ai processi che agiscono lungo l'isoipsa o il piano orizzontale. Tali processi sono legati all'azione delle acque superficiali, infatti, come si può vedere in Fig. 27, vengono messe particolarmente in risalto le forme associate a processi di ruscellamento. Inoltre questo indice risalta sia le linee di cresta di diverso tipo sia i depositi con accentuato grado di convessità rispetto al piano orizzontale (Es. argini morenici).

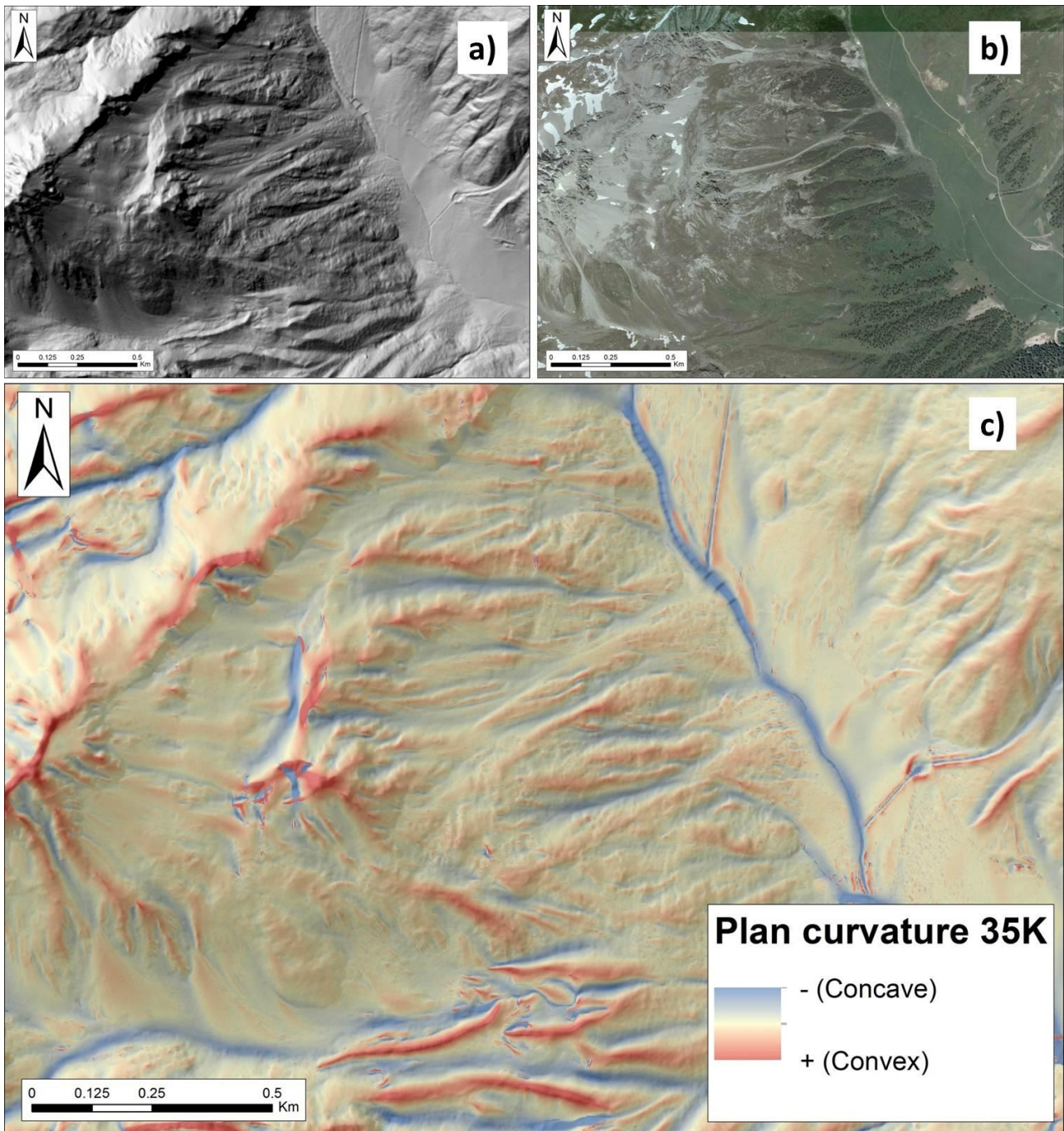


Fig. 27 a) Hillshade 315, b) Orofoto (2011), c) Planc (*kernel size 35*).

L'*openness* positiva (Fig. 28), permette di individuare le parti maggiormente convesse delle morfostrutture e più in generale le morfologie più esposte e convesse. Questo indice è stato quello che ha permesso di cartografare in maniera oggettiva le controscarpate in s.s. e più in generale tutti quegli elementi lineari caratterizzati da alti valori di convessità (es. linee di cresta, creste degli argini morenici ecc.).

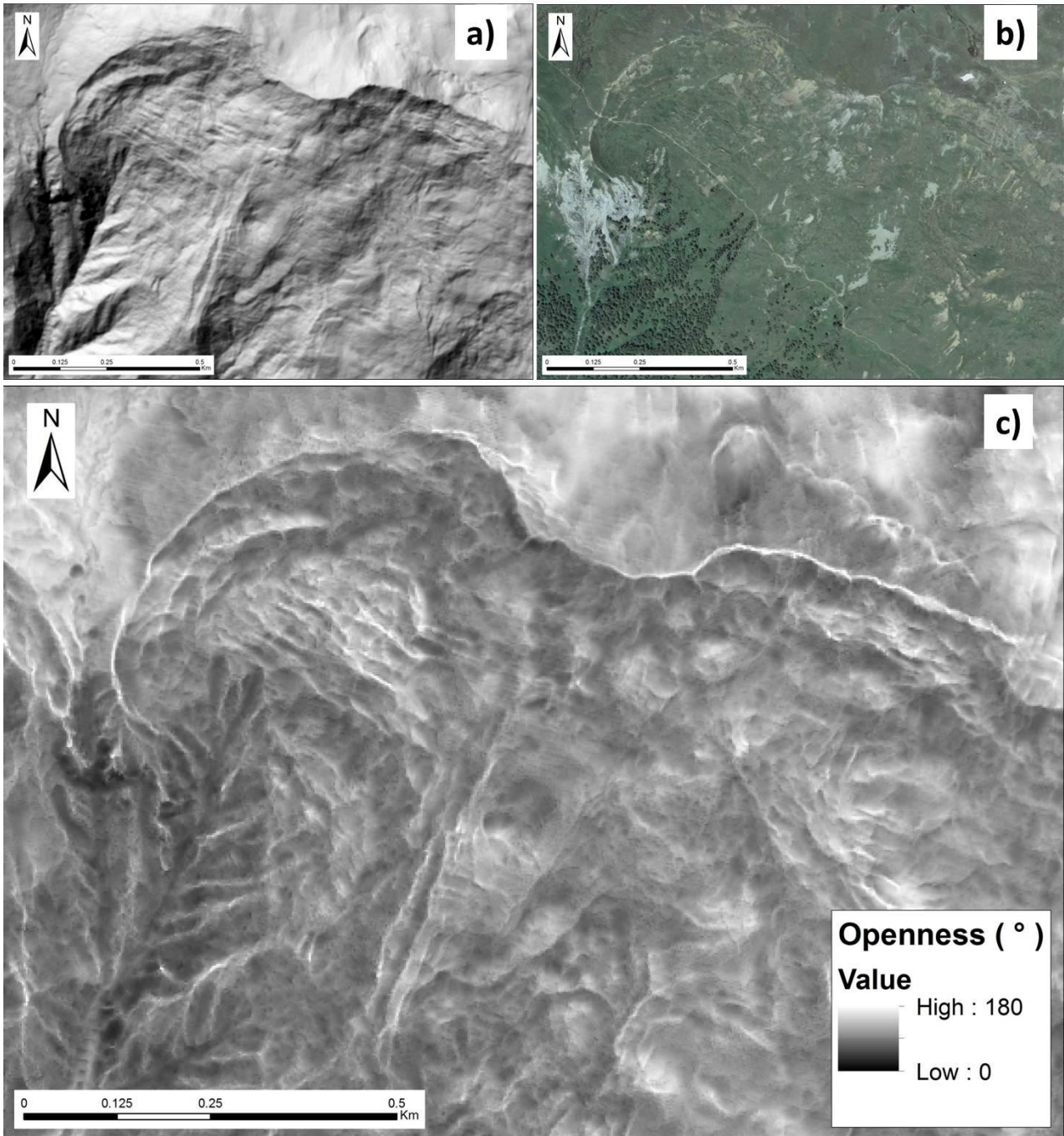


Fig. 28 a) Hillshade 315, b) Ortofoto (2011), c) Openness positiva.

La mancanza di un reticolo idrografico o sue eventuali anomalie (bassi ordini di aste fluviali), che risulta essere strettamente influenzata da un controllo strutturale, è un importante criterio per la discriminazione di DGPV (e.g. Martinotti et al., 2011). Il S.W.I. permette una rapida ed efficace valutazione della distribuzione del reticolo idrografico. In Fig. 29 si nota come il S.W.I. evidenzia l'interruzione e il relativo basso ordine delle aste fluviali su una porzione del versante sinistro della Valle di Slingia affetto da DGPV in corrispondenza di alcune morfostrutture, quali controscarpate che interrompono le vie preferenziali dell'acqua di ruscellamento superficiale.

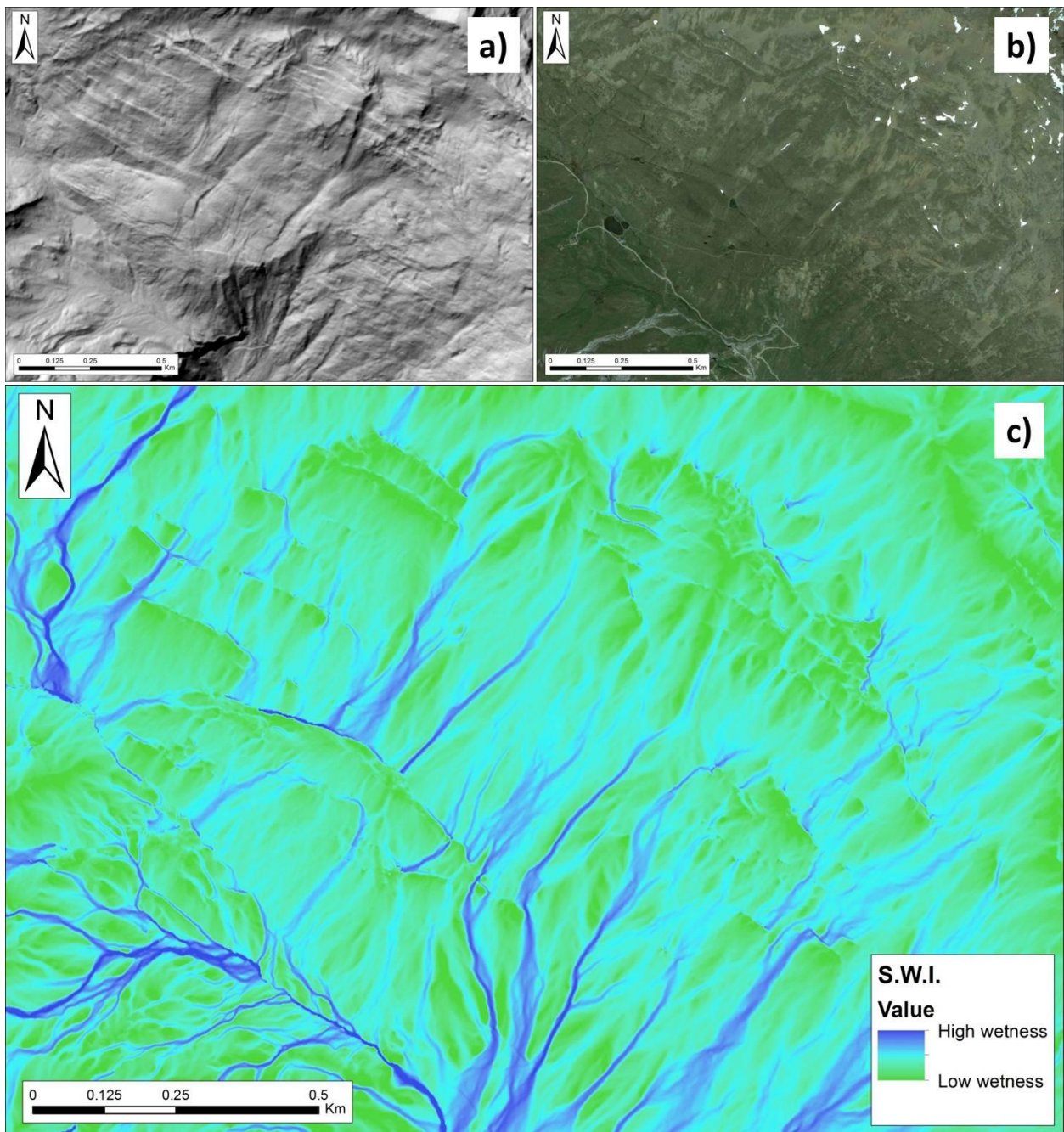


Fig. 29 a) Hillshade 2015, b) ortofoto 2011, c) S.W.I..

Il T.R.I., come si vede in Fig. 30, mette in evidenza le morfostrutture, i depositi glaciali e alluvionali, differenziandoli dalle altre porzioni del versante.

Il T.R.I. classifica tutte le parti interessate da morfostrutture molto simili tra di loro con un basso grado di eterogeneità, a causa del loro aspetto uniformemente smussato, come anche le forme e i depositi glaciali. Il resto del versante è invece caratterizzato da alta eterogeneità in quanto vi sono più processi che danno un'impronta alla superficie topografica, senza che uno di essi prevalga in maniera netta sugli altri. Il valore di T.R.I. risulta alto per la maggior differenza di elevazione tra la cella, a cui viene assegnato il valore di T.R.I., e le 8 celle adiacenti.

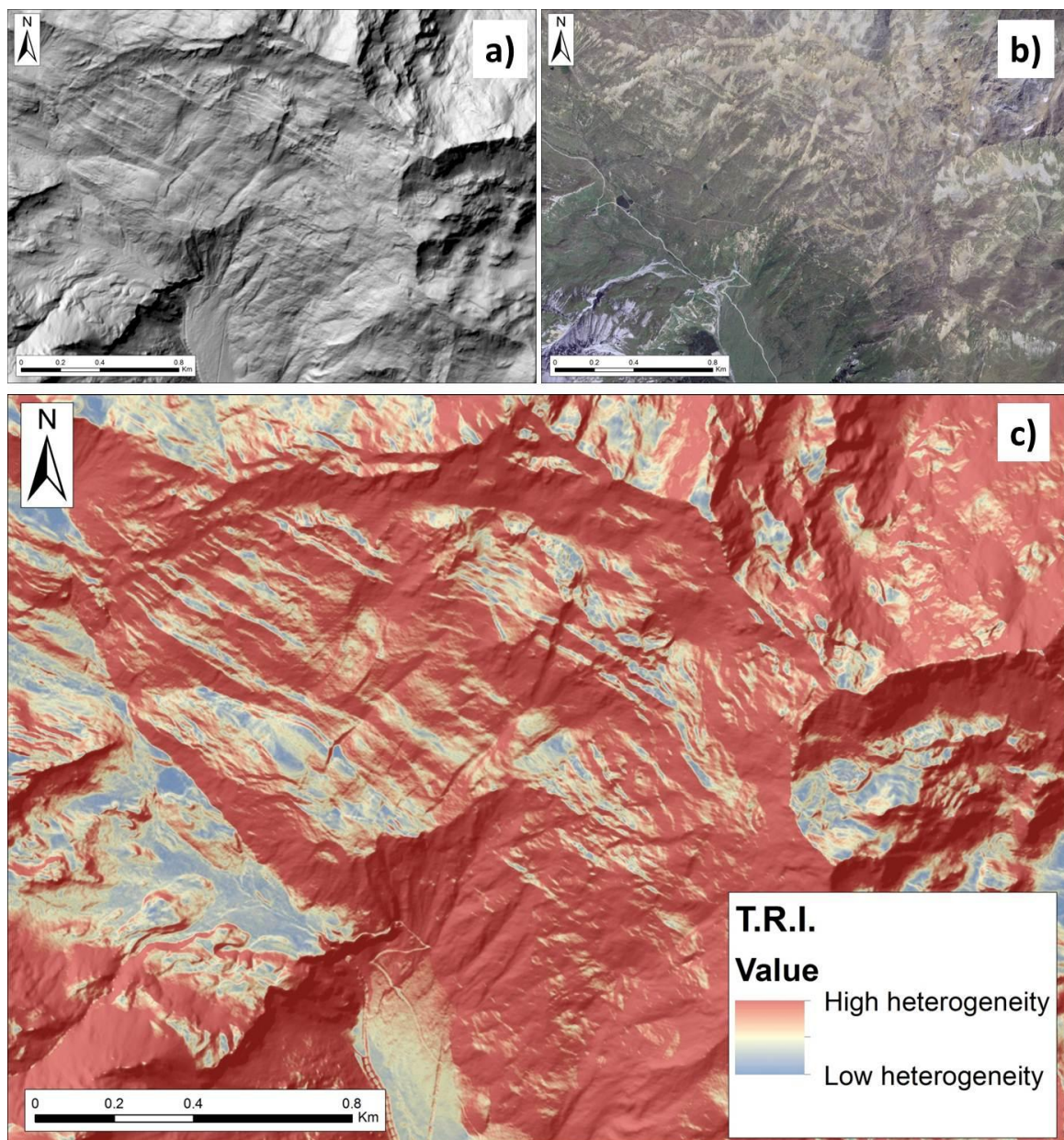


Fig. 30 a) Hillshade 315, b) Ortofoto 2008, c) T.R.I.

2.6.3 Classificazione statistica

Le classificazioni, sono state effettuate in ambiente ENVI, con lo scopo di individuare un processo semiautomatico per cartografare le controscarpate.

Il primo passaggio consiste nel creare un file di tipo multi banda, in cui ciascuna coincida con un indice morfometrico.

In particolare il file multibanda è stato creato attraverso il comando *Basic Tools* → *Layer Stacking*, utilizzando pendenza (*slope*), convessità lungo la massima pendenza (*profile convexity*), convessità lungo il piano orizzontale (*plan convexity*) ed esposizione (*aspect*).

Si è quindi proceduto con una classificazione statistica non guidata (*unsupervised classification*) del tipo *K-mean*. Tale procedimento calcola delle medie all'interno del numero di classi da noi scelto, e successivamente attraverso la tecnica di minima distanza (*minimum distance technique*) ad ogni pixel associa la classe più vicina. In ogni successiva iterazione vengono ricalcolate le medie delle classi e i pixel vengono riclassificati rispetto ad esse (Tou, J. T. & R. C. Gonzalez, 1974). La classificazione termina dopo aver raggiunto un numero di iterazioni imposto dall'operatore (nr. 2) o quando tra un'iterazione e la successiva il travaso di pixel tra le diverse classi risulta inferiore ad un valore di soglia definito (*Threshold* 10%).

Le Fig. 31, 32 e 33 mostrano i risultati ottenuti con classificazioni tipo K-mean utilizzando un numero di classi 5, 7 e 10.

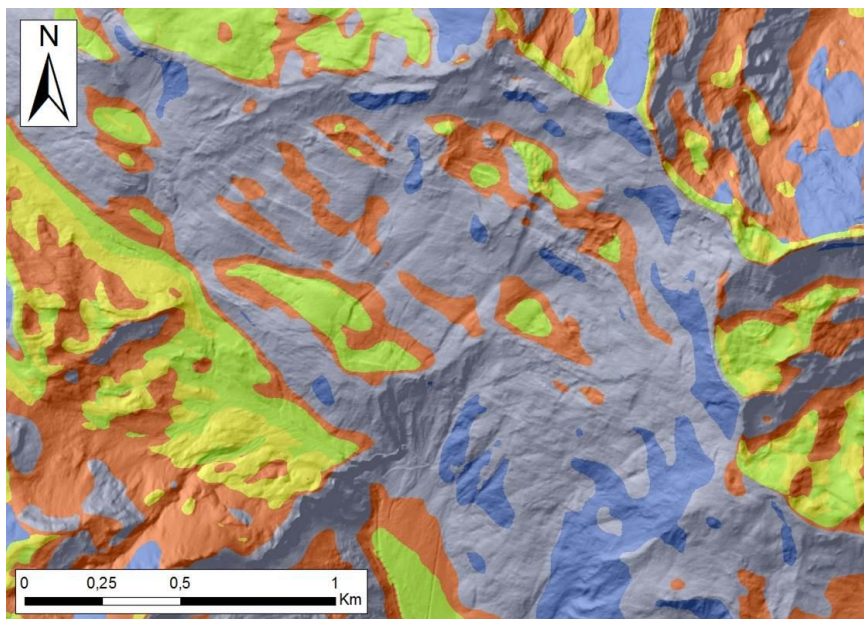


Fig. 31 La classificazione K-mean, utilizzando 5 classi; vengono evidenziate le aree a maggior concentrazione di controscarpate e la porzione interessata da bulging. La classificazione risulta buona per il versante interessato da DGPV; per le aree adiacenti invece evidenzia anche i depositi e forme glaciali e periglaciali.

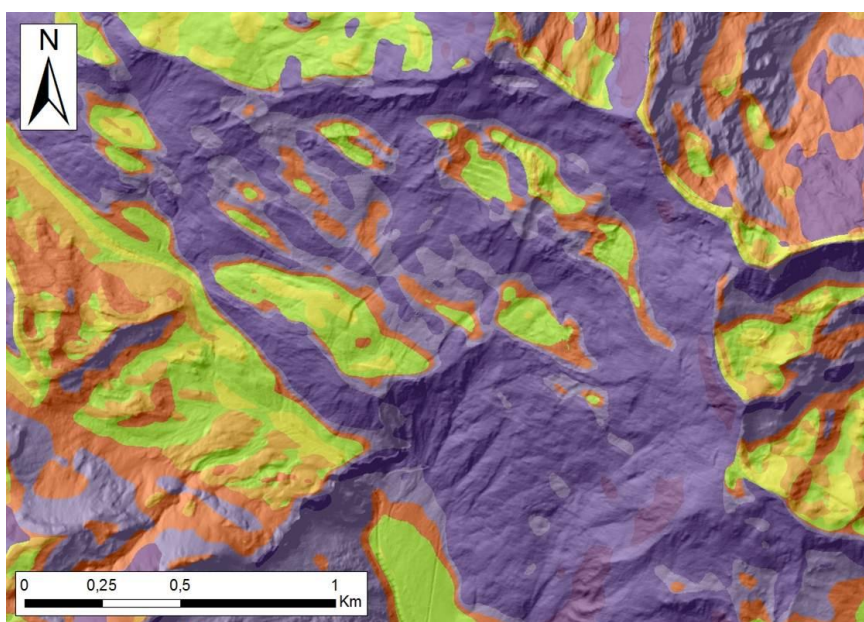


Fig. 32 Risultati della classificazione K-mean con 7 classi. Anche in questo caso la classificazione riesce a distinguere le aree a concentrazione maggiore di morfostrutture (controscarpate in questo caso) dal resto del versante, però classifica i depositi e forme legati a processi glaciali e periglaciali in allo stesso modo.

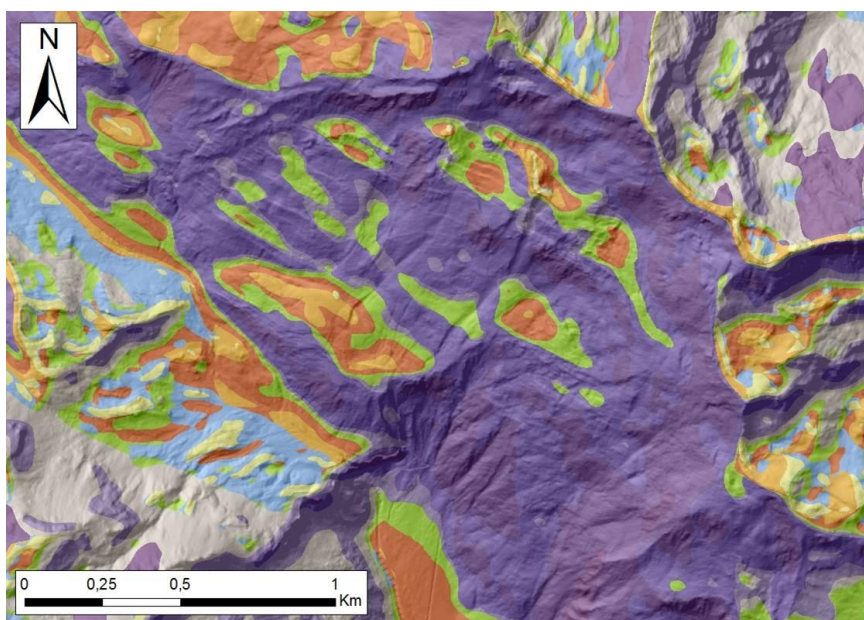


Fig. 33 Classificazione K-mean con 10 classi. Vengono evidenziate le aree, che concentrano le controscarpate all'interno della DGPV. I depositi glaciali sulla sinistra dell'immagine risultano ancora classificati in parte come morfostrutture, ma in maniera leggermente migliore rispetto alle precedenti classificazioni (5 e 7 classi).

Cambiando il numero di classi nella classificazione di tipo K-mean, si notano poche differenze nel risultato finale, in quanto per ogni numero di classi (5, 7 e 10) vengono evidenziate bene le aree di maggior concentrazione di morfostrutture; per classificare invece singole morfostrutture non risulta il tipo di classificatore adatto e neanche per distinguere esse dai depositi glaciali e periglaciali.

La classificazione guidata (*supervised classification*) richiede la definizione di *ROI (Region Of Interests-regioni di interesse)*, che sono assunte come aree rappresentative di determinate classi di superficie (nel nostro caso parti relative alle controscarpate).

I pixel compresi in queste aree sono campionati (in tutte le bande) e i loro parametri statistici (posizione del vettore medio, varianza e covarianza, firma spettrale media), sono utilizzati come dati input per la classificazione (classifier). In particolare sono stati creati 2 file di regioni d'interesse (*ROI - Region Of Interest*), il primo è relativo alla parte concava delle controscarpate, mentre il secondo rappresenta la parte convessa. Le *ROI* vengono quindi utilizzate come riferimento per la classificazione. I classificatori utilizzati sono stati quelli della massima verosomiglianza (*Maximum Likelihood MLL*), ovvero, la massima probabilità che ha un pixel di appartenere ad una determinata classe; della minima distanza (*Minimum Distance, MD*), che associa ad ogni pixel sconosciuto la classe più vicina e lo *Spectral Angle Mapper (SAM)*, il cui algoritmo si basa sul calcolo di un angolo tra lo spettro medio delle *ROI* e quello di ciascun pixel, entrambi trattati come vettori nello spazio con dimensioni eguali al numero di bande.

In *Maximum Likelihood* viene calcolata la seguente funzione per ogni pixel e associata ad esso la classe per le quali presenta la probabilità più alta:

$$g_i(\mathbf{x}) = \ln p(\omega_i) - \frac{1}{2} \ln |\Sigma_i| - \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{m}_i)^t \Sigma_i^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{m}_i)$$

$$\mathbf{x} \in \omega_i \quad \text{if } g_i(\mathbf{x}) > g_j(\mathbf{x}) \quad \text{for all } j \neq i$$

Dove:

$g_i(\mathbf{x})$ = funzione discriminante

ω_i = classe

x = pixel

$p(\omega_i)$ = probabilità che la classe ω_i si verifichi nell'immagine, si assume la stessa per ogni classe.

$|\Sigma_i|$ = determinante della matrice della covarianza dei valori nella classe ω_i .

Σ_i^{-1} = la sua matrice inversa.

m_i = vettore medio (*mean vector*)

(Richards, 1999)

Il risultato della classificazione Maximum Likelihood non permette di fare considerazioni particolari, dal momento che non evidenzia solamente le morfostrutture.

Il classificatore della minima distanza (*Minimum distance classification MD*) considera i centroidi degli *endmember* (i.e. *ROI* = classe) e calcola la distanza tra ogni pixel sconosciuto e il centroide di ogni classe, il pixel viene attribuito alla classe definita dal centroide più vicino. Il *pixel* viene assegnato al centro della classe più vicina. Bisogna sapere a priori quante siano le classi e quali siano le coordinate del valore medio che ne definisce la posizione. Il risultato è mostrato in Fig. 34.

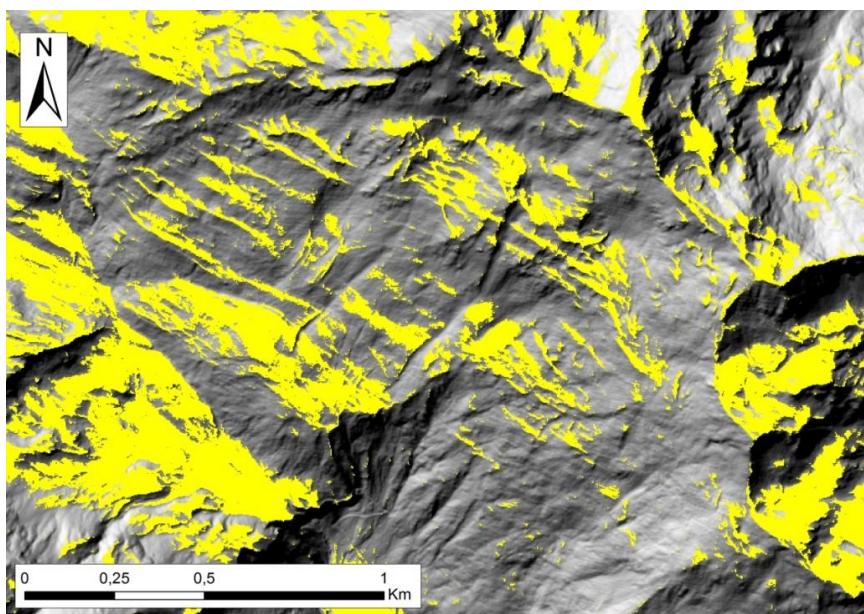


Fig. 34 Risultato ottenuto dalla Minimum-distance classification (parti gialle), riportato sull'Hillshade 315. Vengono evidenziate le singole controscarpate e il bulging all'interno del DGPV 1. Al di fuori vengono evidenziate i depositi e le forme glaciali, in quanto presentano caratteri simili ad esse.

Il risultato ottenuto con questo tipo di classificatore, come anche la classificazione non guidata tipo K-mean, non riesce a distinguere le morfostrutture dal glaciale e periglaciale. La MD, a differenza della K-mean, evidenzia però anche singole morfostrutture.

La classificazione *SAM* normalmente viene utilizzata per dati di riflettanza, ma nel nostro caso gli spettri sono rappresentati dai valori di *slope*, *profc*, *planc* ed *aspect*. Attraverso il comando *Classification* → *Supervised* → *Spectral Angle Mapper*, viene calcolato l'angolo tra il vettore medio relativo alle regioni di interesse e ciascun pixel da classificare. Ponendo diverse soglie angolari di attribuzione in radianti (*Maximum Angle (radians)* (0.1, 0.2, 0.08, 0.09)) sono stati ottenuti i risultati illustrati in Fig. 35 e 36.

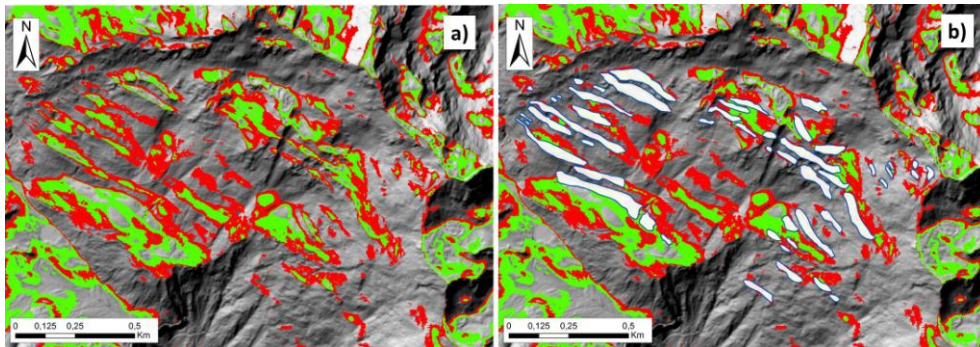


Fig. 35 a) Risultato ottenuto dalla classificazione SAM (*Maximum Angle* = 0.08) per una porzione soggetta a DGPV sul versante sinistro della Valle di Slingia (colore rosso = concavità, colore verde = convessità) **b)** Classificazione SAM della stessa porzione di versante con sovrapposte le controscarpate delimitate utilizzando gli indici morfometrici ed il rilevamento di campagna.

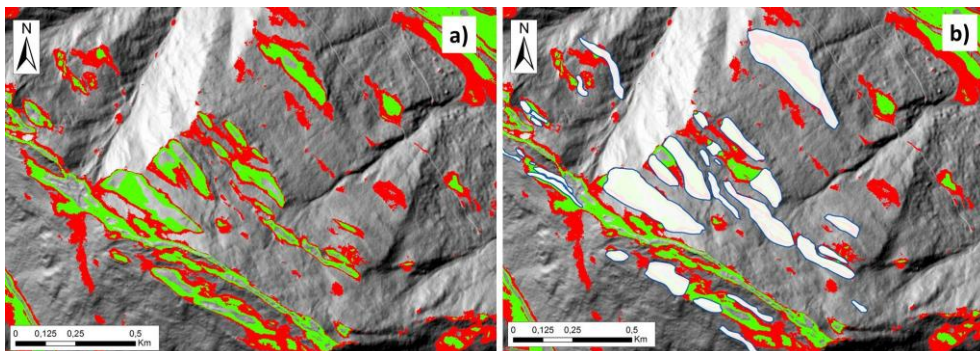


Fig. 36 a) Risultato ottenuto dalla classificazione SAM (*Maximum Angle* = 0.08) per una porzione di versante destro soggetta a DGPV (colore rosso = concavità, colore verde = convessità), in **b)** sovrapposte le morfostrutture mappate con il metodo qualitativo (indici morfometrici + rilevamento di terreno).

Visti i risultati, ottenuti con i vari metodi di classificazione (K-mean, MLL, MD e SAM), si può affermare che la SAM, rispetto agli altri tre risultati, fornisce un risultato migliore, in quanto riesce a delimitare molto accuratamente le controscarpate in maniera areale; essa rappresenta anche il classificatore che sembra evidenziare meno i depositi glaciali e periglaciali rispetto alle morfostrutture. Il problema della somiglianza tra queste forme permane, nonostante le varie prove di classificazione, utilizzando diversi classificatori non è stato possibile distinguerle in maniera univoca; questo probabilmente è legato, molto probabilmente all'utilizzo degli indici scelti, che mostrano caratteri simili per le due forme.

Viene qui riportato il diagramma di flusso (Fig. 37) delle attività seguite per passare dai singoli indici morfometrici, derivati dal DTM di partenza, attraverso varie tipologie di classificazioni (K-mean, MLL, MD e SAM), ad una serie di raster classificati. La qualità di questi ultimi risulta essere variabile.

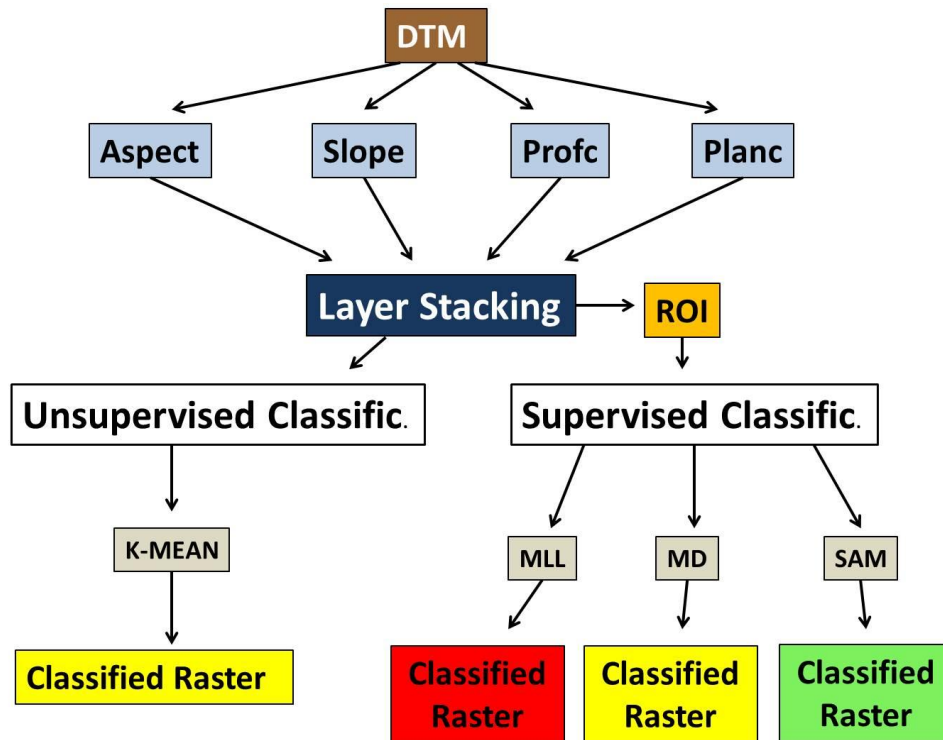


Fig. 37 Diagramma di flusso del lavoro. In rosso le classificazioni di scarsa qualità, in giallo di media qualità e in verde di buona qualità.

2.7 Le DGPV della Valle di Slingia

La Valle di Slingia è caratterizzata dalla presenza di deformazioni gravitative di versante, che mostrano caratteri morfologici, assetti strutturali e dinamiche diverse tra loro e che risentono fortemente dell'assetto litologico e strutturale di versanti sui quali insistono.

In questo capitolo verranno quindi descritte le singole deformazioni gravitative di versante individuate partendo da monte e procedendo verso valle. Sono state individuate 5 deformazioni gravitative denominate rispettivamente 1, 2, 3, 4 e 5; all'interno di alcune di esse si riscontrano anche dei settori differenti (1a, 1b, 4a, 4b e 4c) legati a diversa morfologia ed evoluzione. La deformazione gravitativa profonda di versante 5 (DGPV del Monte Watles) in destra orografica della Valle d'Adige, che si sviluppa su un versante adiacente alla Valle di Slingia, verrà descritta assieme alla deformazione gravitativa 2, in quanto simili sia per aspetti morfologici che per i processi che ne controllano lo sviluppo (Fig. 38).

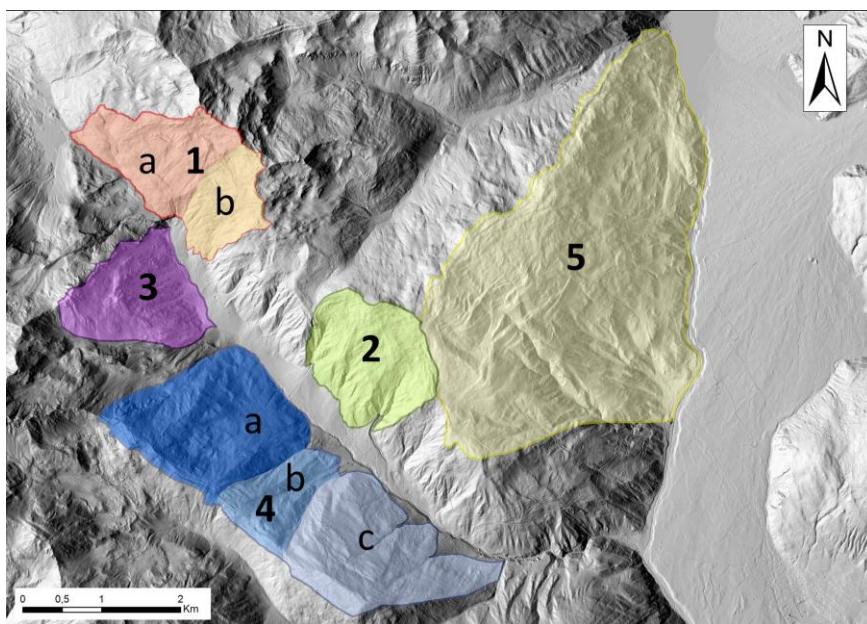


Fig. 38 Localizzazione delle deformazioni gravitative profonde di versante.

2.7.1 DGPV 1 o di Vernungkopf

La deformazione gravitativa profonda denominata 1 o di Vernungkopf, situata in sinistra orografica della Valle di Slingia, coinvolge un'area pari a 2,7 km² ed è caratterizzata da due parti morfometricamente e dinamicamente distinte. Esse vengono denominate rispettivamente 1a e 1b. Le due parti sono divise da un lineamento tettonico avente direzione SSW-NNE che ha danneggiato notevolmente le rocce coinvolte, smantellando anche parti della cresta da essa intercettata.

La porzione di versante 1a, e in particolare la parte di versante ad ovest della faglia sopra citata, comprende un'area, che corrisponde a circa la metà dell'intera deformazione gravitativa profonda 1. Questa parte è caratterizzata da un dislivello di circa 505 m, con una pendenza media pari a 25°.

In quest'area affiorano esclusivamente paragneiss, i quali presentano scistosità regionale (S_2) a reggipoggio (Fig. 39) e foliazioni secondarie (S_1) e successive (C') che possono presentarsi a franapoggio e quindi favorevoli allo scivolamento del versante (Fig. 40).

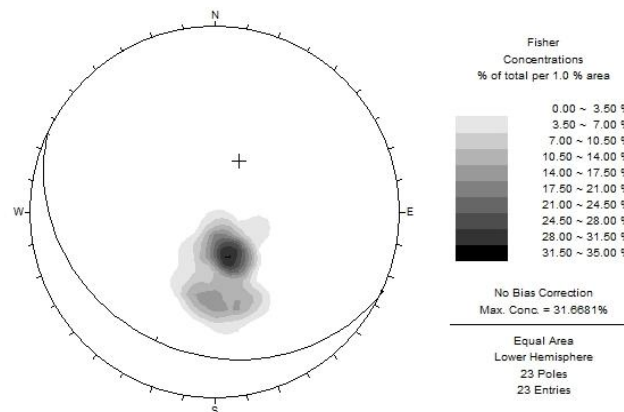


Fig. 39 *Contour* dei poli di S_2 . Il piano plottato corrisponde all'immersione e inclinazione media del versante è rappresentato sia come grande cerchio che come polo (croce nera). L'orientazione delle scistosità regionali S_2 si presenta a reggipoggio rispetto al versante.

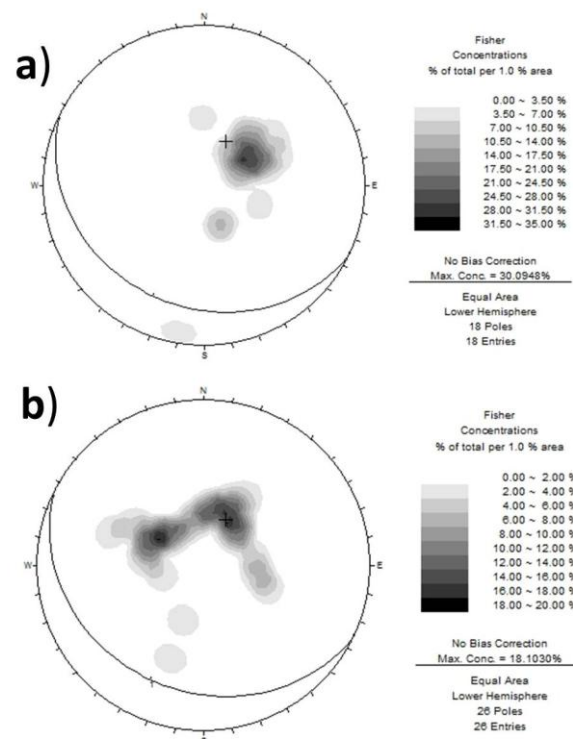


Fig. 40 *Contour* delle S_1 (a) e C' (b). Il piano plottato corrisponde alla giacitura media del versante (205/25); si nota che il suo polo (croce nera) cade nell'area del *contour* dei poli delle S_1 e delle C' immergenti verso SW.

La prima morfostruttura presente, andando dal punto più alto a quello più basso del DGPV 1, è uno sdoppiamento di cresta interrotto localmente da alcuni lineamenti trasversali, che interrompono la continuità della cresta principale e secondaria (Fig. 41).



Fig. 41 Interruzione di cresta (linea nera tratteggiata) a causa del passaggio di una faglia NNE-SSW (linea rossa).

La formazione della doppia cresta ha prodotto una scarpata di circa 127 m, formando appena a valle della cresta principale una parte concava.

Il secondo tipo di morfostrutture che si è rilevato nell'area sono le controscarpate (definite a seconda del loro aspetto morfologico sul terreno), che in questo caso corrispondono a fratture antitetiche all'orizzonte di scivolamento, e sono caratterizzate da un andamento rettilineo con direzione grossomodo nordovest – sudest (Fig. 42) e tagliano la foliazione principale S_2 a basso angolo. Sono state riportate in carta 59 controscarpate riscontrate per il DGPV 1 o di Vernungkopf.

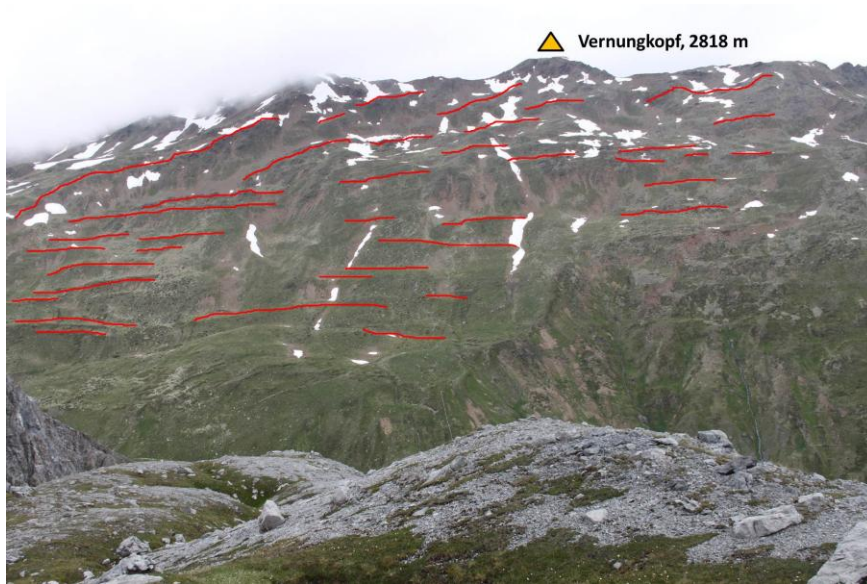


Fig. 42 Morfostrutture, quali sdoppiamenti di cresta e controscarpate del DGPV 1.

Tali controscarpate una lunghezza media di circa 250 m, una spaziatura media di circa 60 m e si trovano più o meno su tutto il versante, con una maggiore concentrazione nella parte mediana. L'utilizzo di indici morfometrici, ed in particolare della *profile convexity* (*profc*), mette in evidenza che le controscarpate costituiscono delle zone convesse all'interno di una porzione di versante generalmente concava (Fig. 43).

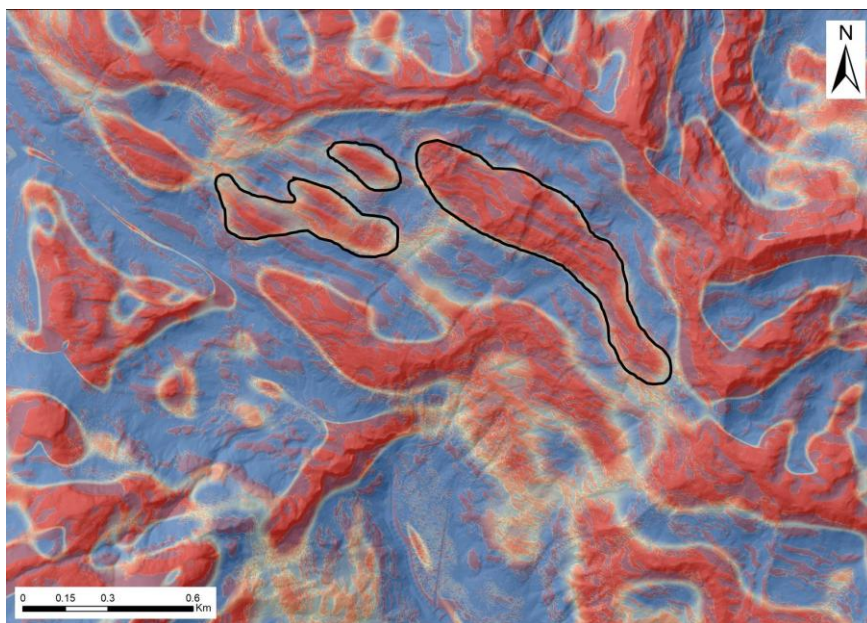


Fig. 43 Profile Convexity del DGPV 1. Rosso: aree convesse; Blu: aree concave. Sono delimitate in nero le aree di maggior concentrazione delle controscarpate, che nel loro insieme costituiscono zone convesse all'interno di una zona concava più ampia.

In corrispondenza del fondovalle o meglio nella parte di versante appena al di sopra del fondovalle si ha il tipico rigonfiamento o *bulging* che in questo caso si discosta dal profilo del pendio rettificato di circa 30 metri (Fig. 44).

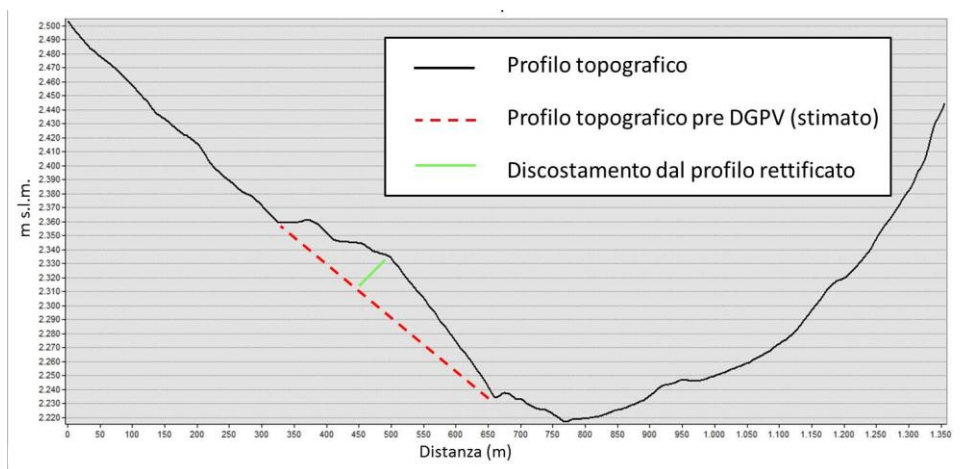


Fig. 44 Dettaglio della parte bassa del DGPV 1 (1a) con presenza di un *bulging* al piede.

La parte sinistra del versante in deformazione, denominata 1b, è caratterizzata da un'energia del rilievo di circa 870 m, da uno sdoppiamento della cresta e da contropendenze immediatamente al di sotto di esso, che, a differenza dell'altra metà del DGPV, mostrano un andamento meno rettilineo (concavità rivolta verso l'alto). Procedendo verso valle il versante è caratterizzato dalla mancanza del rigonfiamento (*bulging*) al piede, a causa della presenza del limite tra i paragneiss e le sottostanti coperture permo-mesozoiche, che essendo più friabili, facilitano i processi di erosione regressiva sul versante e i fenomeni franosi superficiali. Al piede del versante troviamo quindi depositi di colata mista e di *debris slide*. La Fig. 45 mostra il profilo topografico di questa porzione di versante.

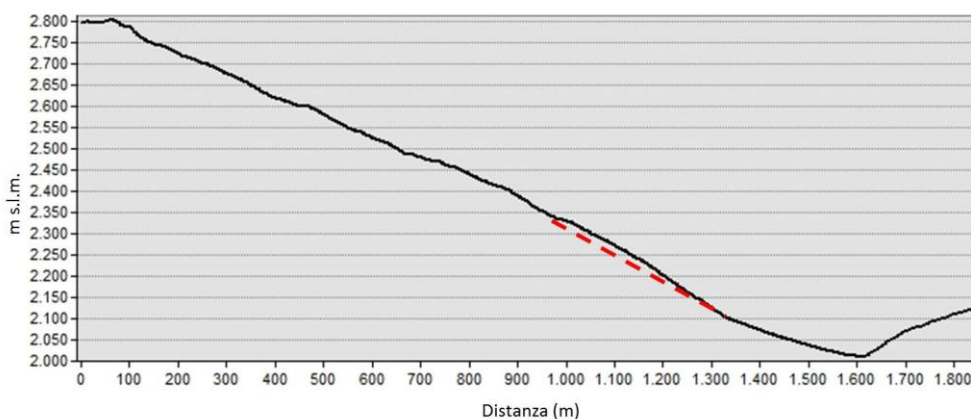


Fig. 45 Profilo topografico della metà 1b del DGPV 1. Si nota la mancanza di un *bulging* al piede in quanto il discostamento dal profilo rettificato risulta minimo (linea rossa tratteggiata).

L'aspetto delle controscarpate, la mancanza del rigonfiamento al piede e la presenza di nicchie di degradazione, colate e *debris slide*, danno l'impressione di una maggior attività di questa parte (1b) rispetto a 1a. Anche la dissoluzione della parte gessifera delle coperture probabilmente contribuisce all'evoluzione accelerata di questa parte del DGPV. Evidenze di questo fenomeno sono state osservate sul terreno, dove strutture simili a doline (depressioni allungate di piccole dimensioni) si sviluppano sui paragneiss immediatamente al di sopra del contatto tettonico (Linea di Slingia) con le coperture permo-mesozoiche. Tali forme, così come il fondo piatto delle controscarpate, rappresentano punti di maggior infiltrazione favorendo ulteriormente la dissoluzione in profondità. La probabile genesi delle depressioni carsiche, che sono state individuate sul terreno viene illustrata in Fig. 46. Esse si sviluppano a causa di un collasso della porzione di versante al di sopra del punto di dissoluzione e formazione di cavità carsiche in profondità.

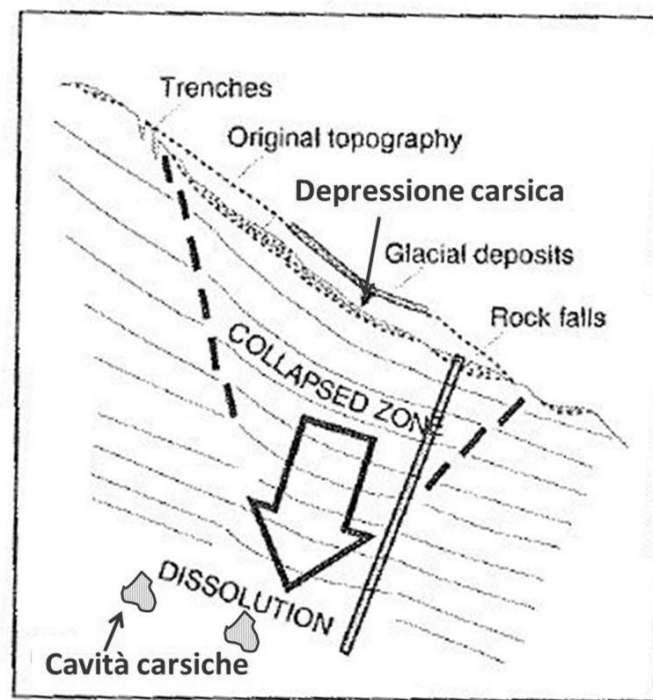


Fig. 46 Illustrazione della formazione delle depressioni carsiche sul terreno. La dissoluzione profonda provoca la formazione di cavità carsiche e successivo collasso della parte sovrastante (da Martinotti et al, 2011, modificato).

Dall'immagine dei dati interferometrici (Fig. 47) della Provincia Autonoma di Bolzano emerge che questa parte (1b), effettivamente ha dei tassi di movimento maggiori rispetto alla parte destra (1a). Questo spiegherebbe anche, perché nella parte 1b si ha la presenza di controscarpate più curvilinee, in quanto esse subiscono il richiamo della gravità e seguono i maggiori tassi di movimento.

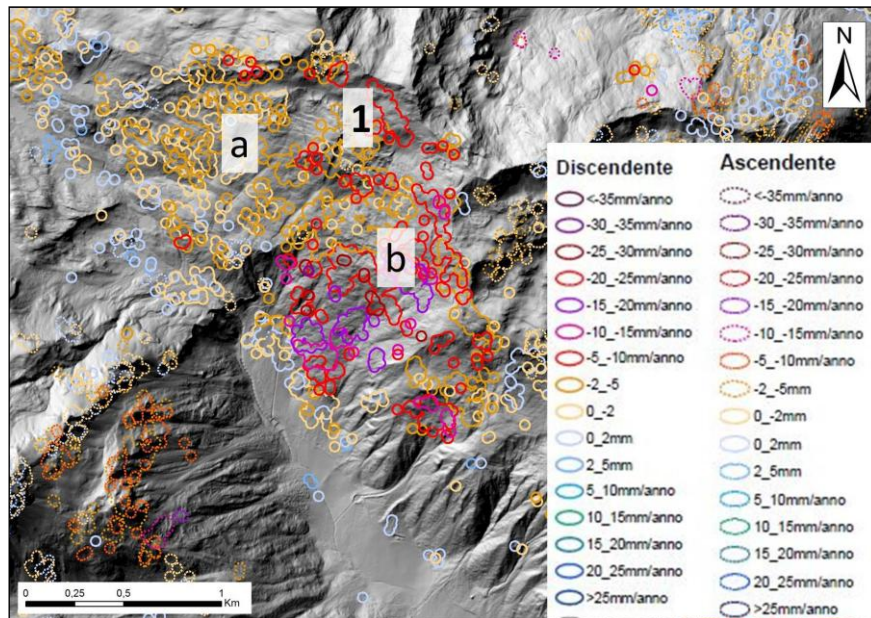


Fig. 47 Tassi di movimento relativi al DGPV 1. I tassi di movimento medi per le due parti 1a e 1b risultano rispettivamente 2-5 mm/anno e 15-20 mm/anno.

Ai fattori predisponenti, quali l'energia di rilievo e la dissoluzione profonda si aggiunge, come descritto nella prima parte (1a), l'assetto strutturale parzialmente favorevole in quanto i paragneiss presenti nella parte alta sono ancora caratterizzati da foliazione S_1 relitta e le *shear bands* C' , con giaciture presenti a franapoggio. L'S regionale permane con orientazione sfavorevole al movimento.

2.7.2 DGPV 2 e 5 o DGPV di Watles

La deformazione gravitativa di versante 2, situato al di sopra dell'abitato di Slingia, si instaura lungo un versante con energia del rilievo pari a circa 720 m e interessa un'area di circa 2,1 km²; essa si comporta in modo molto simile alla parte 1b della deformazione gravitativa di Vernungkopf (DGPV 1). Anche in questo caso la metà superiore del versante è caratterizzata dall'affioramento dei paragneiss della falda di Ötztal (localmente si trovano anche vulcaniti), mentre le coperture permo-mesozoiche affiorano nella parte inferiore dove si aprono ampie nicchie di degradazione, evolute molto in alto, che hanno ormai distrutto completamente, o quasi, le morfostrutture presenti in questa parte di versante. Anche in questo caso la grande disponibilità di materiale erodibile di

queste porzioni di versante, ha dato origine ad importanti depositi di *debris flow* e di conoidi alluvionali sul fondovalle.

Le controscarpate ancora intere sono limitrofe alle zone sommitali, al di sotto degli sdoppiamenti di cresta. Il loro aspetto è rettilineo all'intero dell'area interessata da deformazione gravitativa, mentre dove iniziano le coperture permo-mesozoiche, quindi rocce più carsificabili ed erodibili, queste controscarpate mostrano un andamento più curvilineo (concavità verso il basso) a causa della maggior attività erosiva in questi settori. Sono state rilevate 31 controscarpate, avente una lunghezza media di circa 100 m. Anche in questo caso, l'insieme delle controscarpate forma una parte convessa all'interno di una zona, che in media sarebbe concava.



Fig. 48 Morfostrutture, quali sdoppiamento di cresta e controscarpate (rosso) al margine occidentale del DGPV 2.

Le creste principali sono interrotte anche qui dal passaggio di faglie a direzione SSW-NNE che causano un peggioramento delle proprietà dell'ammasso roccioso (formazione di rocce di faglia) e fanno sì che l'attività degli agenti erosivi (crioclastismo, agenti meteorici, forza di gravità ecc.) sia qui concentrata.

Nella metà superiore del versante, all'interno dei paragneiss si sono riscontrate depressioni allungate, talvolta in corrispondenza di controscarpate, testimonianza di dissoluzione profonda delle rocce carsificabili all'interno delle coperture permo-mesozoiche. Si è inoltre riscontrata la presenza di paleocavità carsiche nella località Rawein Hoachknott riempite da breccia cementata (cemento gessoso) e costituita da clasti di dolomia. Si ha qui l'evidenza di collassi di queste cavità e del successivo riempimento di materiale dall'alto, avendo così conferma della presenza di dissoluzione

in queste rocce permo-mesozoiche. Si presume, che la superficie di rottura (o meglio la fascia di rottura) sia abbastanza superficiale a causa della presenza di grandi nicchie di degradazione che continuano a smantellare la deformazione gravitativa di versante.

I fattori predisponenti sono principalmente l'orientazione delle foliazioni S_1 e *shear bands* C' favorevole allo scivolamento (Fig. 49) alla quale si aggiunge il fattore della dissoluzione profonda per la presenza di gessi nelle coperture permo-mesozoiche.

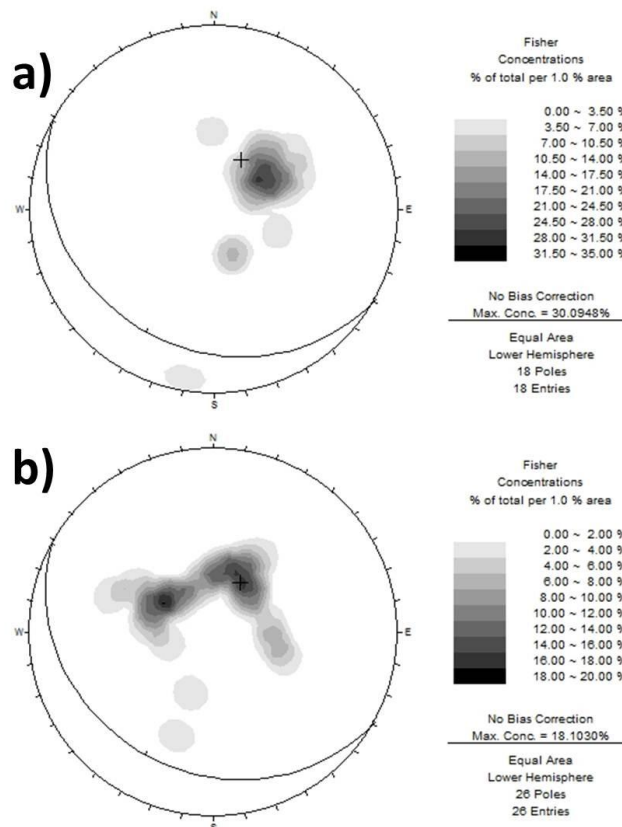


Fig. 49 a) Contour delle S_1 , b) Contour delle C' . Il piano plottato corrisponde al versante medio (209/25).

La Deformazione gravitativa di versante 2 sembra essere intimamente associata alla deformazione gravitativa profonda 5 (di Monte Watles), risulta quindi necessario descrivere brevemente anche quest'ultima, la quale è situata sul versante adiacente esposto a SSE in destra orografica della Val Venosta. In Fig. 50 vengono messi a confronto i profili topografici relativi alle due deformazioni (DGPV 2 e DGPV 5).

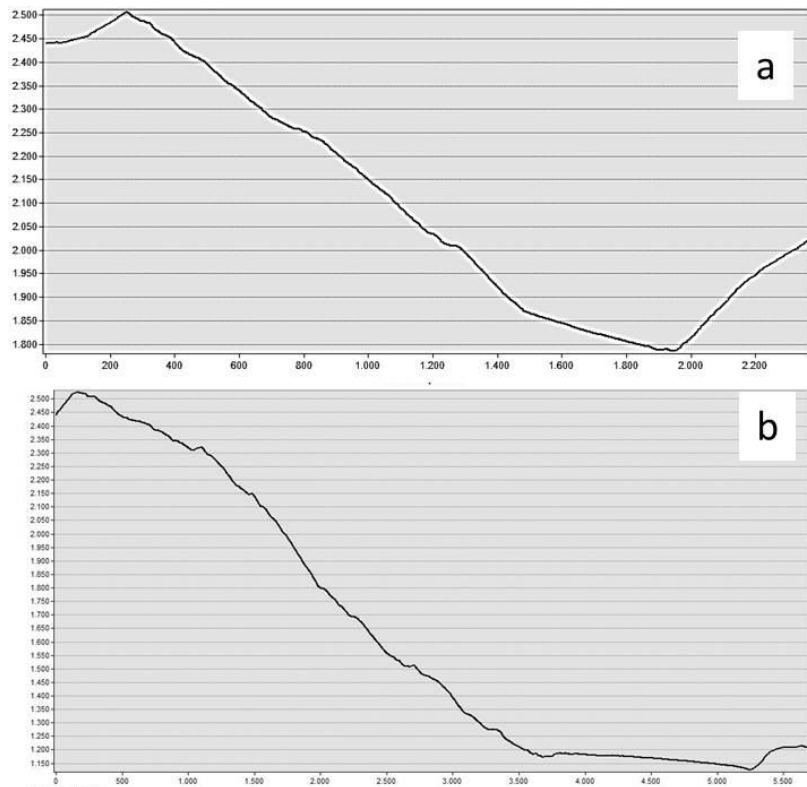


Fig. 50 Le DGPV di Watles, in a) DGPV 2, in b) DGPV 5; da notare la notevole differenza nell'energia di rilievo.

Si tratta di una deformazione gravitativa arealmente molto più grande rispetto a quelle situate in Valle di Slingia infatti coinvolge un'area di circa $12,2 \text{ km}^2$. Agliardi et al. (2009 a/b) la classificano come tipico *sackung*, che evolve a causa della presenza di una zona di *shear* basale (Linea di Slingia) che funge da piano di scivolamento. Sempre Agliardi et al. (2009b) stabiliscono, tramite datazioni al radiocarbonio di materiale organico ritrovato in trincee aperte artificialmente, l'inizio del movimento della DGPV di Watles nel periodo tardo glaciale (10,000 cal yr BP) e quindi poco dopo il ritiro del ghiacciaio dell'Adige che occupava la Val Venosta.

Il DGPV 5 è caratterizzato anch'esso da sdoppiamenti di cresta, controscarpate e scarpate che formano le parti convesse. In particolare le direzioni (NE-SW) delle controscarpate coincidono con le direzioni medie delle S_2 ; questo implica che le fratture antitetiche, in questo specifico caso, si sono formate riattivando la foliazione regionale S_2 (Fig. 51).

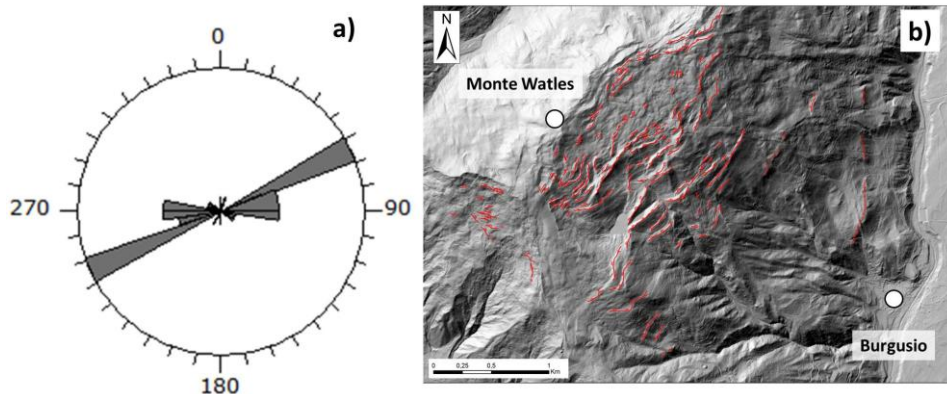


Fig. 51 a) Rose-Diagram per la scistosità regionale S_2 ; b) Hillshade della DGPV di Watles (5), le linee rosse evidenziano la direzione delle controscarpate sulla DGPV di Watles. Da notare che le due direzioni (S_2 e controscarpate) grossomodo coincidono.

Le morfostrutture della DGPV 5 risultano più pronunciate rispetto a quelle che caratterizzano le deformazioni gravitative profonde di versante nella Valle di Slingia. Ciò potrebbe essere dovuto all'energia di rilievo maggiore (circa 1300 m) e alla maggiore profondità dello scivolamento di base che comporterebbe volumi maggiori di massa coinvolta nella deformazione.

La presenza di dissoluzione profonda è testimoniata, anche in questo caso, dalle depressioni carsiche riscontrate nella litologia dei paragneiss al di sopra del contatto tettonico della Linea di Slingia oltre alle cavità carsiche con riempimento individuate a letto della linea all'interno delle coperture della falda di S-Charl (vedi paragrafo 2.5.2 - forme carsiche). La dissoluzione quindi assieme alla parzialmente favorevole orientazione della scistosità regionale S_2 e della Linea di Slingia sembrerebbero essere i fattori determinanti nel controllo dell'evoluzione del DGPV del Monte Watles. Per avere una conferma definitiva della presenza di dissoluzione profonda si dovrebbe eseguire un monitoraggio in continuo delle sorgenti per quanto concerne il contenuto di solfati, il grado di durezza, i valori di conducibilità elettrica, il pH ecc.

Il Monte Watles e il Monte Pecore (nomi delle cime coinvolte dalla deformazione gravitativa profonda di versante 5) non presentano un assetto strutturale generale favorevole all'innescio e sviluppo di deformazioni gravitative, almeno per quanto concerne le foliazioni S_1 , S_2 e C' ; quindi oltre alla presenza della Linea di Slingia (Agliardi et al., 2009), è necessario anche invocare la dissoluzione profonda come fattore di controllo fondamentale nel contribuire al movimento di questo DGPV.

Ritornando alla Valle di Slingia e quindi all'area di rilevamento, tra le zone in deformazione 1 e 2 si ha un'area che risulta essere priva di deformazione profonda (vedi sottocapitolo 2.5.2 - depositi torbosi). Questo può essere spiegato per condizioni geologico - strutturali differenti rispetto alle porzioni in deformazione adiacenti, e per la minor energia di rilievo. In particolare abbiamo una diminuzione notevole dello spessore delle coperture permo-mesozoiche, legato al fatto che la Linea di Slingia taglia in maniera obliqua il contatto coperture permo-mesozoiche – paragneiss (Allegato 1). L'energia di rilievo è di circa 500 m.

2.7.3 DGPV 3 o di Föllakopf

Il DGPV numero 3 o di Föllakopf (Fig. 52) appartiene ad una deformazione gravitativa di tipo *rock slide* e comprende un'area di circa 1,9 km² e un'energia di rilievo pari a circa 1000 m.

È caratterizzata da una scarpata alta circa 300 m, alla base della quale inizia l'ammasso collassato che si presenta nel complesso integro con la successione coperture permo-mesozoiche, conglomerato di base e ortogneiss della falda di S-charl ben preservata. Ciò suggerisce uno scivolamento in massa lungo una superficie ben delineata e verosimilmente corrispondente alla faglia, con direzione NNE-SSW.

L'unica morfostruttura presente in questo caso è la grande scarpata subito sotto la cresta, che limita il corpo di frana in alto e alcune morfostrutture tipo controscarpate lungo il versante, mascherate dal detrito e dei coni di valanga. Tra la superficie di scivolamento (corrispondente al piano di faglia) e il blocco scivolato in massa si ha la presenza di una vistosa trincea. Nella parte concava della scarpata si accumulano falde e coni detritici costituiti da rocce della serie permo-mesozoica delle coperture della falda di S-charl. Al margine della scarpata si rinvengono inoltre alcune fratture aperte (*trenches*) che seguono la direzione della stessa (NNE-SSW).

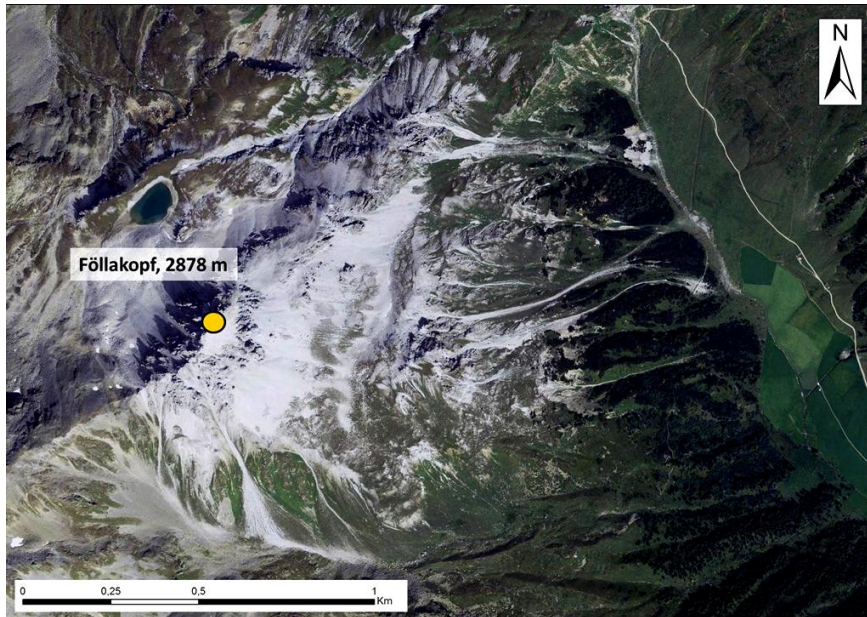


Fig. 52 Ortofoto del DGPV 3 in destra orografica della Valle di Slingia.

2.7.4 DGPV 4 o di Mottrodes

La porzione di versante coinvolta dalla deformazione gravitativa profonda di versante 4 si trova in destra orografica ed è confinata a sud e ad est dalla Valle di Schleiser (Schleisertal), ad ovest dalla Valle di Rawatsch (Rawatschtal) e a nord dal rio di Slingia, e comprende un'area totale di circa 7 km² su un versante presenta un'energia di rilievo di circa 750 m.

La litologia affiorante e sub affiorante è costituita essenzialmente da ortogneiss appartenente alla falda di S-Charl, la scistosità principale segue il fianco nordovest dell'antiforme di Sesvenna immergendo a franapoggio (giacitura media: 036/36), la foliazione è quindi favorevole allo sviluppo del DGPV (Fig. 53).

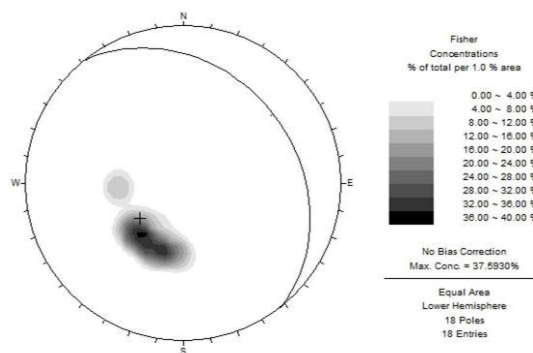


Fig. 53 Contour plot (emisfero inferiore, proiezione Fisher) della scistosità regionale negli ortogneiss della falda di S-Charl. Il piano plottato corrisponde al versante medio (052/29).

Lo sdoppiamento (Fig. 54) di cresta sommitale risulta essere abbastanza continuo e viene interrotto in corrispondenza di lineamenti tettonici con direzione grossomodo NNE-SSW e NE-SW. Le controscarpate con una spaziatura compresa tra i 15 e 45 m si trovano sia lungo il versante che scende verso la valle di Slingia, che sul versante sud, verso la valle di Schleiser e sono comprese in una fascia di circa 250 m attorno allo sdoppiamento di cresta o alla cresta principale.



Fig. 54 Morfostrutture del DGPV 4 in destra orografica. In rosso sono segnate creste principali, secondarie e alcune controscarpate.

Le controscarpate di dimensioni maggiori (larghezze medie comprese tra i 100 ed i 170 m) sono meno evidenti, in quanto più soggette all'azione di erosione e di mascheramento, operata dai processi meteorici e di alterazione per lo sviluppo di suolo, si trovano solamente lungo il versante che scende verso il rio di Slingia (Fig. 55). I lineamenti tettonici suddividono il versante in deformazione in tre settori con caratteri leggermente diversificati (4a, 4b e 4c) (vedi anche Allegato 1). Nella zona ovest del DGPV 4a queste ultime controscarpate sono rare, quasi assenti per l'effetto di mascheramento operato anche da processi di tipo periglaciale (*rock glacier*, depositi di valanga) e glaciale (depositi glaciali). La parte 4b invece è delimitata a NW e SE da faglie (direzioni rispettivamente NNE-SSW e NE-SW) che la isolano dalle parti 4a e 4c. Le morfostrutture comprese in quest'area sono rappresentate da sdoppiamento di cresta e alcune controscarpate adiacenti ad esso, sia sul versante che scende verso la Valle di Slingia sia lungo il versante opposto. Andando verso il piede l'area della parte 4b si restringe a causa del passaggio delle faglie e non si ha più la presenza di morfostrutture; si incontrano solamente nicchie e depositi di frana mista. La parte 4c risulta essere la più ricca, per quanto riguarda le morfostrutture. È caratterizzata da sdoppiamento di cresta in alto e controscarpate adiacenti ad esso.

A differenza delle altre due parti, le controscarpate sono presenti anche nella parte media del versante. Proseguendo verso il piede si incontrano anche qui nicchie e depositi di frana.



Fig. 55 Esempio di controscarpate di dimensione notevole appartenente al DGPV 4 (parte 4c).

Le nicchie e i pochi depositi di frane superficiali (quest'ultimi sono rari a causa dell'azione erosiva operata dal rio di Slingia), presenti al piede del DGPV 4 o di Mottrodes, si riescono a riconoscere grazie al dato LiDAR e l'utilizzo dei vari indici morfometrici.

2.7.5 Le DGPV della Valle di Slingia a confronto: un tentativo di classificazione

Tra le Deformazioni Gravitave Profonde di Versante presenti nella Valle di Slingia si possono distinguere diverse tipologie di DGPV sulla base di:

Fattori predisponenti allo sviluppo della deformazione del versante (litologia, assetto strutturale, deformazioni duttili dell'ammasso roccioso).

- Tipologia di morfostrutture e morfologia superficiale.
- Distribuzione spaziale delle morfostrutture.

Su questa base sono state identificate quattro tipologie di deformazione di versante nella valle di Slingia, tre delle quali associate a DGPV tipo *Sackung* ed una associabile invece ad un fenomeno di *rock slide*.

Queste quattro tipologie verranno successivamente denominate: “*Type 1*”, “*Type 2*”, “*Type 3*” e “*Type 4*”. Vengono di seguito descritte le loro peculiarità e caratteri distintivi.

Type 1

Questo primo tipo di Deformazione Gravitava Profonda di Versante è caratterizzato da un'omogeneità di litologia metamorfica con scistosità principale prevalentemente a reggipoggio, sfavorevole quindi allo sviluppo di scivolamenti e deformazioni (Fig. 56).

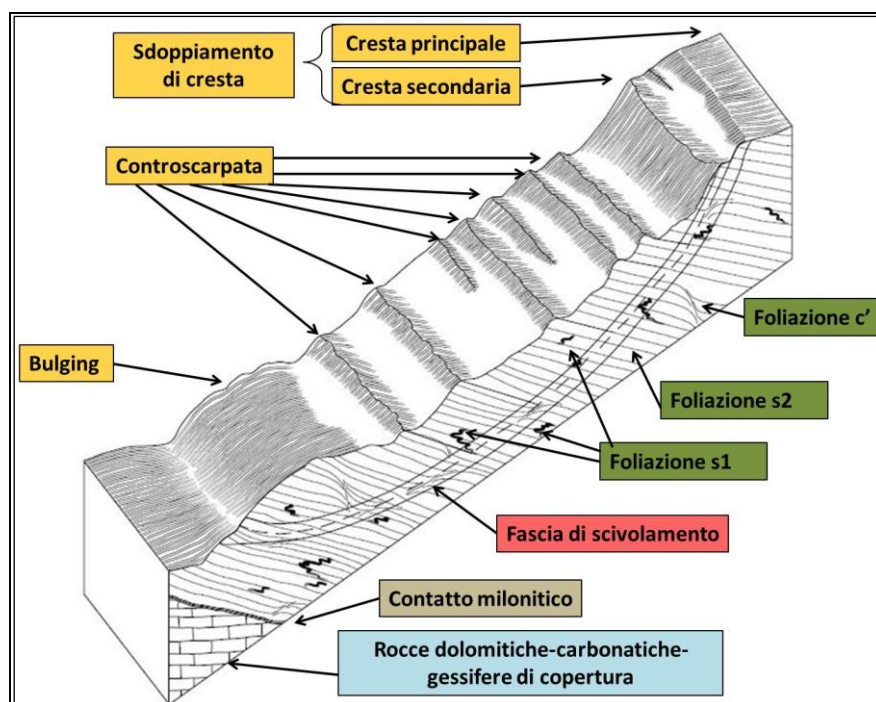


Fig. 56 Schema illustrativo per il DGPV Type 1 (Gruber, 2013).

Lo sviluppo della deformazione Type 1 è pertanto permesso dalla presenza di foliazioni secondarie pervasive (Foliazione S_1 e C' in Fig. 40) con assetto favorevole all'attivazione gravitativa. Queste costituiscono di fatto zone di debolezza all'interno dell'ammasso roccioso e sono favorevoli allo sviluppo di ampie fasce di scivolamento all'interno dell'ammasso roccioso qualora si raggiungano adeguata energia di rilievo. Lo svincolo laterale è generalmente costituito da lineamenti strutturali quali faglie e fratture. Le morfostrutture che caratterizzano il Type 1 sono sdoppiamenti di creste, con aspetto simile ai coronamenti di frane di tipo rototraslazionale (concavità rivolta verso lo scivolamento) e presenza di controscarpate distribuite lungo tutto il versante e con un andamento regolare – rettilineo e trasversale alle linee di massima pendenza. Le controscarpate sono l'espressione di riattivazione della scistosità principale, la quale, venendo intersecata a basso angolo, facilita la nucleazione e lo sviluppo di zone di shear antitetiche rispetto alla fascia di scivolamento.

Nelle deformazioni gravitative di Tipo 1 si riconoscono tre zone principali (Fig. 57):

- 1) **Zona a topografia convessa** con sdoppiamento di cresta.
- 2) **Zona a topografia concava** con sottozona convessa dove si concentrano le controscarpate.
- 3) **Zona a topografia convessa** di bulging.

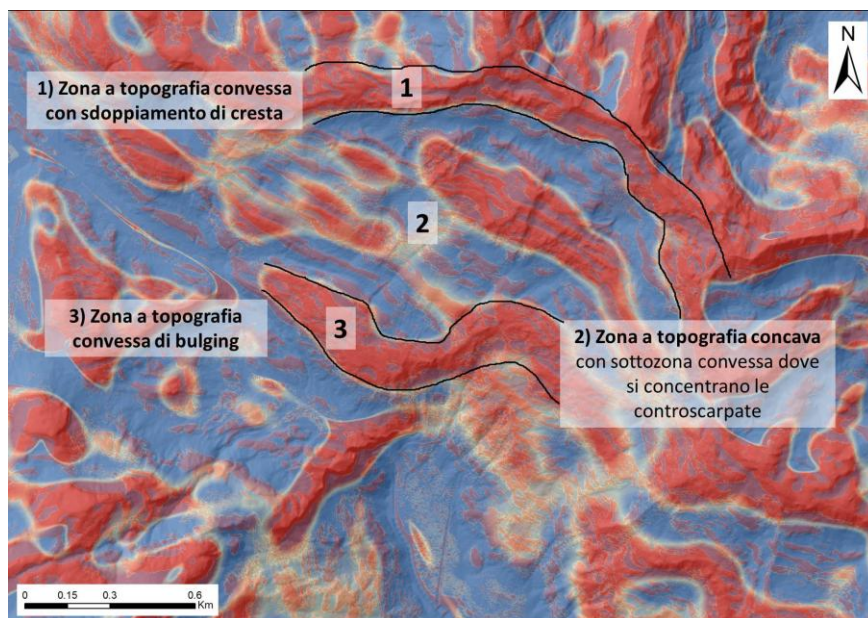


Fig. 57 *Prof*c (35 e 100) sovrapposte all'Hillshade. I colori rosso e blu indicano rispettivamente convessità e concavità.

Type 2

Questo secondo tipo di deformazione si sviluppa sui versanti caratterizzati da due litologie distinte, delle quali, quella con maggior predisposizione all'erosione, è soggetta a fenomeni di dissoluzione e carsismo, mentre la litologia si trova alla base del versante (Fig. 58).

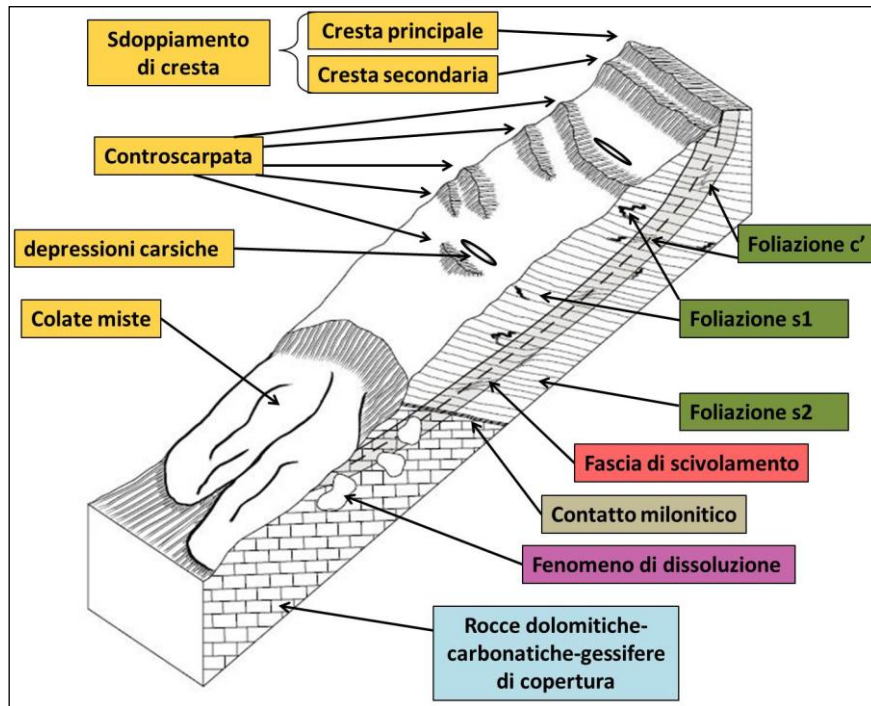


Fig. 58 Schema qualitativo della deformazione gravitativa di Type2 (Gruber 2013).

Nella parte superiore del versante si trova invece una roccia metamorfica con scistosità principale a reggipoggio, e quindi come nel caso precedente non favorevole allo sviluppo di deformazioni.

La deformazione gravitativa Type 2 è quindi controllata da due fattori principali: lo sviluppo dei fenomeni di dissoluzione ed erosione regressiva che si verificano nella litologia alla base del versante e presenza di foliazioni secondarie pervasive (Foliazioni S_1 e C' in Fig. 49), poste in maniera tale che l'attivazione gravitativa dell'ammasso roccioso risulta quindi favorevole. Questo fenomeno origina delle cavità in questa litologia carsificabile, le quali possono collassare; se questo avviene si può avere, come conseguenza, il movimento favorito della massa rocciosa che sta al di sopra (in questo caso i paragneiss) e, se questa è già in movimento (a causa di altri fattori), si può avere un'accelerazione del movimento e quindi una maggior attività del fenomeno gravitativo. Questo è legato alla propagazione della superficie di scivolamento, la quale sfrutta le zone maggiormente carsificate e dissolte. Lo svincolo laterale è dato anche in questo tipo da lineamenti di tipo tettonico (faglie e fratture).

Le morfostrutture che caratterizzano Type 2 sono sdoppiamenti di cresta e le controscarpate. Le controscarpate sono rettilinee nella parte alta, all'interno della litologia più resistente, mentre dove inizia la litologia carsificabile mostrano un andamento curvilineo (concavità verso il basso) a causa dell'erosione regressiva. Inoltre, le controscarpate che si trovano vicine al bordo laterale della deformazione gravitativa profonda di versante tendono a seguire l'andamento di quest'ultimo. Le controscarpate in questo caso vanno a concentrarsi solitamente nella parte superiore del versante, mentre nella parte inferiore si riscontrano delle nicchie di degradazione che per erosione regressiva mascherano o obliterano le morfostrutture poste subito a monte.

Si possono distinguere 3 zone principali (Fig. 59):

- 1) **zona a profilo convesso** con sdoppiamento di creste.
- 2) **zona a topografia concava** con una sottozona convessa dove si concentrano le controscarpate.
- 3) **zona di sviluppo di nicchie di erosione regressiva e di fenomeni franosi superficiali.**

Quest'ultima sostituisce la zona convessa di *bulging* tipica delle DGPV *Type 1*.

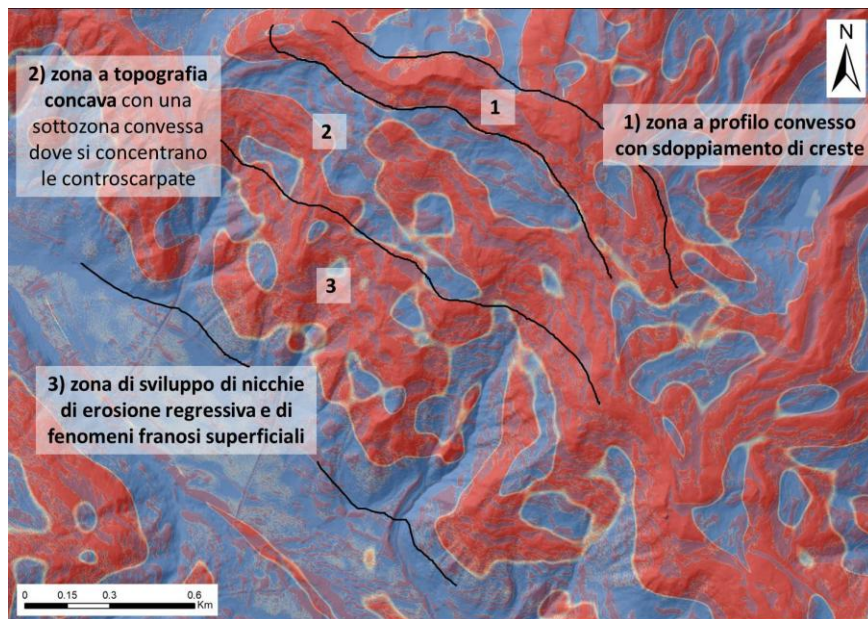


Fig. 59 Hillshade con sovrapposizione in trasparenza della profc a35 e100 kernel; l'immagine fa vedere la deformazione gravitativa chiamata 2 in Fig. 42. L'immagine mostra la divisione di un versante in deformazione, che appartiene alla categoria "Type 2" in tre zone. I colori rosso e azzurro rappresentano rispettivamente il valore di convessità e concavità del versante.

Le DGPV Type 2 si configurano quindi come *Sackung* associati a fenomeni di dissoluzione ed erosione regressiva al piede.

È verosimile supporre che una deformazione gravitativa di versante di questo tipo difficilmente evolva in *rock avalanche* o *megaslides*, in quanto le nicchie di degradazione continuano a consumare progressivamente il versante, evolvendo verso l'alto; si instaurano invece fenomeni franosi più superficiali (es.: *debris flow*, *colate miste*).

Type 3

Questo tipo di DGPV si sviluppano su versanti caratterizzati dalla presenza di rocce metamorfiche omogenee con scistosità a franapoggio, la quale è, assieme all'energia di rilievo, il fattore principale che permette il controllo e l'evoluzione di tali fenomeni gravitativi. Le morfostrutture sono rappresentate da sdoppiamenti di cresta e controscarpate. In questo caso tuttavia le controscarpate possono originarsi sia da un lato che dall'altro rispetto alla zona di sdoppiamento di cresta principale (Fig. 60). Questo perché lo scivolamento principale avviene riattivando le più continue e penetrative foliazioni regionali di tipo S_2 e può pertanto portare ad un arretramento della zona di sdoppiamento di cresta ed allo sviluppo di controscarpate sul versante opposto a quello più propriamente interessato dal fenomeno gravitativo. Questo processo è invece meno probabile nei casi Type 1 e Type 2 dove lo scivolamento è controllato da foliazioni secondarie che sono tipicamente meno continue.

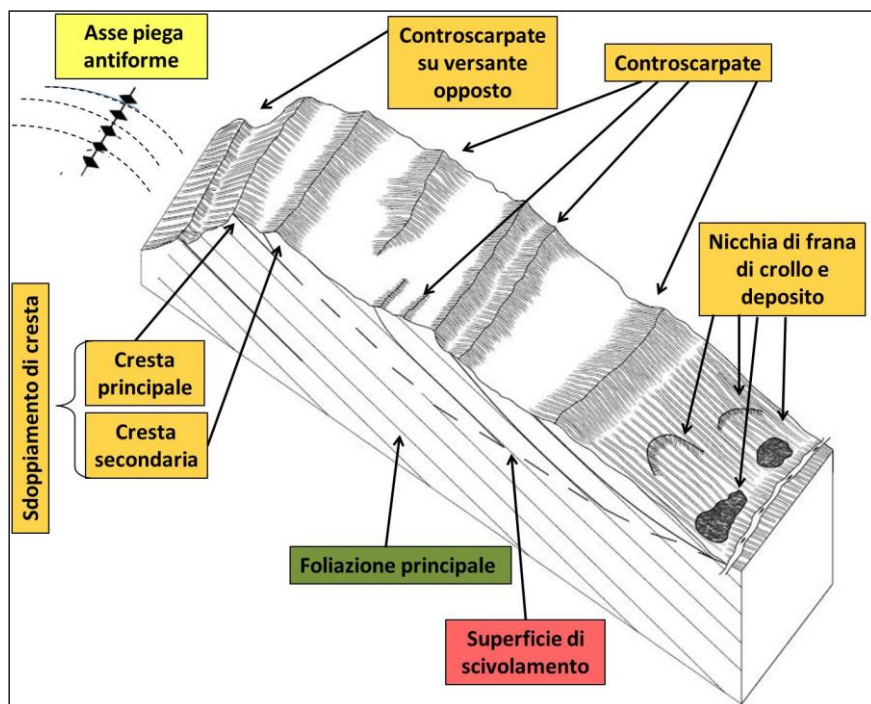


Fig. 60 Schema illustrativo del DGPV Type 3 (Gruber 2013).

Le controscarpate si distribuiscono principalmente nella parte alta con una spaziatura tra loro minore rispetto a quella che presentano le rare controscarpate nella zona mediana e bassa del versante. Il numero delle controscarpate è minore nel Tipo 3 rispetto al Tipo 1 e 2; quelle presenti inoltre hanno ampiezza maggiore di quelle presenti negli altri due tipi. La differenza è dovuta principalmente al controllo strutturale differente ed in particolare al fatto che tali controscarpate si sviluppano verosimilmente lungo foliazioni secondarie meno frequenti. Le DGPV di Type 3 possono essere morfologicamente suddivise in 3 zone (Fig. 61):

- 1) zona che comprende sdoppiamento di cresta e controscarpate limitrofe.
- 2) zona caratterizzata dalle controscarpate più spaziate e meno evidenti.
- 3) zona alla base con bulging poco pronunciato e con presenza di nicchie e depositi di frana superficiali.

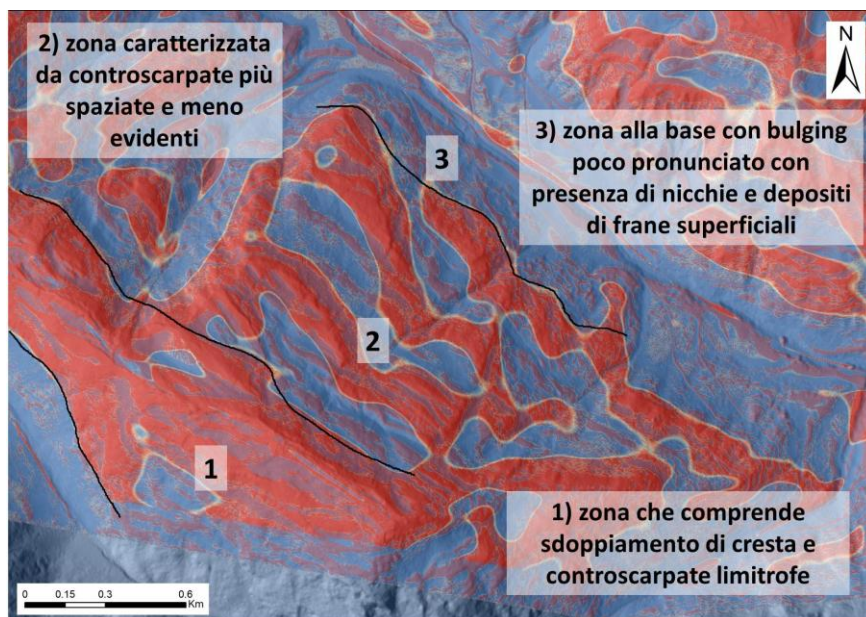


Fig. 61 Il DGPV 4c suddiviso nelle varie zone.

Type 4

Si tratta di un tipico *rock slide*, caratterizzato dallo scivolamento in blocco di un ammasso roccioso integro lungo una superficie di scivolamento all'incirca planare, corrispondente al piano di una faglia. Il blocco integro, che è stato ribassato, fa parte del tetto di tale faglia.

Questo tipo di deformazione gravitativa mostra una scarpata di scivolamento alla cui base si apre un'ampia trincea che la limita dal tetto dell'ammasso collassato caratterizzato da un profilo topografico più o meno articolato in funzione dei blocchi discreti in cui può essere stato suddiviso.

2.8 Conclusioni

Lo studio delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante della Val di Slingia (Alto Adige) ha permesso di approfondire il ruolo delle foliazioni primarie e secondarie e della dissoluzione profonda nell'evoluzione e collasso dei versanti. Ciò è stato reso possibile dal particolare assetto geologico-strutturale della valle che vede una faglia alpina maggiore (linea di Slingia) tagliare il suo versante sinistro e separare due falde polideformate del dominio Austroalpino: la falda di Ötztal costituita essenzialmente da paragneiss, e la falda di S-Charl, qui caratterizzata da prevalenti ortogneiss ricoperti da serie meta-sedimentarie permotriassiche. La linea di Slingia è a sua volta tagliata da un sistema di faglie NNE-SSW e N-S, che abbassano il contatto tra le due falde da ovest ad est di circa 1000 m.

Questo complesso quadro strutturale comporta un assetto differente tra i due versanti, non solo per quel che riguarda lo sviluppo di DGPV ma anche per il controllo di “normali” processi di modellazione dei versanti. Si contrappongono infatti rocce compatte e poco erodibili con foliazione regionale immergente a favore di versante (Ortogneiss – Falda di S-Charl), sul lato destro idrografico, a rocce fortemente foliate (Paragneiss della Falda di Ötztal) e/o maggiormente alterabili (Coperture permomesozoiche – Falda di S-Charl) sul lato sinistro, dove la foliazione primaria è invece sfavorevole alla riattivazione gravitativa.

Entrambi i versanti sono tuttavia caratterizzati da DGPV che per morfologia sembrano essere fortemente diversificate. Si sono riconosciute in particolare la DGPV di Vernungkopf (2,7 km², sinistra orografica della Valle di Slingia), di Watles (14,3 km², destra idrografica Val Venosta), di Föllakopf (1,9 km², in destra orografica della Valle di Slingia, a sud della soglia della valle glaciale sospesa) e quella di Mottrodes (7 km², destra orografica della Valle di Slingia). Di queste solo due erano note precedentemente a questo studio (DGPV di Vernungkopf e di Watles), e solo una è stata oggetto di analisi di dettaglio (DGPV di Watles, Agliardi et al., 2009b).

L'assetto geologico-strutturale che geomorfologico della valle è stato studiato utilizzando diverse metodologie tra cui cartografia geologico-geomorfologica per un inquadramento di dettaglio, analisi strutturale e microstrutturale, analisi dei dati interferometrici per determinare lo stato di attività dei fenomeni gravitativi. Di particolare rilievo è stata l'analisi morfometrica, che attraverso un nuovo procedimento di classificazione basato sugli indici morfometrici (slope, aspect, profc, planc) ha permesso di identificare e cartografare arealmente ed in maniera semiautomatica morfostrutture tipicamente frequenti in fenomeni di DGPV (i.e. controscarpate e trincee). L'analisi morfometrica

non ha potuto in ogni caso sostituire il rilievo di terreno che è risultato fondamentale per la verifica ed integrazione delle morfostrutture rilevate nonché per la comprensione della loro genesi.

Il risultato finale ha consentito di suddividere le deformazioni gravitative di versante della Valle di Slingia in quattro diverse tipologie.

Nel tipo 1 (sviluppatosi in sinistra idrografica) lo scivolamento si concentra lungo le discontinue foliazioni secondarie ed è pertanto fortemente partizionato all'interno dell'intero ammasso. Le morfostrutture quali controscarpate, risentono invece del controllo delle foliazioni principali. Tali processi comportano uno sdoppiamento di cresta nella parte sommitale, un numero elevato di controscarpate rettilinee ed un evidente bulging al piede.

Il tipo 2 (sviluppatosi in sinistra idrografica), oltre a risentire dei medesimi processi di riattivazione gravitativa di foliazioni secondarie (S_1 e C') riscontrati nel tipo 1, è fortemente interessato da fenomeni di dissoluzione ed erosione accelerata delle unità di copertura alla base del versante. Questa tipologia di DGPV è legata allo sviluppo di nicchie di degradazione, le quali, oltre ad impedire la formazione del tipico rigonfiamento al piede condizionano forma ed aspetto delle morfostrutture. Controscarpate e trench si presentano infatti curvilinei con concavità rivolta verso il basso e sono spesso interessati da depressioni carsiche. E' verosimile pensare che questi fenomeni abbiano sviluppo graduale e continuo e che la probabilità di evoluzione di questi versanti in fenomeni catastrofici di grandi dimensioni sia ridotta dal continuo rilascio tensionale operato dall'azione dissipativa dall'attività di degradazione.

L'altra tipologia di DGPV riscontrata (tipo 3) presenta come fattore predisponente allo scivolamento gravitativo la riattivazione della foliazione principale favorevolmente orientata rispetto al versante. Questo comporta lo sviluppo di vistosi sdoppiamenti di cresta e di controscarpate anche sul versante opposto a quello strettamente interessato dalla DGPV. Le controscarpate, enucleatesi verosimilmente lungo foliazioni secondarie (più rare e discontinue in questo settore), presentano una spaziatura che va via via crescendo dalla vetta alla parte mediana del versante e sono di dimensioni maggiori rispetto a quelle relative agli altri tipi di DGPV. Il bulging al piede risulta essere poco pronunciato per l'instaurarsi di fenomeni di dissesto superficiali, che provvedono al suo smantellamento.

Si è constatata la probabile influenza di dissoluzione profonda come causa di controllo della deformazione del Monte Watles (Tipologia 5?). Tale fattore va ad associarsi allo scivolamento lungo le miloniti della linea di Slingia già proposto da Agliardi et al. (2009b).

Il fenomeno gravitativo di tipo 4 può essere inquadrato nella categoria dei “rockslide”: lo scivolamento si imposta infatti lungo una superficie di faglia preesistente.

Interessanti sviluppi del presente studio si potranno ottenere da ulteriori analisi chimico-fisiche appositamente dedicate alla valutazione del fenomeno di dissoluzione profonda operante nelle coperture sedimentarie della Falda di S-Charl e apparentemente così importante nell’evoluzione dei versanti dell’area investigata. A questo proposito si potrebbe mettere in atto una campagna di monitoraggio di alcune sorgenti, attrezzandole con sonde parametriche e appositi data logger per il controllo e la registrazione di parametri fisici (C.E., pH ecc.) in continuo. Si potrebbe inoltre effettuare campionamenti ad intervalli regolari finalizzati ad analisi chimiche che consentano di definire meglio il circuito profondo dell’acquifero in roccia.

Ulteriori miglioramenti possono essere realizzati nelle procedure di classificazione semiautomatica, in modo tale che queste riescano ad evidenziare in maniera inequivocabile le morfostrutture tipiche delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante.

Molti sono stati i depositi quaternari cartografati, in particolare quelli che vanno, in parte, ad affogare le morfostrutture dei vari DGPV, o che comunque mostrano determinati rapporti con essi., Con appropriate tecniche di carotaggio o di scavo, potrebbero permettere il recupero di materiale organico databile, così da poter fissare dei cronologicamente l’evoluzione di questi movimenti gravitativi di grandi dimensioni nella Valle di Slingia ed eventualmente correlare questi eventi con le fasi di ritiro glaciale e variazioni paleoclimatiche.

Infine la caratterizzazione degli ammassi rocciosi dal punto di vista geomeccanico permetterebbe di ottenere i parametri necessari per valutare con adeguate modellazioni numeriche il peso dei fattori di controllo proposti nell’evoluzione dei versanti analizzati.

3. IL GHIACCIAIO DI CIMA UOMO

3.1 Introduzione

Molti studi sono stati fatti sui *rock glacier* delle aree montane del mondo, e vari di questi (riassunti in Martin & Whalley, 1987; Whalley & Martin, 1992) indicano che alcuni di essi sono costituiti da ghiaccio di ghiacciaio ricoperto da detrito in modo continuo e con spessore ridotto (*ice cored rock glacier*). Altri studi, precedenti, (Wahrhaftig & Cox, 1959) indicano che i *rock glacier* sono dei fenomeni legati al *permafrost* e che questi consistono in falde detritiche o depositi glaciali mobilizzati dalla deformazione di ghiaccio interstiziale (*ice-cemented rock glacier*).

Altri studi successivi supportano questa idea di sviluppo di *rock glacier* (Haeberli, 1985; Barsch, 1987a, 1987b, 1988, 1992, 1996; Haeberli & Vonder Mühl, 1996).

In accordo con Vitek & Giardino (1987) i *rock glacier* vengono definiti sulla base della loro morfologia piuttosto che sulla loro origine o sul loro stato termico. Seguendo la loro proposta, i *rock glacier* (costituiti da un mix di ghiaccio e detrito) presentano una morfologia a lobi o a lingua, hanno movimenti lenti, fianchi e fronte ripida (Martin & Whalley, 1987; Haeberli, 1985; Barsch, 1996; Haeberli et al., 2006; Käab, 2007). Nella maggior parte dei lavori attuali, i *rock glacier*, sono considerati come la principale espressione del *permafrost* alpino (Haeberli et al., 2006; Berthling, 2011). Quest'ultimo autore in particolare suggerisce di respingere la definizione morfologica del *rock glacier*, a sostegno di una nuova definizione genetica: «*the visible expression of cumulative deformation by long-term creep of ice/debris mixtures under permafrost condition*» (Berthling, 2011).

Negli ultimi decenni, queste forme, hanno visto crescere l'interesse nei propri confronti da parte della comunità scientifica, in quanto vengono ormai considerati importanti componenti della criosfera, importanti indicatori dei cambiamenti climatici (Roer et al., 2008) e riserve di acqua dolce (Azócar & Brenning, 2010). Nonostante questo interesse, la struttura interna dei *rock glacier* è stata osservata solo in rare occasioni attraverso sezioni esposte o perforazioni (Haeberli et al., 2006). Per questo motivo, fin dai primi lavori (Wahrhaftig & Cox, 1959), le questioni riguardanti la struttura interna hanno suscitato accesi dibattiti con conseguenze sull'origine, lo sviluppo e la classificazione dei *rock glacier* (Whalley and Martin, 1992; Burger et al., 1999; Berthling, 2011). Negli ultimi 40 anni, come accennato precedentemente, molti sono stati i lavori che si sono occupati del dibattito riguardante gli “*ice-cored rock glacier*” e pochi sono stati invece i casi di studio che presentano chiare evidenze di corpi a nucleo di puro ghiaccio associabili a *creeping permafrost* (Humlum, 1996; Shean et al., 2007; Fukui et al., 2008). Altro concetto, simile ma non uguale al precedente, è quello proposto da Humlum (2000), ossia il “*glacier-derived rock glacier*”.

Anche in questo caso sono poche le evidenze ed i casi di studio dello sviluppo di *rock glacier* da ghiacciai (Shroder et al., 2000; Lugon et al., 2004; Ribollini et al., 2007; Monnier et al., 2013). Lo sviluppo di un *rock glacier* da un ghiacciaio costituisce un esempio di interazione/transizione tra processi glaciali e periglaciali, questa azione rappresenta così una delle risposte di un ambiente montano ai cambiamenti climatici (Monnier et al., 2013).

L'interazione tra ghiacciai e *rock glacier*, e le relazioni tra processi glaciali e processi legati al *permafrost*, sono stati solo parzialmente indagati nelle aree montuose, nonostante la loro importanza nella valutazione degli effetti dei cambiamenti climatici e dei rischi che ne derivano per le infrastrutture antropiche (Haeberli, 2005). Questi due tipi di processi possono agire simultaneamente, ad esempio quando i ghiacciai evolvono in aree affette da *permafrost*, o in tempi diversi, quando ad esempio le aree proglaciali sono state esposte all'atmosfera dopo l'inizio della deglaciazione post PEG. Fenomeni di *permafrost creep* e di aggradazione del *permafrost* sono stati osservati e descritti in queste aree proglaciali (Kneisel, 2003; Kneisel & Kääb, 2007; Reynard et al., 2003).

Nelle aree montuose, la coesistenza di ghiacciai e *permafrost* dipende principalmente dalle condizioni climatiche, e dalla quota della ELA (*Equilibrium Line Altitude*) rispetto al limite inferiore del *permafrost* alpino. Nelle Alpi, per esempio, la ELA, in alcuni casi, si trova in prossimità o al di sotto del limite inferiore del *permafrost* (Etzelmüller & Hagen, 2005). In queste condizioni, ghiacciai e *rock glacier* possono formarsi nello stesso tempo, e possono così crearsi complesse associazioni. Un ghiacciaio che avanza può sormontare un *rock glacier* esistente, e nella fase di ritiro, parte del ghiaccio di ghiacciaio può essere coinvolta in processi di *creeping permafrost* e trasferita verso valle dal *rock glacier*. Numerosi esempi di questi processi e delle relative forme che ne derivano, sono stati studiati nelle Alpi (Krainer & Mostler, 2000; Ribolini et al., 2007; Ribolini et al., 2010; Monnier et al., 2011; Monnier et al., 2013), a supporto dell'ipotesi dell'origine glaciale di molti *rock glacier* (ad esempio Marinet rock glacier, Whalley & Palmer, 1998).

Inoltre, l'esistenza ai margini di numerose aree proglaciali alpine di sedimenti ghiacciati e tettonicamente disturbati dall'avanzata di ghiacciai (es. *push moraines*), costituiscono ulteriore evidenza dell'interazione tra processi glaciali e di *permafrost* (Haeberli, 1979; Kääb & Kneisel, 2006; Lugon et al., 2004).

Viste le difficoltà di tipo logistico nell'investigare in maniera diretta il ghiaccio presente sotto la copertura detritica e la distribuzione del *permafrost* in ambienti di montagna e alta montagna, sono assolutamente necessarie tecniche di tipo indiretto (rilievi geofisici, misure della temperatura della

superficie del suolo ecc.). Sfruttando le differenti proprietà dei materiali ghiacciati e non ghiacciati, GPR (Ground Penetrating Radar) e rilievi geoelettrici sono particolarmente sfruttabili a questo scopo, permettono infatti di ottenere la rappresentazione delle caratteristiche della subsuperficie e della struttura interna del deposito indagato (Kneisel, 2004; Maurer & Hauck, 2007; Schrott & Sass, 2008). Altra informazione indiretta della presenza di *permafrost* in aree alpine la si può ottenere misurando dei parametri che influenzano il regime termico del suolo. Tra questi la misura della temperatura all'interfaccia neve-suolo verso il tardo inverno (BTS – *Bottom Temperature of the winter Snow cover*), o la misura continua della temperatura del suolo superficiale tramite *data logger*. Questi metodi sono ormai considerati standard nella stima della presenza di *permafrost* sui versanti montuosi e per mapparne la distribuzione (Julián & Chueca, 2007; Lewkowicz & Ednie, 2004; Hoelzle et al., 1999; Gubler et al., 2011).

Le Dolomiti sono uno dei gruppi montuosi delle Alpi orientali meno glacializzati, attualmente i ghiacciai coprono un'area di circa 6.95 km² (da una stima del 1999, Cagnati et al., 2002). Essi sono spesso di ridotte dimensioni ed ospitati in circhi glaciali. La maggior parte di essi sono stati progressivamente ricoperti da considerevoli quantità di detrito a partire dalla fase di ritiro della Piccola Età Glaciale (P.E.G.), questa caratteristica li distingue dai ghiacciai di altri gruppi montuosi, e quasi il 50% dell'area glacializzata totale è ricoperta (Cagnati et al., 2002; Del Longo et al., 2001). Questo, in associazione alla prevalente esposizione nord e all'effetto riparo costituito dalle pareti rocciose che li circondano, ha permesso di preservarli anche a quote relativamente basse. Molti dei ghiacciai di quest'area presentano poi dei tassi di accumulo nevoso estremamente alti, a causa delle elevate quantità di precipitazioni solide e all'elevata alimentazione apportata dall'attività valanghiva (Carturan et al., 2013a). In alcuni casi, questi sistemi di ghiaccio-detrito, stanno attualmente evolvendo sotto condizioni di *permafrost*, costituendo degli interessanti esempi di transizione da processi morfodinamici glaciali a periglaciali.

Studi sul *permafrost* e sui *rock glacier* nelle Dolomiti sono pochi rispetto ad altri gruppi montuosi. La distribuzione spaziale del *permafrost* e l'esistenza di *rock glacier* è poco conosciuta, anche se recentemente sono stati fatti alcuni studi a scala locale (Cagnati et al., 2006). Per quel che riguarda la distribuzione dei *rock glaciers*, alcune peculiarità sembrano emergere dalla letteratura, come ad esempio la densità spaziale piuttosto bassa, osservata anche in altre regioni che presentano litologia carbonatica come le Dolomiti (Kellerer-Pirklbauer, 2007; Krainer et al., 2010; Seppi et al. 2012).

La transizione da ghiacciaio o da ghiacciaio coperto (*debris cover glacier*) ad un *rock glacier* attivo in ambiente dolomitico è stata descritta recentemente per il ghiacciaio di Croda Rossa (Krainer & Lang, 2007; Krainer et al., 2010), per il *rock glacier* del Piz Boè (Crepaz et al. 2011) e per il *rock*

glacier del Murfreit (Krainer et al., 2012). Per comprendere e descrivere le zone a *permafrost* discontinuo tramite la distribuzione dei *rock glacier* risulta importante distinguere l'origine di questi (Ishikawa et al., 2001).

In questo capitolo viene presentato il caso di studio di Cima Uomo, nelle Dolomiti Fassane ($46^{\circ} 24' 35''\text{N}$; $11^{\circ} 48' 12''\text{E}$). Si tratta di un complesso deposito detritico, posto in un piccolo circo glaciale e delimitato dagli argini morenici della PEG.

Ciò che si è voluto indagare è stato: 1) la condizione attuale e la recente evoluzione del Ghiacciaio di Cima Uomo; 2) la presenza di permafrost nell'area, 3) lo stato di attività del *rock glacier*; 4) quali processi sono attualmente predominanti nell'area indagata.

Per raggiungere tali obiettivi il *rock glacier* e l'area limitrofa sono stati studiati utilizzando varie metodologie: rilievi geomorfologici, registrazione delle temperature all'interfaccia neve-suolo (*Bottom Temperature of Snow cover, BTS*), e delle temperature del suolo (*Shallow Ground Thermal monitoring, GST*), rilievi topografici (tramite *total station*), rilievi geofisici (*Ground Penetrating Radar, GPR* e *Electrical Resistivity Tomography, ERT*).

3.2 Inquadramento area di studio

L'area studiata è localizzata nella testata della Val San Nicolò, valle tributaria della Val di Fassa (Dolomiti – Trentino). La zona si trova nel gruppo montuoso della Marmolada (3342 m s.l.m.). Nella testata della valle (SE) esposto a nord e circondato dalle pareti rocciose della Cima di Cadino (2861 m) e della Cima Uomo (3003 m) si trova il piccolo circo glaciale, la cui evoluzione è stata dominata da processi glaciali; attualmente è invece dominata da processi di tipo periglaciale. Le quote dell'area di studio vanno da un minimo di 2359 m ad un massimo di 2724 m. (Fig. 62).

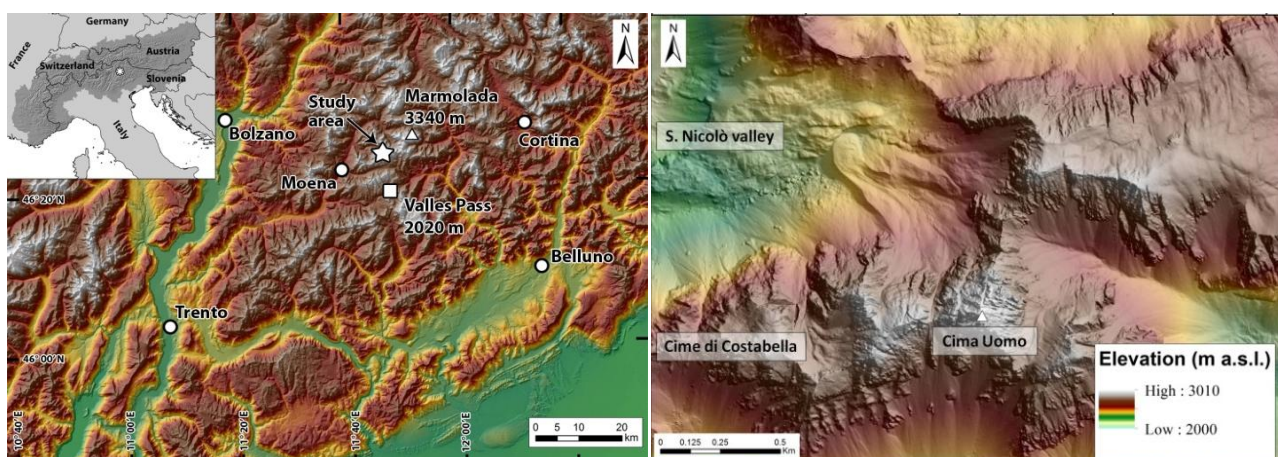


Fig. 62 Inquadramento geografico del Ghiacciaio di Cima Uomo (SRTM DEM classificato con *Hillshade* in trasparenza) a sinistra; la stella indica l'area di Cima Uomo. A destra dettaglio dell'area di Cima Uomo (LiDAR DEM classificato in trasparenza su *Hillshade*).

Alla stazione meteorologica del Passo Valles (2020 m), alla distanza di circa 7 km verso SE in linea d'aria, il clima è caratterizzato da una temperatura dell'aria media annua (MAAT) di 2.7°C.

L'area di Cima Uomo è definita dalla Mappa del Permafrost delle Alpi (Boeckli et al., 2012) a “*permafrost only in very favorable conditions*” (Fig. 63), più nello specifico la parte alta è localizzata in zona “*as containing permafrost mostly in cold condition*”, mentre i settori centrale e basso sono classificati come zone a “*permafrost only in very favorable conditions*”.

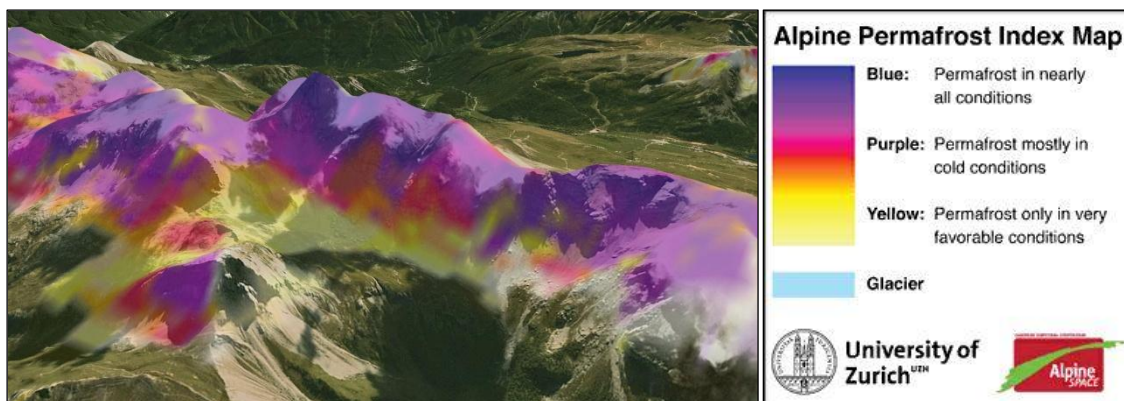


Fig. 63 Estratto della “Alpine Permafrost Index Map” della zona di Cima Uomo.

Il detrito che copre il ghiacciaio e che costituisce le falde detritiche dell'area è prevalentemente di natura calcarea (Calcarea della Marmolada – Ladinico Inf.), ma è possibile ritrovare anche detrito appartenente ai filoni vulcanici (Ladinico – Fassanico) frequentemente intrusi lungo strato nei calcari ladinici. Il detrito appare per lo più spigoloso e poco arrotondato, rari sono ciottoli modellati dall'azione glaciale.

Il rilievo geomorfologico è sostanzialmente riassunto nello *sketch* geomorfologico di dettaglio realizzato (Fig. 65).

Come si può osservare (Fig. 65a) l'area di studio è dominata dalla presenza del sistema morenico messo in posto dal Ghiacciaio di Cima Uomo durante la Piccola Età Glaciale. Le imponenti morene delimitano tre unità morfologiche, quali: il *debris cover glacier*, un settore caratterizzato da delle morfologie allungate, tipo *flute morains*, ed un corpo detritico con evidenti morfologie a creste e solchi (*ridges-and-furrows morphology*). Nell'area si riscontra anche la presenza di importanti falde e coni detritici, che testimoniano l'azione intensa del crioclastismo, ed un deposito di frana di crollo, in sinistra orografica. Da segnalare sono anche alcuni coni di valanga presenti sulla superficie del *debris cover glacier*; va ricordato infatti che proprio l'attività valanghiva attualmente costituisce la principale fonte di alimentazione di questo apparato.

Le osservazioni morfologiche permettono di dividere l'area in 4 unità principali (Fig. 65b):

- La prima si localizza nella parte alta dell'area, ed è stata definita “*debris cover glacier*” (2700 – 2463 m), dove il ghiaccio è ricoperto da un manto detritico con spessore variabile tra i 15 cm ed 1 m). Questa unità è posta al di sotto delle pareti rocciose ed occupa una superficie di circa 0.1 km², la pendenza media di questa unità è di 30°.

Questo ghiacciaio è stato riportato in varie carte topografiche storiche (Fig. 64), che permettono di seguire l'evoluzione da ghiacciaio a ghiacciaio coperto. È stato mappato in due edizioni (1905 e 1925) della carta *D.Oe.A.V.* “Marmolada” alla scala 1:25.000, in seguito la cartografia italiana I.G.M. lo riporta come ghiacciaio nelle sue varie edizioni (dagli anni Venti agli anni Sessanta), e la riduzione di superficie è evidente. Nel 1924, Castiglioni (1925), descrive il Ghiacciaio di Cima Uomo come un piccolo ghiacciaio di circa 20 ha, 8-9 dei quali già coperti da detrito e con la fronte ad un'altitudine di circa 2420 m. Nel Catasto dei Ghiacciai Italiano, compilato negli anni '60, il ghiacciaio è classificato come estinto ed alcuni coni di valanga sono riportati al suo posto (Carton et al., 2009). Più recentemente il ghiacciaio è rappresentato, coperto da detrito nel suo settore finale, nella Carta Tecnica Provinciale del Trentino (CTP).

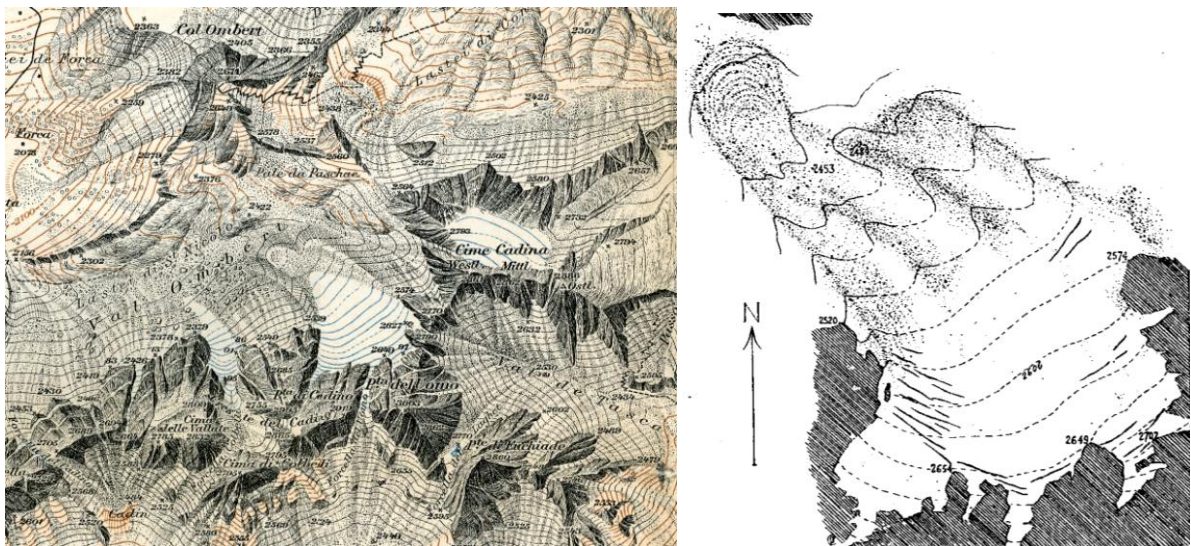


Fig. 64 A sinistra estratto della carta del DuOeAV 1905, sulla destra lo schizzo del Gh. di Cima Uomo di Castiglioni (1925).

L'estensione di quest'area è stata definita sulla base di evidenze di terreno e successivamente confermata utilizzando due LiDAR DEM (uno del 2003 ed uno del 2006), entrambi di proprietà della Provincia Autonoma di Trento.

Si è infatti eseguita una sottrazione tra questi due DEM, e si è interpretata la differenza negativa risultante maggiore di 3.5 m come effetto della fusione del ghiaccio coperto avvenuta in tre anni, e conseguentemente si è ottenuto il limite del *debris covered glacier* nel 2006.

Vari affioramenti di ghiaccio sono stati osservati durante i rilievi di terreno della calda estate 2012 e durante l'estate 2013. Alcuni di essi erano visibili lungo solchi meandriformi scavati dall'effimera idrografia superficiale, e depressioni legate al collasso del ghiaccio in fusione, il quale mostra il tipico *banding* del ghiaccio di ghiacciaio. Le superfici di ghiaccio esposto e lo scavo di alcune piccole trincee hanno permesso di stimare lo spessore della copertura detritica, che risulta essere compresa tra i 25 e più di 100 cm. Il detrito consiste principalmente in clasti angolari, privi di matrice e di dimensioni comprese tra alcuni cm e alcuni decimetri. Localmente si riscontra la presenza di blocchi metrici.

- Il settore centrale (2480 – 2440 m), seconda unità morfologica, è caratterizzato da un'area depressa e dall'assenza di solchi e creste che suggeriscono l'assenza di ghiaccio al di sotto della copertura detritica; sono però presenti alcune forme allungate in senso longitudinale tipo "*flute-morains*"; comprende un'area di 8503 m² ed ha una pendenza media di 17°.
- La terza unità è costituita da evidenti argini morenici, che presentano: ripidi fianchi esterni, profilo affilato, ottima conservazione, assenza di vegetazione e di movimento. Queste morfologie marcano in maniera netta in tutto l'Arco Alpino la massima estensione raggiunta dai ghiacciai durante la P.E.G.. Questi argini delimitano le tre unità precedentemente descritte. Argini morenici sono stati trovati anche poco più ad est delle precedenti unità morfologiche; attualmente sono completamente riempiti da detrito proveniente dalle pareti sovrastanti.
- Nella parte nord-ovest l'argine morenico chiude la valle appoggiandosi ad un piccolo rilievo arrotondato. La morena destra, con forma ad S, delimita, nella sua porzione più alta, un settore meno avanzato del ghiacciaio. La geometria degli argini morenici fitta perfettamente con la mappa disegnata da Castiglioni (1925). Il lobo maggiormente avanzato (2450 – 2393 m), presenta alcuni solchi e creste molto marcati, con dimensioni medie di 30 m di lunghezza (max 95 m e min 10 m) ed 8-10 m di larghezza; questi suggeriscono che il detrito glaciale è in movimento. Si è deciso quindi di chiamare questa quarta unità morfologica come *rock glacier*. Esso copre un'area di 19.130 m² e presenta una pendenza media di 19°.

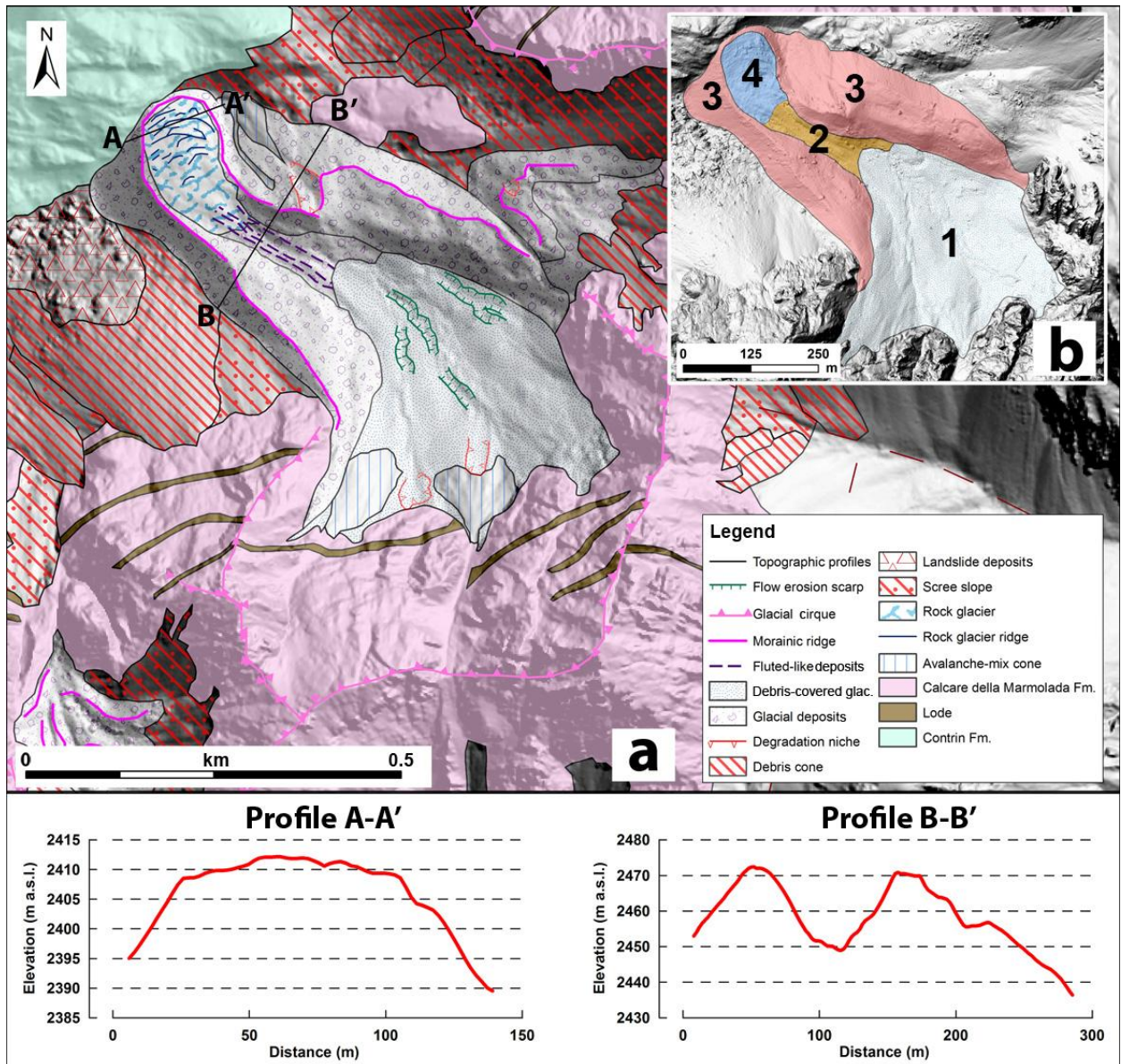


Fig. 65 In figura A la carta geomorfologica dell'area di Cima Uomo; in B le unità geomorfologiche principali.

3.3 Strumenti e Metodi

3.3.1 Rilievi geofisici, acquisizione dati e processamento

I rilievi geofisici sono stati eseguiti in collaborazione con il Dott. Aldino Bondesan e con l'Istituto di Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste (OGS), nella figura del Dott. Roberto Francese.

Il rilievo geofisico è stato eseguito con lo scopo di comprendere se ci fosse del ghiaccio presente al di sotto della copertura detritica dell'unità morfologica “*rock glacier*” ed eventualmente misurarne la geometria. Il georadar (GPR) e la tomografia elettrica (ERT) sono i due metodi scelti a tale scopo, in considerazione delle proprietà dei materiali da indagare. Le misurazioni radar sono state eseguite utilizzando il sistema GSSI SIR 2000 equipaggiato con un'antenna da 70 MHz, mentre i dati di resistività elettrica sono stati acquisiti con un georesistivimetro IRIS Syscal R1 con 48 elettrodi. La distribuzione dei rilievi geofisici è visibile in Fig. 66, e comprende un profilo GPR, un profilo ERT (configurazione Wenner alpha) e un volume 3D ERT (acquisito in configurazione Polo-Dipolo, utilizzando 6 poli remoti). Altri parametri di registrazione sono le 20 scansioni radar per metro e la spaziatura di 3 metri tra gli elettrodi. L'accoppiamento degli elettrodi è stato migliorato tramite l'utilizzo di detrito fine baganto con soluzione salina. Le coordinate lungo il profilo e la posizione dei poli remoti sono state misurate utilizzando il *GPS* differenziale e una *Total Station* robotizzata.

La campagna geofisica è stata eseguita durante la fine dell'Agosto 2012, e si è concentrata sul settore centrale e basso del deposito (Unità morfologiche 2 e 4). In particolare lo stendimento ERT (~150 m di lunghezza) ha attraversato longitudinalmente l'unità 4 (*rock glacier*), mentre il profilo GPR (~350 m di lunghezza) ha attraversato il *rock Glacier* e parte della depressione sovrastante (Unità morfologica 2). La traccia del rilievo ERT è stata quindi interamente rilevata anche con il GPR con un offset laterale di circa 6 m (Fig. 66).

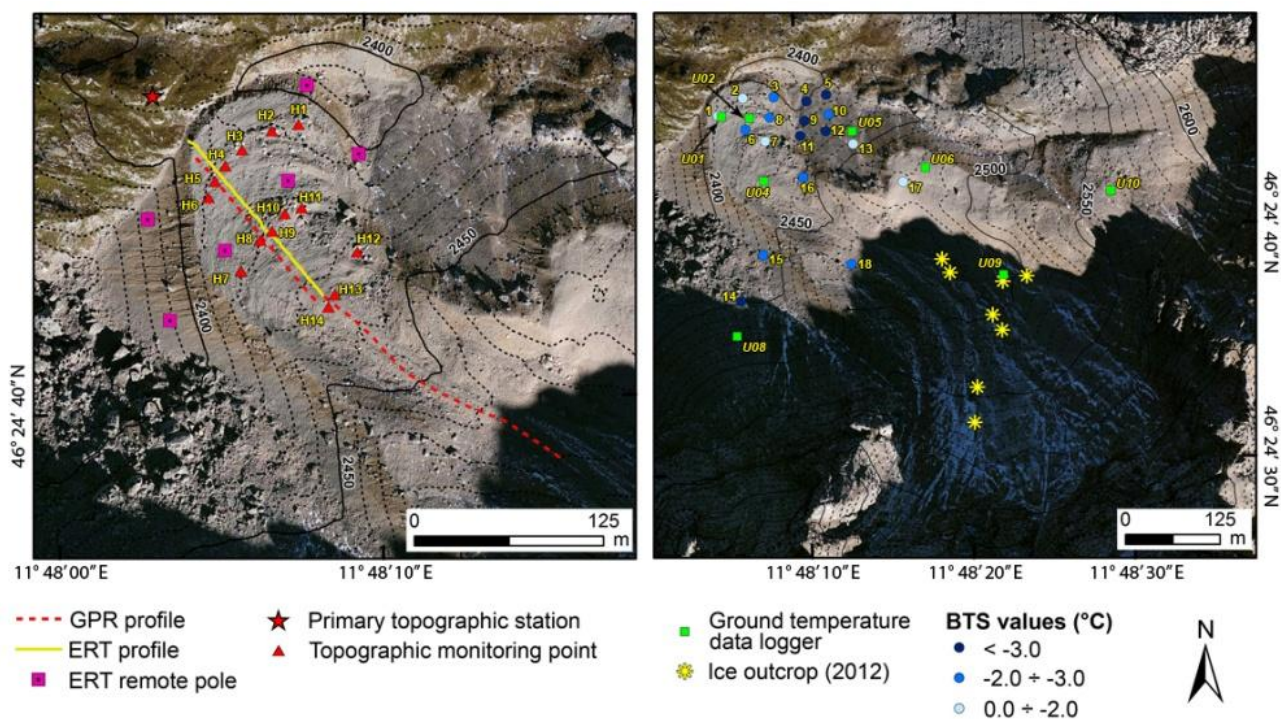


Fig. 66 Rete di monitoraggio nell'area di Cima Uomo. Per un maggior dettaglio vedi Allegato 4.

Il *processing* dei dati radar, incluso il posizionamento, è stato eseguito in ambiente *open-source* (CWP Seismic Unix). La sezione finale è stata invertita in profondità assumendo una struttura a due strati. La velocità nel primo strato è stata settata a 0.12 m/ns mentre la velocità nel corpo di ghiaccio è stata stimata analizzando l'uscita di alcune iperboli di diffrazione ed è risultata di 0.15 m/ns circa (Hausman et al., 2007), valore tipico per molti *rock glacier* alpini.

I dati di resistività sono stati invertiti utilizzando il pacchetto *software* ERTLAB 3D. Il *preprocessing* è consistito nella rimozione del rumore e nell'assegnazione della geometria del terreno. E' stata osservata una rapida convergenza del modello ai dati di terreno durante il processo di inversione, ed il *misfit* risultato è trascurabile.

3.3.2 Rilievi topografici

Una rete di monitoraggio topografico è stata realizzata con lo scopo di misurare la media di spostamento orizzontale e verticale del *rock glacier* di Cima Uomo (Unità morfologica 4). Un totale di 14 punti di misura sono stati posizionati su alcuni massi allineati lungo tre linee parallele poste a differente distanza dalla morena frontale (Fig. 66). Fisicamente i punti di misura consistono in chiodi topografici infissi in grossi massi. La stazione topografica è stata posizionata su una porzione di roccia stabile presente su un dosso posto di fronte al ghiacciaio e segnalata con appositi marchi e chiodi topografici. Le misurazioni sono state eseguite con un geodimetro (Robotic Total Station Trimble 5600 DR200+) e con una coppia di ricevitori differenziali Trimble R7 GNSS GPS associati all'antenna Zephyr-2 GNSS Geodetic e controllati tramite un Trimble TSC2 Controller.

Il geodimetro Trimble 5600 range, utilizzando un prisma, consente un'accuratezza di $\pm 2 \text{ mm} + 2 \text{ ppm}$; l'accuratezza della misura angolare è di $3''$ (1.0 mgon). Sull'asta è stato utilizzato un prisma Trimble RMT 604 Remote Target 360 Degree power.

Il sistema GPS supporta sia i segnali GPS L2C e L5 che i segnali GLONASS L1 e L2.

I due ricevitori sono stati connessi con un'antenna radio UHF esterna ad alta potenza. L'accuratezza è di $3 \text{ mm} + 0.1 \text{ ppm RMS}$ sul dato orizzontale e di $3.5 \text{ mm} + 0.4 \text{ ppm RMS}$ sul dato verticale. Le misurazioni sono state eseguite in modalità RTK (*Real Time Kinematic*). Il punto di stazione di misura è stato invece rilevato in modalità VRS (Virtual Reference Station) utilizzando la rete RTK/NTRIP di Stonex.

Tutte le misurazioni sono state acquisite in WGS84, UTM 32T, e per elaborare i dati GPS è stato utilizzato il *software* Trimble Business Center, mentre per i dati di elevazione si è utilizzato il *software* GGS, sviluppato dall'OGS, e si è utilizzato il geoide ADBVE2006.

Tutti i dati poi sono stati processati in ambiente G.I.S. (*Geographical Information System*) tramite il *software* ArcGis 10.1 di ESRI.

Tre rilievi topografici sono stati eseguiti: il primo il 29 settembre 2010, il secondo il 24 agosto 2012 ed il terzo il 21 agosto 2013.

3.3.3 Misurazioni BTS e GST

Il metodo di misura della temperatura all'interfaccia suolo-neve (Bottom Temperature of the winter Snow cover – BTS) è stato messo a punto e descritto da Haeberli (1973), ed è stato largamente utilizzato nelle aree periglaciali alpine per una prima discriminazione della distribuzione spaziale del *permafrost*. Esso si basa sull'assunzione che uno spesso manto nevoso (circa 80-100 cm) possa fungere da strato isolante, e quindi annullare gli scambi energetici tra aria e suolo. La temperatura della superficie del suolo raggiunta nel tardo periodo invernale è affetta, di conseguenza, dal flusso termico proveniente dal sottosuolo, e quindi avrà valori fortemente negativi in caso di presenza di *permafrost*. Tuttavia i valori BTS possono essere molto variabili, infatti dipendono dall'altezza totale della neve accumulata e dall'evoluzione del manto nevoso durante il periodo con presenza di neve al suolo, quindi i risultati necessitano di un'attenta interpretazione.

Per effettuare le misurazioni BTS sono state usate delle sonde di 3 m di lunghezza, in alluminio ed equipaggiate con una termoresistenza (Pt 100 classe A), posizionata sulla punta della sonda.

La sonda è stata costruita dalla ditta italiana "Italcoppie s.r.l." ed ha un'accuratezza di $\pm 1\%$ ed una risoluzione di 0.1°C .

Il rilievo BTS è stato svolto ad inizio primavera 2009 (24 aprile), 2010 (2 aprile), e 2011 (7 aprile), i dati sono stati raccolti sulle diverse unità morfologiche descritte precedentemente. La posizione del punto di rilievo BTS è stata registrata con un'accuratezza di ± 5 m, utilizzando un GPS Leica System 1200 GRX; dopo il primo rilievo del 2009, le misurazioni sono state ripetute, gli anni successivi, negli stessi punti, in modo da osservare i cambiamenti interannuali.

In alcuni punti, il giorno del rilievo, il manto nevoso era in condizioni isoterme (i.e. la neve era già in fusione e probabilmente, l'acqua di fusione, aveva già raggiunto l'interfaccia neve-suolo) e quindi il dato è stato scartato dal dataset (10 dati su 39 del 2009 e 3 dati su 39 nel 2011).

Le misurazioni GST (*Ground Surface Temperature*) possono anche essere effettuate in continuo utilizzando dei *data logger*. Questo tipo di misurazione permette poi il calcolo di vari parametri (e.g. MAGST (*Mean Annual Ground Surface Temperature*), WEqT (*Winter Equilibrium Temperature*), GFI (*Ground Freezing Index*), periodo di permanenza di neve al suolo, durata della fase di *zero curtain*) che permettono un'indicazione della presenza di *permafrost* e mettono in evidenza l'evoluzione termica del suolo (Hoelzle et al., 1999) (Fig. 67).

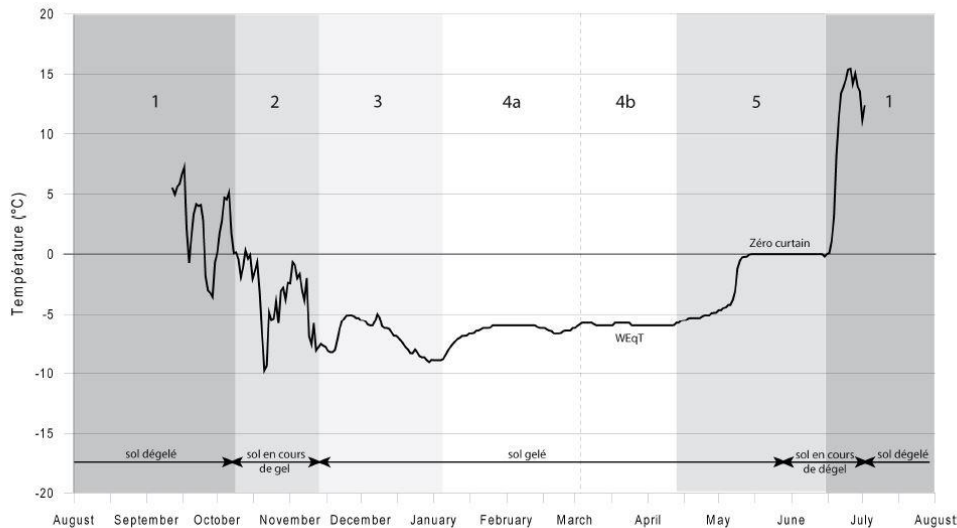


Fig. 67 Tipico regime termico di un suolo in area a *permafrost*, il quale si compone di 5 fasi (da PermaNET Project Internal Report):

- 1.** durante la fase di neve assente al suolo, dalla tarda primavera all'autunno, I valori GST sono fortemente correlati alle variazioni della temperatura dell'aria e si vedono i cicli diurni.
- 2.** In tardo autunno e ad inizio inverno, le GST subiscono un raffreddamento legato alla caduta verso valori negative della temperature dell'aria; questo perdura fino a quando non c'è neve al suolo, o fino a che lo spessore della neve rimane esiguo (minore di 30 cm).
- 3.** quando la copertura nevosa raggiunge un certo spessore, che permette un parziale isolamento i valori di GST mostrano delle variazioni attenuate.
- 4.** In inverno, quando il manto nevoso raggiunge uno spessore sufficiente per un completo isolamento dalle variazioni atmosferiche, i valori GST si stabilizzano (4a) e progressivamente raggiungono un valore di equilibrio (4b) dipendente dal flusso termico proveniente dal sottosuolo, denominato *Winter Equilibrium Temperature (WEqT)*.
- 5.** Durante il periodo di fusione della neve, il manto nevoso subisce una perdita della sua capacità isolante sia per il compattamento della neve che per l'incremento del contenuto d'acqua, e conseguentemente si ha un progressivo riscaldamento dei valori di GST. Quando l'acqua di fusione percola verso la superficie del suolo la GST raggiunge una fase chiamata *zero curtain*, con valori di 0°C e che perdura fino alla completa fusione della neve.

Sono stati installati 8 *data logger* (Tinytag TGP 4020) nell'area di Cima Uomo (Fig. 66), che sono collegati con una sonda termometrica esterna (PB-5001-1M5) con un range di misurazione che va da -40°C a + 125 °C (accuratezza di $\pm 0.35^\circ\text{C}$, tra i 0°C ed i 65°C) e con una risoluzione di 0.02°C) (Fig. 68). I dispositivi sono stati installati nell'ottobre 2009 e hanno sempre registrato in maniera continuativa valori orari di temperatura (media, minima e massima).

La sonda esterna è posizionata in terreno ghiaioso, con assenza di matrice fina e vegetazione, ad una profondità variabile tra i 20 ed i 30 cm (Fig. 69).



Fig. 68 Data Logger Tinytag TGP 4020 a sinistra, sonda termometrica PB-5001 a destra.



Fig. 69 Ad esempio il sito del data logger U02.

Degli 8 data logger, sei sono localizzati sul *rock glacier* tra i 2410 m e i 2500 m. In particolare tre di questi (U01, U02 e U04) si trovano nella parte bassa del *rock glacier*, dove la topografia media risulta essere convessa e si ha la presenza di molte creste trasversali. Il sito U09 si trova nella ampia zona concava che caratterizza la parte finale del *debris cover glacier*, i data logger U05 e U06 sono posizionati rispettivamente sulla fronte del lobo a destra del *rock glacier* e all'interno del lobo. Due logger (U10, 2570 m e U08, 2470 m) si trovano sulle falde detritiche nei pressi del Ghiacciaio di Cima Uomo.

Oltre all'osservazione diretta dei dati termometrici sono stati calcolati alcuni indici standard tra i quali la *Mean Annual Ground Surface Temperature* (MAGST), un parametro che generalmente viene utilizzato per caratterizzare le condizioni termiche del suolo. Esso dipende dalla temperatura media dell'area, ma anche da parametri locali (bilancio di radiazione diretta, durata ed altezza della

copertura nevosa e dalle sue caratteristiche). Altri indici calcolati sono il *Ground Freezing Index* (GFI) che è definito come la somma dei valori di temperature giornaliere negative, espresso come °C.day. E' una misura del raffreddamento del suolo durante la stagione fredda. Il GFI 2009-2010 è stato calcolato nel periodo 15 novembre – 30 giugno in quanto i DL sono stati posizionati in data 28/10/2009 e quindi si è preferito non considerare i primi 17 giorni di acquisizione per evitare eventuali disturbi legati al posizionamento nel suolo della sonda termometrica. I GFI 2010-2011 e 2011-2012 sono stati invece calcolati per il periodo 1/10 – 30/6.

Altro indice termometrico considerato è stata la *Winter Equilibrium Temperature* (WEqT), la quale è il parametro maggiormente rilevante per le interpretazioni riguardanti il *permafrost*, essa dipende dalla presenza/assenza di *permafrost* e dalla storia evolutiva del manto nevoso. La WEqT è fortemente influenzata infatti dallo spessore e dalla durata della neve al suolo, essa non è detto che venga raggiunta ogni anno e in ogni luogo.

3.4 Risultati

3.4.1 Geofisica

La risposta del corpo sepolto al segnale GPR appare molto netta nell'intervallo di distanza compreso tra i 50 ed i 200 m (Fig. 70), mentre negli altri segmenti del profilo, la riflettività è bassa. L'onda radar è attenuata nella prima parte del profilo (0-50 m), probabilmente per l'assenza di ghiaccio nel sedimento. L'attenuazione del segnale si registra anche nel settore centrale e finale del profilo, dove c'è l'evidenza diretta della presenza di ghiaccio. Questa attenuazione è provocata dalla presenza di uno strato conduttivo appena sotto la superficie, costituito da silt ed argilla, che riducono, appunto, la penetrazione del segnale (RRP zones, visibili in Fig. 71).

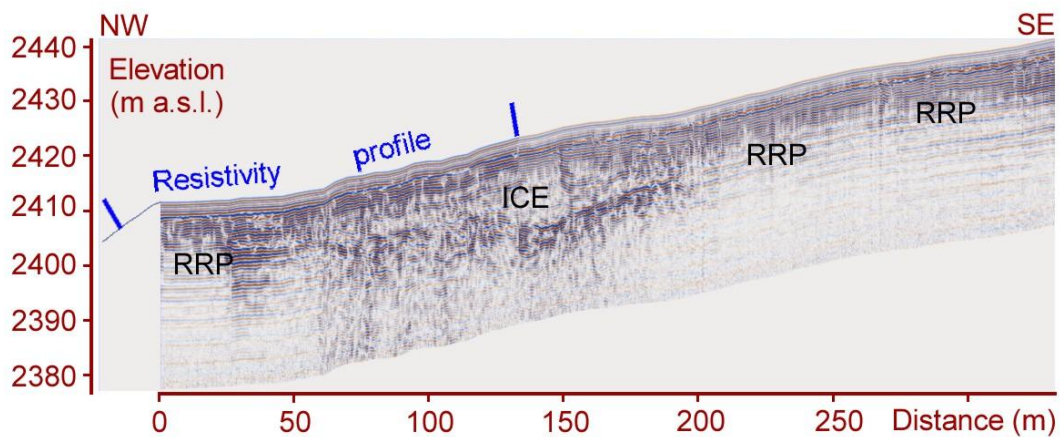


Fig. 70 Profilo GPR.

L'orizzonte di riflessione più profondo e concavo, chiaramente visibile nella porzione mediale del profilo, probabilmente delimita il corpo di ghiaccio. La parte inferiore del corpo di ghiaccio è posta ad una quota di circa 2400-2410 m, mentre la sua parte superiore è molto vicina alla superficie.

Il range di resistività, nel profilo 2D derivante dalla tomografia elettrica, varia tra i 3 Kohm*m e più di 100 Kohm*m, raggiungendo valori massimi di 250 Kohm*m in corrispondenza del nucleo del corpo di ghiaccio. L'immagine (Fig. 71) mostra un'unità ad alta resistività (con valori maggiori di 100 Kohms*m). I valori registrati sono compatibili con ghiaccio sepolto (Leopold et al., 2011).

Il corpo resistore è coperto da un *layer* superficiale di circa 2.5 m di spessore, il quale ha dei valori di resistività dell'ordine dei 3 – 40 Kohm*m.

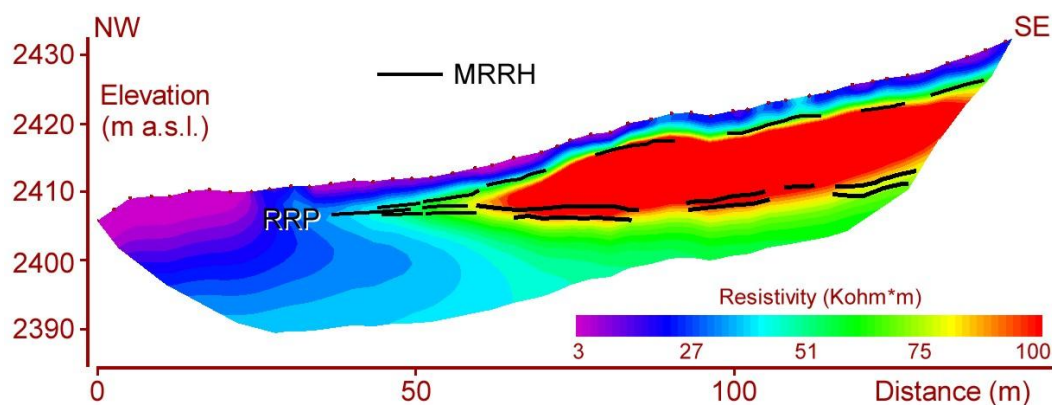


Fig. 71 Profilo di resistività. MRRH: orizzonti di maggior riflessione del segnale radar. RRP: zone a penetrazione ridotta del segnale radar.

Se sovrapponiamo il segnale radar al profilo ERT si vede (Fig. 72) una stretta correlazione tra la distribuzione della resistività e la riflessione radar. L'interfaccia chiamata MRRH (Major Radar Reflecting Horizons) può essere usata come *marker* del limite ghiaccio-sedimento sul profilo di resistività. Questo *marker* indica anche che il valore di 80 Kohm*m rappresenta la soglia tra il detrito e il corpo di ghiaccio, il cui spessore, a 100 m di distanza orizzontale, è di 10 m.

La morena terminale (intervallo di distanza 0-25 m) presenta una resistività nell'ordine dei 3 – 5 Kohm*m. La copertura detritica mostra valori comparabili con quelli della morena terminale o leggermente maggiori. Lo spessore di questo strato di copertura è di circa 2 m e risulta essere abbastanza regolare.

Una migliore immagine della geometria del ghiaccio sepolto è stata ottenuta dal volume 3D ERT (Fig. 72). La resistività del volume indagato varia sempre tra i 3 Kohm*m ed alcune centinaia di Kohm*m. La morena terminale (Fig. 72b) mostra i valori di resistività minori e delimita chiaramente il corpo di ghiaccio, ad elevata resistività. Il ghiaccio sepolto può essere meglio evidenziato utilizzando la soglia degli 80 Kohm*m (Fig. 72c), definita, come detto prima, con l'analisi comparata dei dati GPR e ERT. La geometria del corpo di ghiaccio risulta complicata ed appare come un insieme di molti lobi con spessore massimo di 15 m, nella parte centrale. La superficie del corpo di ghiaccio, nell'area coperta dal rilievo 3D ERT è di circa 4650 m², mentre il volume stimato è di circa 23000 m³.

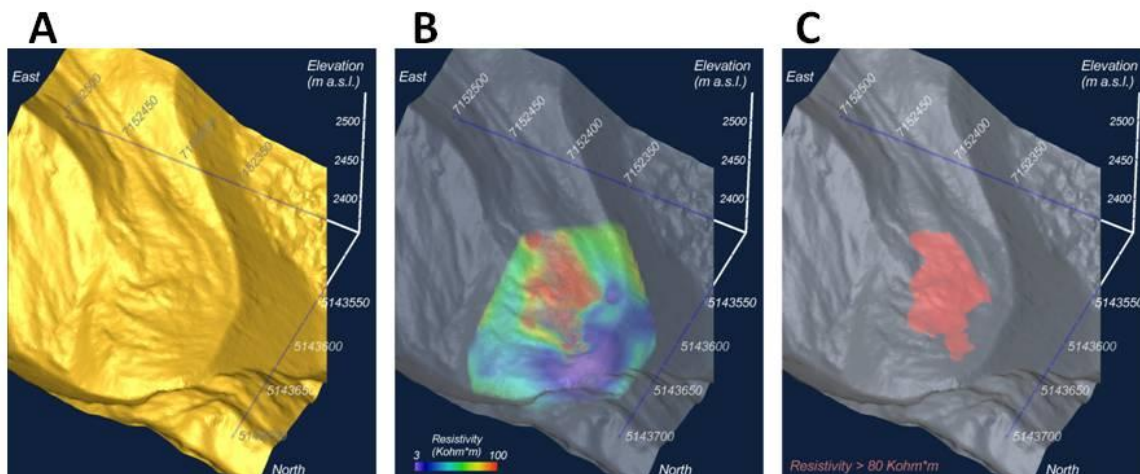


Fig. 72 Morfologia del *rock glacier* di Cima Uomo (Hillshade derivante da LiDAR DEM) in A; resistività del volume totale derivante dal 3D ERT in B; volume della massa di ghiaccio estratto con la soglia di 80 Kohm*m in C.

3.4.2 Rilievi topografici

I tre allineamenti dei *marker* topografici sono posizionati quasi perpendicolarmente al principale vettore di spostamento e sono distanti tra loro di circa 50-60 m.

La velocità orizzontale, espressa in cm/y, considerando un'incertezza di ± 1 cm (derivante dalla strumentazione utilizzata), presenta dei valori elevati lungo l'asse longitudinale del *rock glacier*; i valori annuali minori si registrano invece verso la fronte e lungo i fianchi laterali. I valori variano tra i 22 cm/y e gli 8 cm/y; i vettori di velocità divergono poi in corrispondenza del bordo frontale seguendo la curvatura del lobo.

Lo spostamento verticale varia invece tra i 19 cm/y, nella parte alta, ed i 6 cm/y, verso la fronte. L'abbassamento verticale annuale diminuisce spostandosi dalla porzione frontale alla parte sommitale e dai fianchi verso il centro del *rock glacier*.

Marker (id)	Azimuth (degrees)	Vertical lowering (cm/a)	Horizontal velocity (cm/a)
H1	8°	6	10
H2	5°	8	12
H3	332°	8	9
H4	347°	8	8
H5	345°	7	8
H6	355°	7	8
H7	342°	7	10
H8	347°	12	14
H9	344°	12	14
H10	349°	12	14
H11	344°	7	8
H12	358°	12	13
H13	350°	19	21
H14	2°	19	22

Tab. 1 Velocità orizzontale e verticale media annuale del *rock glacier* di Cima Uomo.

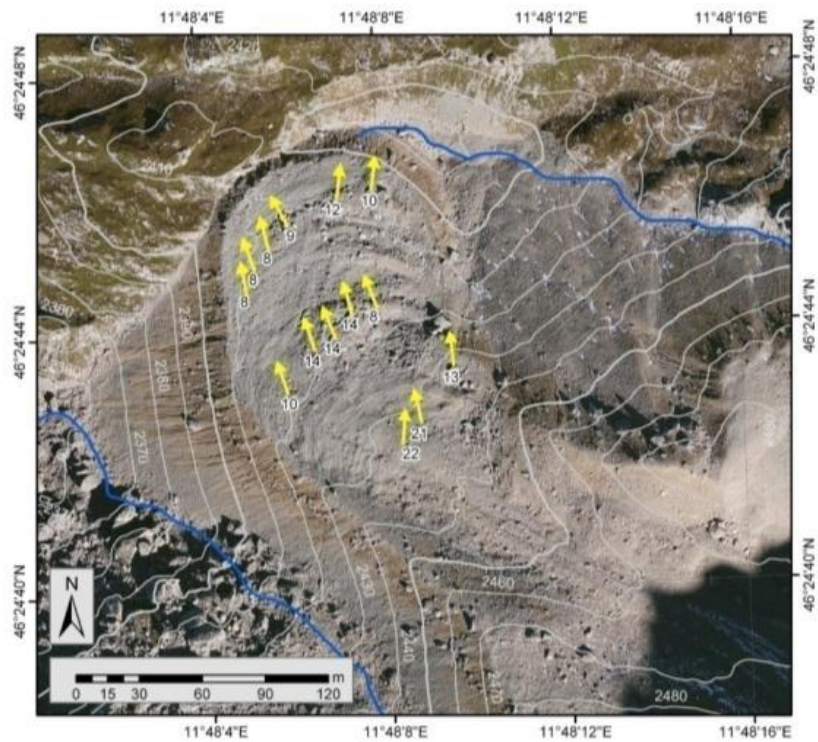


Fig. 73 Velocità medie orrizzontali, le frecce gialle indicano i vettori di spostamento, mentre il numero indica il valore di questo, espresso in cm/anno.

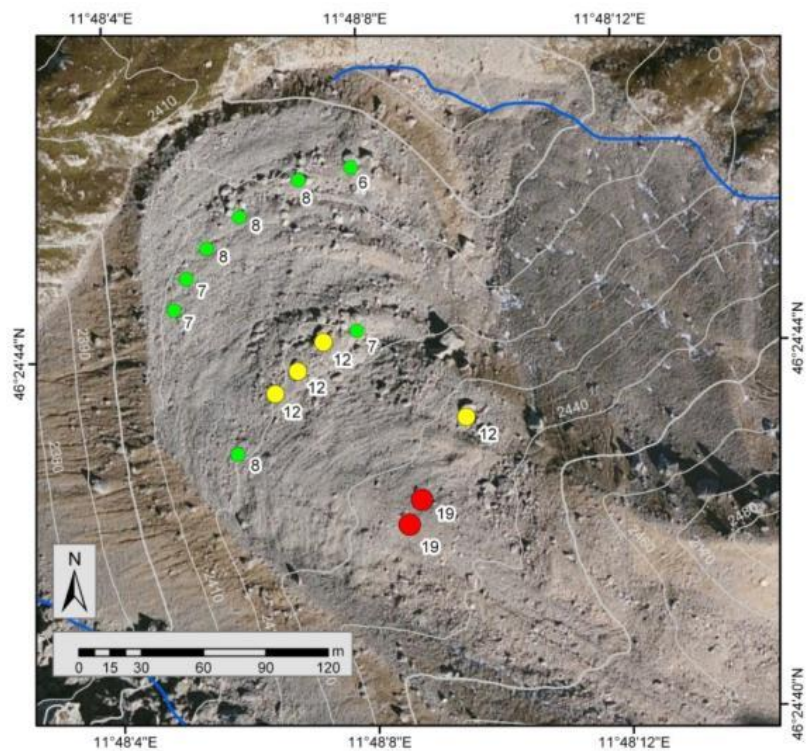


Fig. 74 Valori medi di spostamento verticale; in verde punti con spostamento compreso tra i 5 e i 10 cm/anno, in giallo spostamenti compresi tra i 10 e i 15 cm/anno ed infine in rosso spostamenti compresi tra i 15 ed i 20 cm/anno. Il numero indica il valore esatto di spostamento verticale espresso sempre in cm/anno.

3.4.3 Condizioni termiche del suolo

I risultati dei rilievi BTS vengono mostrati nella tabella (Tab. 2), si è deciso di riportare solamente i dati relativi ai punti di misura in cui i rilievi sono stati ripetuti tutti gli anni (2009, 2010 e 2011). I valori mostrano una importante variabilità, principalmente dipendente dall'evoluzione (data della prima presenza al suolo e spessore) della copertura nevosa subita durante i mesi precedenti il rilievo. Tra i tre anni di misura, il secondo (2010) è quello che mostra valori maggiormente più freddi in tutti i siti. Si registra infatti una temperatura media di -4.1°C , mentre invece nel 2009 e nel 2011, la media registrata è di -2.2°C . Con lo scopo di ridurre l'effetto della variabilità interannuale si sono mediati i valori di temperatura di ciascun sito su tutti e tre gli anni di osservazione. I valori ottenuti ricadono in un *range* compreso tra -5.7 e -1.1°C , un terzo dei siti monitorati mostra valori medi al di sotto dei -3°C , e conseguentemente si può affermare che i dati raccolti testimoniano la presenza di *permafrost* (*occurrence of permafrost*). Altri sette siti mostrano valori BTS medi in un range di temperature comprese tra i -3 ed i -2°C , relativo ad aree a presenza incerta di permafrost (*permafrost uncertain*). In fine 5 siti hanno valori al di sopra dei -2°C , ossia valori di aree che vengono classificate a *permafrost* non probabile (*permafrost occurrence not likely*). L'area che mostra valori più freddi (da -2.7 a -5.7°C) è la falda detritica, posta tra i 2390 ed i 2430 m s.l.m., che si è originata dalla morena laterale destra. Nell'area del *rock glacier* i valori BTS risultano essere leggermente caldi (Tab. 2), siti da 1 a 3 e da 6 a 8). Tre di essi cadono nel range di temperature relativo a permafrost incerto (mostrano infatti valori compresi tra i -2.4 ed i -2.6°C), e gli altri rimanenti sembrano addirittura escludere la presenza di *permafrost* (temperature superiori ai -1.9°C).

ID	BTS_2009	BTS_2010	BTS_2011	BTS_MEAN	Note
1	-1.7	-3.6	0	-1.8	~ U01
2	-1.4	-2.3	-1.9	-1.9	
3	-1.7	-3.6	-2.4	-2.6	
4	-4.3	-7.9	-4.9	-5.7	
5	-2.2	-6.2	-2.8	-3.7	
6	-1.5	-3.4	-2.2	-2.4	
7	-1.1	-2.4	0	-1.2	
8	-1.2	-3.9	-2.2	-2.4	
9	-4	-5.3	-4.1	-4.5	
10	-1.7	-4.6	-1.7	-2.7	
11	-2.7	-4.4	-3.4	-3.5	
12	-3.1	-5.4	-3.2	-3.9	
13	-1.5	-2.2	-1.3	-1.7	
14	-3.6	-5.2	-3.7	-4.2	
15	-3.5	-4.8	-0.1	-2.8	
16	-1.8	-2.9	-3.6	-2.8	
17	-0.7	-1.6	-0.9	-1.1	
18	-1.9	-3.2	-2	-2.4	

Tab. 2

Lo stato termico della superficie del suolo è stato monitorato anche attraverso misurazioni in continuo, tramite l'utilizzo di data logger. Questi dati permettono di avere informazioni sul regime termico annuale del terreno e, in particolare, forniscono informazioni sul periodo di presenza di neve al suolo. In figura 75 (Per maggior dettaglio vedi Allegato 5) viene mostrato il regime termico di tutti i siti monitorati tramite data logger da Ottobre 2009 ad Agosto 2013 in comparazione con l'evoluzione della temperatura dell'aria e del manto nevoso, questi ultimi due fanno riferimento alla stazione nivo-meteo del Passo Valles (dati forniti da ARPAV – Centro Valanghe di Arabba). Sulla base di questi dati sono stati calcolati alcuni parametri chiave (vedi Tab. 3), i quali dipendono principalmente dalla temperature dell'aria e dall'evoluzione del manto nevoso.

Nei quattro anni monitorati, la MAGST (calcolata solo per 2009-2010, 2010-2011 e 2011-2012 per il periodo 1 novembre – 31 ottobre) mostra valori superiori ai 0°C in tutti i siti, ad eccezione del U09, dove sono stati registrati valori inferiori ai -1°C. Le temperature maggiori sono state registrate nell'anno idrologico 2010-2011, infatti sono stati registrati valori in un range compreso tra i -1.2 (U09) e i 2.2°C (U02). La variabilità registrata dei valori di MAGST è poco correlabile alla temperatura media annua dell'aria (MAAT), come dimostrano i bassi valori registrati nel 2011-2012 rispetto agli anni precedenti, nonostante la MAAT registrata sia la più alta dei tre anni (0.1°C contro i -0.4°C del 2010-2011 e -1.8°C nel 2009-2010).

Per quanto riguarda il GFI, i valori meno negativi sono stati raggiunti nell'inverno 2010-2011 in tutti i siti monitorati, tale inverno risulta anche quello con una copertura nevosa maggiore. I valori più freddi si sono raggiunti nell'inverno 2011-2012 (valori compresi tra -125°C*day in U06 e -783°C*day in U01), il quale è stato invece caratterizzato da bassi accumuli di neve al suolo, confermando quindi la stretta relazione tra GFI ed evoluzione del manto nevoso.

Come chiaramente mostrano i regimi termici registrati (Fig. 75), la WEqT è stata raggiunta solo nei primi due inverni (2009-2010 e 2010-2011) e nell'ultimo inverno (2012-2013), mentre nel 2011-2012 le variazioni ad alta frequenza della temperatura sono evidenti anche durante l'inverno per la maggior parte dei siti, ad esclusione di U06, U08 e U09. In questo inverno, come già detto precedentemente, la copertura nevosa è risultata scarsa (circa due terzi inferiore agli altri inverni) e quindi il suo effetto isolante è risultato poco efficace, di conseguenza sono state raggiunte temperature del suolo molto basse, anche se la temperatura media dell'aria dei mesi invernali (da Novembre 2011 ad Aprile 2012) è stata più alta degli altri anni. La WEqT del 2012 è stata comunque calcolata (Tab. 3) ma non è stata considerata per la valutazione della presenza di permafrost nell'area.

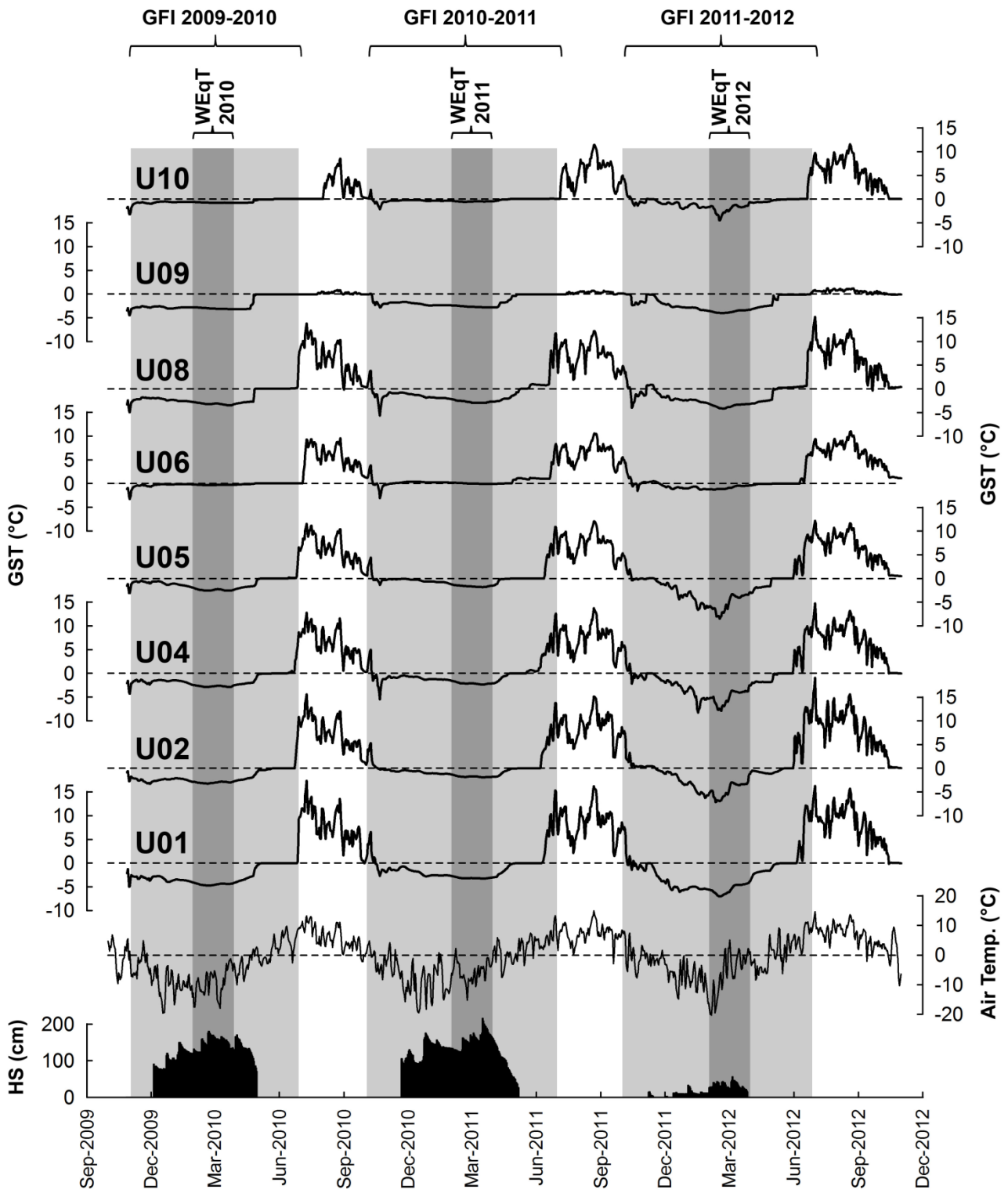


Fig. 75 Regimi termici dei DL presenti nell'area di Cima Uomo.

La WEqT minore è stata registrata al sito U01 sia nel 2010 (-4.5°C) che nel 2011 (-3.1°C), nel 2013 la WEqT minore è stata registrata nel sito U08 (-2.9°C), seguito dal sito U01 (-2.8°C).

Il sito U01 è quello che si trova ad una quota inferiore rispetto a tutti gli altri (2410 m s.l.m.) ed è localizzato nell'unità morfologica *rock glacier*. Gli altri due siti (U02 e U04) disposti sul *rock glacier*, mostrano rispettivamente valori di WEqT di -3.0°C e -2.7°C nel 2010, di -1.8 e -2.1°C nel 2011 e di -1.4 e -1.4°C nel 2013. In accordo con queste osservazioni si può quindi affermare la presenza di *permafrost* nell'unità *rock glacier*. Temperature fredde durante la fase WEqT, compatibili con la presenza di *permafrost*, sono state registrate anche nella falda detritica in sinistra orografica rispetto al *rock glacier* (al sito U08: -3.2°C nel 2010; -2.7°C nel 2011; -2.9°C nel 2013) e nella falda detritica in destra orografica, che si è originata dalla morena laterale della PEG (U05: -2.4°C nel 2010). Nei siti U06 e U10, la WEqT, ha valori di poco sotto gli 0°C in tutti e tre gli inverni, addirittura nel 2013, in U06 abbiamo una WEqT di 1.0°C, di conseguenza si può affermare che in queste aree difficilmente possiamo avere presenza di *permafrost*.

Il comportamento termico del sito U09 si differenzia notevolmente rispetto a quello degli altri siti. Principalmente ciò che si nota è che durante il periodo in cui non c'è neve al suolo la temperatura registrata è costantemente tra gli 0°C e 1°C (Fig. 75). La MAGST più bassa è registrata in questo sito (-1.5°C nel 2009-2010) e la WEqT suggerisce la presenza di condizioni a *permafrost* (-3.1°C nel 2010, -2.7°C nel 2011 e -2.1°C nel 2013). U09 è situato a 2500 m s.l.m., nella parte alta dell'area di studio e si trova al di sopra dell'unità chiamata *debris-covered glacier*. La sonda termometrica si trova al di sotto di 25 cm di detrito e sopra il ghiaccio di circa 5 cm; l'azione di raffreddamento operata dal ghiaccio durante il periodo in cui non c'è neve al suolo risulta dunque chiara.

DL \ Index	U1	U2	U4	U5	U6	U8	U9	U10
G.F.I. 2009-2010*	-623	-446	-360	-282	-44	-442	-486	-123
G.F.I. 2010-2011	-439	-211	-280	-159	-19	-412	-459	-87
G.F.I. 2011-2012	-783	-513	-627	-611	-125	-502	-565	-260
G.F.I. 2012-2013	-382	-220	-197	-189	0	-295	-261	-62
WEqT 2010	-4.5	-3.0	-2.7	-2.4	-0.3	-3.2	-3.1	-0.8
WEqT 2011	-3.1	-1.8	-2.1	-1.6	-0.0	-2.7	-2.7	-0.5
WEqT 2012**	-5.5	-4.5	-5.0	-5.2	-0.9	-3.6	-3.7	-2.1
WEqT 2013	-2.8	-1.4	-1.4	-1.9	1.0	-2.9	-2.1	-0.5

* Il GFI 2009-2010 è stato calcolato nel periodo 15 novembre – 30 giugno

** Scarso innevamento al suolo

Tab. 3

3.5 Discussioni

La *Alpine Permafrost Index Map* (APIM), derivata dal progetto PermaNET (Boeckli et al., 2012), è l'unico documento che riguarda il *permafrost* nell'area di Cima Uomo. Questa mappa, basata su un modello statistico, permette di avere delle informazioni qualitative sull'esistenza del *permafrost*, senza prendere in considerazione i fattori locali come le condizioni della neve e le caratteristiche del suolo. In accordo con questo documento, il *permafrost* è presente (*permafrost occurs in nearly all conditions*) nell'area di Cima Uomo, in particolare nelle pareti rocciose che delimitano il circo glaciale. Nei depositi che caratterizzano il settore centrale e basso dell'area studiata (unità morfologiche 2, 3 e 4) il *permafrost* è presente solamente se le condizioni sono favorevoli (*permafrost occurs only in very favourable conditions*).

La APIM presenta quindi una visione solo generale della distribuzione del *permafrost* in un'area e molti fattori possono, localmente, modificarne il risultato (Boeckli et al, 2012). Quindi risulta necessario raccogliere dati di evidenze di *permafrost* (in maniera diretta o indiretta) alla scala locale, ad esempio tramite metodi tipo BTS o GST.

Le temperature della superficie del suolo, misurate utilizzando i metodi GST e BTS, mostrano chiaramente che alcuni settori dell'area di Cima Uomo si trovano in condizioni di *permafrost*. Questo è dimostrato dai valori BTS al di sotto dei -2°C che sono stati registrati in tre punti localizzati sull'unità *rock glacier* (ID 3,6 e 8 nella Tab. 2). In accordo con le soglie riportate da Hoelzle et al. (1999), questi valori indicano la presenza di *permafrost* attivo. Tuttavia, altri tre punti campionati sul *rock glacier* (ID 1, 2 e 7 nella Tab. 2) mostrano temperature poco sotto i -1°C , le quali suggeriscono che il *permafrost*, se presente, è probabilmente in condizioni "temperate", molto vicino al punto di fusione (Gruber & Haeberli, 2009).

Come suggerito dai dati BTS, anche le misurazioni GST, effettuate sul *rock glacier* (siti U01, U02 e U04) supportano l'esistenza di *permafrost* in questo settore.

Nonostante la MAGST sia superiore agli 0°C in questo sito nei quattro anni monitorati, la WEqT registrata è ben al di sotto dei -1.8°C nel 2010, 2011 e 2013, e questo risulta in linea con la presenza, marginale, di *permafrost*. MAGST al di sopra degli 0°C può essere legata all'*offset* termico, ossia alla differenza tra la temperatura media annuale della tavola del *permafrost* e la temperatura media annuale della superficie del terreno (Kneisel & Kääh, 2007). Investigando questo fenomeno termico, Burn & Smith (1988), suggeriscono che il *permafrost* può essere in equilibrio, o in aggradazione, anche in condizioni in cui la MAGST si trova poco al di sopra degli 0°C .

Ciò che si è visto nell'area di Cima Uomo è simile a quello che è stato osservato su di un *rock glacier* attivo nel gruppo Adamello-Presanella, dove le misurazioni effettuate tra il 2004 ed il 2009 mostrano delle temperature della superficie del suolo tardo invernali stabili tra i -5 ed i -3°C (Seppi et al., 2011). In altri siti delle Dolomiti, temperature del suolo comprese tra i -4 ed i -9°C sono state registrate nel marzo 2005 e 2006 ai *rock glacier* di Cadin di Croda Rossa e Cadin del Ghiacciaio (Krainer et al., 2010), mentre misure analoghe di temperatura al *rock glacier* del Murfreit nel 2009 hanno rilevato valori compresi tra i -2.5 ed i -4°C (Krainer et al., 2012) e di circa -4°C al *rock glacier* del Piz Boè (febbraio e marzo 2009 – Crepaz et al. 2011).

In accordo con le altre misurazioni GST, il *permafrost* è presente anche nelle falde detritiche che si originano dalla morena laterale destra (sito U05), dove anche i dati BTS indicano condizioni fredde. Al contrario, sia i dati BTS che GST, escludono la presenza di *permafrost* nel lobo creato dalla stessa morena laterale (sito U06).

Al di fuori delle quattro unità morfologiche, l'esistenza del *permafrost* risulta improbabile nel lobo detritico a quota 2570 m s.l.m. (sito U10), mentre la sua presenza è probabile nella falda detritica dove è posizionato il sensore U08. In quest'ultima unità, composta da clasti di dimensioni medio-grandi senza matrice interstiziale, le condizioni fredde potrebbero essere causate dal fenomeno chiamato “*thermal anomaly*”, che spesso caratterizza questo tipo di depositi (Harris & Pedersen, 1998; Juliussen & Humlum, 2008).

Il comportamento termico peculiare mostrato dal sensore U09, lo si può considerare rappresentativo delle condizioni termiche relative all'area del *debris-cover glacier* (unità morfologica 1). La sonda termometrica di questo *data logger* è posizionata sotto 25 cm di detrito e circa 5 cm al di sopra del ghiaccio, il quale ha un effetto raffreddante particolarmente evidente durante il periodo in cui non si ha neve al suolo (da giugno ad ottobre), quando le temperature registrate da U09 sono stabili e poco sopra gli 0°C. Questo significa che la copertura detritica non è sufficientemente spessa per evitare l'ablazione del ghiaccio durante la stagione calda e che il ghiacciaio è in perdita di massa, come dimostrato anche dalla comparazione tra i due DEM (2003 e 2006). Al contrario, durante il periodo in cui si ha copertura nevosa al suolo, il regime termico del sito U09 è molto simile agli altri siti di monitoraggio GST, in particolare è simile a quelli posti sul *rock glacier*.

Misurazioni effettuate nel Karakorum, in 40 cm di detrito di copertura del Ghiacciaio Hinarche, hanno mostrato regimi termici estivi analoghi a 17 cm di profondità (Mayer et al., 2010).

Due tipologie differenti di rilievi geofisici (GPR e ERT) hanno rilevato l'esistenza di un corpo ghiacciato nell'unità 3 (*rock glacier*), tra i 2400 m ed i 2420 m s.l.m.. Lungo la parte centrale e alta

del profilo ERT, questo corpo congelato è evidenziato da un netto innalzamento di resistività, la quale passa da 3-50 kΩm dello strato superficiale (~2.5 m di spessore) a più di 100 kΩm dello strato sottostante. Questo strato a maggior resistività ha una forma allungata ed il suo limite superiore è circa parallelo alla superficie topografica. Lo spessore massimo è superior ai 10 m e la sua forma è chiaramente definita verso valle, dove abbiamo un assottigliamento del corpo, mentre verso monte il suo limite è oltre il profilo ERT.

I valori di resistività registrati nello strato interno del *rock glacier* di Cima Uomo si pongono nella parte più bassa del *range* di valori di resistività (5-500 kΩm) del materiale perennemente ghiacciato dei *rock glacier*, riportato da Haeberli e Vonder Müll (1996) e, in accordo con questo lavoro, probabilmente siamo in presenza di un mix di ghiaccio e detrito vicino al punto di fusione e con un alto contenuto di acqua di fusione. Resistività di uno o due ordini di magnitudo maggiore, rispetto a quelli registrati in questo caso di studio (~10² kΩm) caratterizzano il ghiaccio derivante da firn temperato sui ghiacciai montani (Haeberli & Vonder Müll, 1996; Kneisel, 2006).

Valori di resistività da centinaia di kΩm a MΩm sono riportati per strati ghiacciati di alcuni *rock glacier* (Maurer & Hauck, 2007), e valori estremamente alti sono stati osservati dove si ha la presenza di un corpo di ghiaccio sedimentario, generato da un ghiacciaio, riconosciuto all'interno di un *rock glacier* (Ishikawa et al., 2001; Ribolini et al., 2010).

Nel caso di studio dell'area del Schiantala, Ribolini et al. (2007) hanno ottenuto delle resistività molto alte (> 5 MΩm), nel settore superiore del deposito detritico, il quale è stato riconosciuto come *debris covered glacier*, mentre nel settore centrale e inferiore i valori registrati (< 200 kΩm) sono comparabili con ciò che è stato misurato nel nucleo centrale del corpo di ghiaccio presente nel *rock glacier* di Cima Uomo.

L'esistenza di un corpo di ghiaccio all'interno del *rock glacier* di Cima Uomo è supportata anche dal rilievo GPR, in particolare dalla stretta corrispondenza che si ha tra la MRRH e lo strato confinato da un netto cambio di valori di resistività (Fig. 71). All'interno del corpo di ghiaccio, il segnale radar non mostra dei chiari riflettori, come invece si hanno in altri casi dolomitici (es. *rock glacier* del Murfreit e di Croda Rossa, Krainer et al., 2010; 2012). In questi due ultimi casi, i riflettori concavi rilevati, sono stati interpretati come degli strati di ghiaccio deformati e intercalati da strati di detrito, che tipicamente si sviluppano dall'evoluzione di un *debris cover glacier*. Strutture analoghe, come riflettori convessi, sono stati osservati all'interno del Thabor *rock glacier* da Monnier et al. (2011), e anche in questo caso sono state interpretate come inclusioni di detrito lungo dei piani di *thrust* sviluppatisi nel ghiaccio, a supporto dell'origine glaciale del corpo di

ghiaccio presente all'interno del *rock glacier*. Al contrario, nel caso di Cima Uomo, non si riscontrano delle strutture ben distinte nella immagine derivante dal rilievo GPR all'interno del corpo di ghiaccio, e questo rende più complessa l'interpretazione della genesi di tale unità.

In accordo con la definizione data da Serrano et al. (2011), il Ghiacciaio di Cima Uomo (Unità morfologica 1) può essere definita come “glacial ice patch”, ossia ciò che rimane di un vecchio ghiacciaio che ha perso massa a tal punto che i movimenti ed i flussi interni sono cessati. Le “Ice Patch” non presentano più le caratteristiche tipiche dei ghiacciai (trasferimento di massa dalla zona di accumulo superiore a quella di ablazione inferiore; Carturan et al., 2013a) e possono essere considerate inattive.

I risultati ottenuti confermano che al ghiacciaio di Cima Uomo i processi di accumulo sono attualmente assenti e gli accumuli di neve stagionale e di valanga rimangono nei settori superiori soltanto negli anni molto nevosi (come ad esempio il 2009; Valt e Cianfarra, 2009), mentre scompaiono completamente in caso di estati con temperature medie alte (ad esempio estate 2012; Carturan et al 2013b). I processi di ablazione, invece, sono ben presenti su tutta la superficie di ghiaccio, come rivela l'acqua che scorre all'interfaccia ghiaccio-detrito e l'abbassamento osservato nei tre anni e tramite la comparazione di DEM.

Questa massa di ghiaccio riesce comunque a mantenersi, nonostante le attuali condizioni climatiche, grazie alla copertura detritica e per la presenza di fattori topo climatici favorevoli (es. esposizione nord ed ombreggiamento dato dalle pareti rocciose circostanti).

I margini laterali del ghiacciaio di Cima Uomo durante la PEG sono ben definiti dalle due morene descritte precedentemente (vedi 3.2, unità morfologica 3, Fig. 65), mentre il limite inferiore del ghiacciaio, sempre durante la PEG, è molto incerto. Le osservazioni sul terreno suggeriscono che questo limite sia marcato dalla morena frontale, ad una quota di circa 2400 m s.l.m., però in questa zona i depositi glaciali della PEG sono fortemente disturbati dai processi di *creep* che interessano il detrito, come viene anche indicato dai rilievi topografici.

Altra cosa incerta è la possibilità che il corpo ghiacciato, rilevato dalla geofisica (ERT e GPR) nell'unità 4 (Fig. 65), sia connesso con il *debris-covered glacier* posto al di sopra. La larga depressione che separa superficialmente i due corpi di ghiaccio (unità morfologica 2, Fig. 65), non è stata investigata dalla geofisica e conseguentemente non si hanno dei dati sulla sua struttura interna. Tuttavia molte osservazioni (vedi 3.2) sembrano escludere la presenza di ghiaccio sotto la superficie di quest'area, e quindi si può desumere la separazione completa del corpo di ghiaccio del *rock glacier* dal *debris-covered glacier*.

La larga depressione probabilmente si è generata a causa della ablazione differenziale che ha interessato l'area del ghiacciaio libera da detriti, durante la fase di ritiro glaciale conseguente alla massima espansione raggiunta durante la PEG. Infatti il settore più basso del ghiacciaio è stato riportato in vari documenti storici (DuÖAV, 1905; Castiglioni, 1925) ricoperto da detrito, e conseguentemente possiamo assumere che in quest'area ci fosse già copertura detritica durante la PEG.

Molti modelli sono stati proposti dalla letteratura per descrivere la genesi e l'evoluzione di morfologie risultanti dall'interazione tra ghiacciai e *rock glaciers* nelle Alpi (Guglielmin et al., 2001; Ribolini et al., 2007; Monnier et al., 2011, 2013), e lo sviluppo della forma composita presente a Cima Uomo fin dalla PEG può essere ricostruito tentando di considerare questi modelli e considerando le osservazioni effettuate.

Il Ghiacciaio di Cima Uomo ha raggiunto il suo massimo probabilmente durante l'espansione avvenuta nella PEG, anche se non si possono escludere delle avanzate simili avvenute nella prima fase dell'Olocene (Ribolini et al., 2007). In questa fase, il ghiacciaio ha messo in posto le due potenti morene laterali, e la sua posizione frontale doveva trovarsi all'incirca dove oggi abbiamo il *rock glacier*.

All'epoca della massima avanzata, la parte inferiore del ghiacciaio era già coperta da detrito, mentre la parte centrale e quella alta erano in gran parte libere da detrito. Una condizione simile è mostrata nella carta del 1905 (DuÖAV, 1905).

La lunga fase di ablazione differenziale avvenuta nella fase di ritiro glaciale post-PEG ha portato alla preservazione di un corpo di ghiaccio al di sotto di uno spesso strato di detrito nella parte inferiore del ghiacciaio, e al forte assottigliamento del ghiaccio pulito presente nella parte centrale, il quale attualmente si è completamente fuso. La larga depressione esistente oggi (unità morfologica 2) è un'evidenza di questo processo. La parte alta di questo ghiacciaio è stata invece preservata grazie ad una serie di fattori topo climatici favorevoli che hanno permesso l'attuale conservazione del ghiacciaio sottoforma di *debris-covered glacier*, seppur esso risulti inattivo.

La parte bassa ha iniziato ad evolvere in maniera autonoma e progressivamente è evoluta in una sorta di *rock glacier*, attualmente qui si ha la preservazione di una massa di ghiaccio di origine glaciale e che sta evolvendo in un contesto di condizioni di *permafrost*.

3.6 Conclusioni

Vari metodi e strumenti (APIM, BTS, GST) hanno dimostrato la presenza di condizioni di *permafrost* nell'area indagata, in particolare all'interno dell'unità morfologica *rock glacier* (Unità morfologica 4), altre metodologie (rilievi geofisici e topografici) hanno messo in luce la presenza di un corpo di ghiaccio sepolto, all'interno di questa stessa unità morfologica, dotato di un certo movimento (alcuni cm/anno), che probabilmente rappresenta ciò che rimane del Ghiacciaio di Cima Uomo esistente durante la P.E.G..

Rilievi morfologici, osservazioni di terreno e analisi DEM hanno permesso di delimitare il settore relativo al *debris covered glacier*, ormai confinato nel settore a ridosso delle pareti rocciose e completamente ricoperto da detrito, e di documentarne la dinamica attuale, ossia testimoniare l'inattività di questo apparato (non abbiamo l'accumulo di *firn*, lo sviluppo di crepacci né il trasferimento di massa dalla zona di accumulo a quella di ablazione).

Di conseguenza nell'area di Cima Uomo sono presenti processi periglaciali e di *permafrost* attualmente attivi che prevalgono e controllano l'evoluzione geomorfologica del territorio indagato; i processi glaciali, invece, sono ormai poco attivi e limitati al settore superiore, relativo al *debris covered glacier*.

Tenendo in considerazione tutti i risultati ottenuti tramite l'utilizzo dei vari metodi precedentemente descritti e considerando ciò che è emerso dall'elaborazione ed interpretazione dei risultati, si può quindi affermare che il caso di Cima Uomo costituisce un esempio di transizione da un ambiente morfogenetico glaciale ad uno dove i processi dominanti sono costituiti da quelli periglaciali, e questa transizione è iniziata dalla P.E.G. e perdura fino ad oggi.

Possibili attività future, per avere ulteriori conferme su quanto emerso, sono: 1) raccolta di dati relativi alla temperatura dell'aria e dello spessore del manto nevoso in situ, 2) implementazione del data set relativo alle temperature del suolo e agli spostamenti del terreno, 3) ulteriori indagini geofisiche e 4) ulteriori analisi quantitative su DEM ad alta risoluzione. Queste ultime, in particolare, permetterebbero di definire in modo esatto i limiti del ghiaccio residuo sepolto. Quest'ultima indagine potrebbe inoltre essere estesa a tutti i *debris covered glacier*, la cui mappatura risulta spesso problematica soprattutto nelle zone latero frontali coperte di detrito. Una più esatta perimetrazione, associata ad una stima dello spessore del ghiaccio, valutato con indagini geofisiche, consentirebbe infine di avere un'ordine di grandezza della risorsa idrica contenuta in queste masse di ghiaccio che, anche se di piccole dimensioni, perdurano nel tempo grazie alla copertura detritica che le sottrae all'insolazione.

La situazione analizzata per il ghiacciaio di Cima Uomo è abbastanza frequente nella regione dolomitica e più in generale in tutti quegli areali in cui l'orografia ha preservato piccoli ghiacciai di circo in zone anche al di fuori dei limiti climatici delle nevi. L'evoluzione, ancora in atto, di questi ambienti, permette di osservare in modo continuativo il passaggio dalla morfogenesi glaciale a quella periglaciale e fornisce utili indicazioni sull'esistenza e sulla distribuzione di zone in cui sono presenti condizioni di *permafrost*.

4. IL BACINO DEL VAUZ

4.1. Introduzione

I cambiamenti climatici in atto possono causare significative modifiche agli ambienti e ai processi glaciali, chiaramente visibili e facili da intuire, ma, importanti modificazioni, possono avvenire anche negli ambienti periglaciali, dove possiamo avere importanti mutamenti dei processi geomorfologici che agiscono in essi; attualmente si riscontrano vari casi di questi cambiamenti negli ambienti di alta montagna delle medie latitudini, dove spesso abbiamo presenza di *permafrost* sporadico (Haeberli, 1992), in quanto lo scongelamento riduce sia la presenza di sedimenti congelati che le superfici rocciose interessate dallo stato termico tipicamente di *permafrost* (Matsuoka & Sakai, 1999). Visto che la distribuzione del *permafrost* montano è strettamente legata a quelle zone in cui il bilancio energetico della superficie del suolo è termicamente favorevole, è sufficiente una lieve modificazione, anche locale, del flusso energetico per portare lo scongelamento di zone a *permafrost*, rendendo, di conseguenza, i versanti instabili.

Conseguentemente, comprendere la distribuzione del *permafrost* montano risulta essere fondamentale per prevedere le modificazioni geomorfologiche in questi ambienti.

Inoltre, in questi ambienti, agisce anche spesso l'azione di cicli di gelo e disgelo, che a loro volta ricoprono un ruolo fondamentale nella genesi di morfologie tipiche, in alcuni casi abbiamo ormai solo quest'ultima azione attiva.

Le fluttuazioni giornaliere della temperatura, la composizione ed i caratteri fisici del suolo coprono un ruolo significativo nel controllo dei processi legati ai cicli di gelo e disgelo che possono caratterizzare gli strati superficiali del terreno, come *frost creep*, *needle-ice creep*, soliflusso superficiale ecc. (Washburn, 1979; Williams and Smith, 1989). I movimenti associati ai cicli giornalieri di gelo sono ridotti, ma il tasso cumulato, in alcune aree, può essere considerevole (Matsuoka et al., 1998). Molte morfologie sviluppate in depositi non coesivi sono correlate all'azione dei cicli di gelo, e sono controllate principalmente dall'alternanza di gelo e disgelo; le più comuni sono i suoli poligonali alla piccola scala, lobi di soliflusso (Matsuoka, 2001) e terrazzette.

Vari studi su queste morfologie sono stati condotti in varie aree del mondo, evidenziando il ruolo significativo dei cicli di gelo e disgelo nelle aree periglaciali e marginali ad esse. La presenza di suoli poligonali è ben nota nelle Ande, dove vari autori (Hastenrath, 1977; Pérez, 1987, 1988, 1992a/b; Francou et al., 2001) hanno svolto molti studi.

Perchè si abbia lo sviluppo di suoli poligonali c'è bisogno di un elevato numero di cicli di gelo e disgelo, vari studi mostrano come in ambiente montano tropicale si abbiano condizioni di un numero estremo di cicli di gelo e disgelo (Hastenrath, 1973; Boelhouwers, 1991, 1994; Grab, 1997, 2001). Anche le montagne mediterranee sono degli ambienti favorevoli per lo sviluppo di forme legate all'azione di gelo superficiale; una forte stagionalità delle temperature e delle precipitazioni caratterizzano questi ambienti, in particolare essi presentano stagioni calde secche e stagioni fredde particolarmente umide (Strahler, 1975). Vari studi sono stati condotti in Spagna (Gòmez and Salvador, 1998), Svizzera (Matsuoka et al., 1997, 1998) e Francia (Pissart, 1972, 1973, 1982). Nelle Alpi Giapponesi del sud, Matsuoka (1996, 1998) ha analizzato il ruolo dell'azione del gelo sulla dinamica dei versanti, come anche Sato et al. (1997) ha studiato l'area delle Taisetsu Mountains (Hokkaido, Giappone). Altre aree dove l'azione di questi processi ha un importante ruolo sono le isole subantartiche (Hall, 1979, 1983) ed altre isole sempre delle alte latitudini, come le Faeroe Islands (Humlum and Christiansen, 1998) e le East Falklands (Wilson and Clark, 1991).

Ciò che si riscontra, come effetto degli attuali cambiamenti climatici in atto, in ambienti periglaciali è sicuramente una disattivazione di forme e processi legati all'azione del gelo e modificazioni importanti nella frequenza e nel numero di cicli di gelo e disgelo.

Sulla base dell'esistenza di figure legate a processi di geliflusso che si ritrovano su molti passi dolomitici, alcune di queste in evoluzione ed altre invece fossili, si vuole verificare se le forme presenti tra il Passo Pordoi e l'abitato di Arabba, già studiate da Meneghel (1976), sono ancora associate a processi legati all'azione del gelo o se invece attualmente altri processi sono attivi nell'area. Si sono quindi applicati vari metodi (rilievi geomorfologici, topografici, geofisici e termometrici) per caratterizzare le valli del Vauz e del Provesac prese in esame. Vista la stretta connessione tra i processi che si vogliono indagare e la presenza ed evoluzione della neve al suolo si è anche voluto sperimentare un metodo di misurazione indiretta della copertura nevosa a basso costo.

4.2 Inquadramento geografico dell'area di studio

Il territorio studiato, denominato Bacino del Vauz, si trova ad Est del Passo Pordoi, a Sud del Gruppo di Sella e ad Ovest dei rii che scendono rispettivamente dal Passo di Campolongo e dal Monte Pizac (Rù d'Aurona). L'area di studio appartiene idrograficamente al bacino del Torrente Cordevole, che ha origine presso il Passo Pordoi e presenta un andamento WSW-ENE che limita l'area a Sud. Gli affluenti del Cordevole presentano tutti modesta lunghezza e portata, l'unico torrente di una certa importanza è il Rio Boè (Fig. 76).

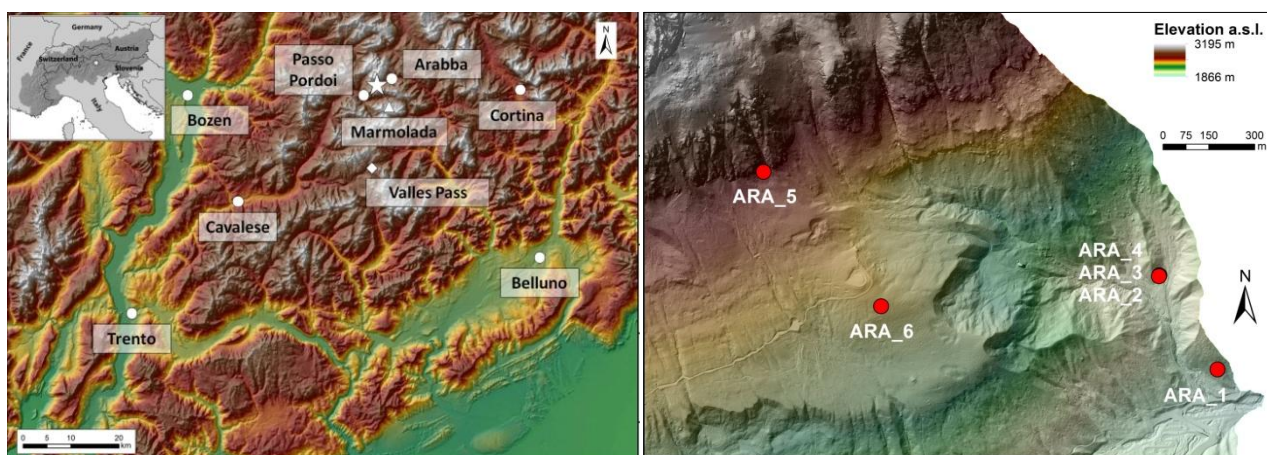


Fig. 76 Localizzazione dell'area di studio (sulla sinistra) e disposizione dei Data Logger (sulla destra). Per maggior dettaglio vedi Allegato 7.

Il clima è quello tipico delle valli alpine, con inverni freddi e secchi ed estati fresche e piovose. Le temperature presentano un minimo in febbraio ed un massimo in luglio. La temperatura media annua dell'aria misurata negli anni 2010, 2011 e 2012 è di 5° per l'abitato di Arabba e di 2.2° per il passo Pordoi. Le precipitazioni totali medie annue (sia nevose che piovose) si aggirano sui 1023 mm ad Arabba, mentre al Passo Pordoi raggiungono mediamente i 971 mm. Il massimo delle precipitazioni si ha in luglio con 140 mm, il minimo in gennaio con 47 mm (Meneghel, 1976).

Le formazioni geologiche più antiche che si ritrovano nell'area di studio sono costituite da calcari gessosi spesso cariatati, da calcari nastriformi marnosi o bituminosi, da arenarie e marne del Permiano sup. e della Formazione di Werfen (Membro di Mazzin, Siusi e dell'Oolite a Gasteropodi). Esse affiorano rispettivamente in corrispondenza del nucleo dell'anticlinale del Soura Sass e in una piccola zona a monte del Plan de la Carpacia (Meneghel & Carton, 2002). La successione scitica è seguita da conglomerati, siltiti e arenarie dell'Anisico appartenenti al Conglomerato di Richthofen. I rapporti stratigrafici con le altre formazioni sono ben visibili al Soura Sass. Stratigraficamente al di sopra si trova la Formazione di Contrin (Anisico), costituita da calcari marnosi ben stratificati e da un banco calcareo-dolomitico massivo.

Quest'ultimo per la sua resistenza crea un paesaggio tipicamente dolomitico, con pareti verticali e detriti di falda (anche a grossi blocchi) al piede; forma pure terrazzi strutturali sulla cui superficie si trovano *Karren* e doline.

4.3 Strumenti e Metodi

4.3.1 Rilievi geomorfologici

Nella zona di interesse è stato eseguito un rilevamento geomorfologico di dettaglio, in quanto la cartografia geologica esistente, e comprendente l'intera area di studio, è il foglio Foglio 028 - La Marmolada della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. La carta geomorfologica pubblicata da Meneghel & Carton (2002) non ha un livello di dettaglio sufficiente per lo studio in oggetto e altre cartografie tematiche (geologiche e geomorfologiche) non ricoprono interamente l'area considerata. Affioramenti delle diverse litologie, forme e depositi quaternari sono stati segnati in campagna sulla carta tecnica regionale (CTR) e in seguito riportati in ambiente G.I.S. (Geographic Information Sistem) con il software ArcGis 10.1 di ESRI. Il rilievo di terreno è stato supportato dall'analisi ed interpretazione di foto aeree. Le foto utilizzate si riferiscono ai voli del 2003, 2006 e del 2009. Per analizzare le forme e i depositi in maniera più chiara è stato utilizzato anche il LiDAR DEM (Light Detection and Ranging *Digital Elevation Model*), reso disponibile dal Dipartimento TESAF. Da tale prodotto sono stati creati vari lumeggiamenti con diversi angoli d'ombreggiatura (45°, 270° e 315°) utilizzando il tool *Spatial Analyst Tools* → *Surface* → *Hillshade* presente in ArcGis. Tramite questo lavoro è stato possibile redigere una dettagliata carta geomorfologica. In fase preliminare è stato inoltre consultato l'archivio di foto aeree della sede del CNR-IRPI di Padova ma non è stato reperito alcun volo utile o corrispondente all'area di interesse: non è stato quindi possibile avvalersi dell'analisi di foto tradizionali mediante stereoscopio ed effettuare confronti multitemporali sui processi di versante. La fotointerpretazione è stata svolta anche considerando la carta geomorfologica della zona pubblicata in Meneghel & Carton (2002), sebbene quest'ultima sia ad una scala più piccola ed in bianco e nero.

4.3.2 Rilievi topografici e geofisici

Nel bacino del Vauz nell'estate del 2011 sono stati collocati alcuni caposalda su grossi massi per verificare l'eventuale loro spostamento e sono stati rilevati tramite GPS. Molti di questi massi nel lato verso valle sono contornati da una "ruga di terreno" che conferisce loro la caratteristica di *masso lavoratore* (*masso scorrente* o *contornato* in Capello, 1960). Nel 2012 sono state effettuate misure topografiche per valutare un eventuale loro spostamento verso valle.

Per valutare l'attività del soliflusso presente anche in aree limitrofe al bacino del Vauz, in località Provesac, sono state effettuate misure di spostamento su di una colata di soliflusso mediante l'uso di tre allineamenti di paletti di legno, posizionati, da Meneghel nel 1972.

Il primo allineamento è stato posizionato in una zona a monte della colata, il secondo poco più a valle del primo ed infine il terzo lungo un transetto a valle della colata.

Meneghel, monitorando questi tre allineamenti fra il 1972 ed il 1975 riscontrò un movimento inferiore alla precisione dello strumento utilizzato per il primo allineamento, un movimento medio di 5 cm/anno per il secondo e un movimento medio di 14 cm/anno per il terzo (Meneghel, 1976).

I medesimi allineamenti furono ricostituiti e monitorati con un teodolite fra il 1997 e il 1998 in occasione della realizzazione di una tesi di laurea (Forcolin, 1999). I tassi di spostamento medi misurati per i tre allineamenti sono stati, in ordine crescente, di 9 cm/anno, 13 cm/anno e 21 cm/anno.

Nel 2010 sono stati ritrovati 4 dei paletti piantati nel 1997 appartenenti al terzo allineamento (paletti Q, R, T, U, con riferimento alla Fig. 77).

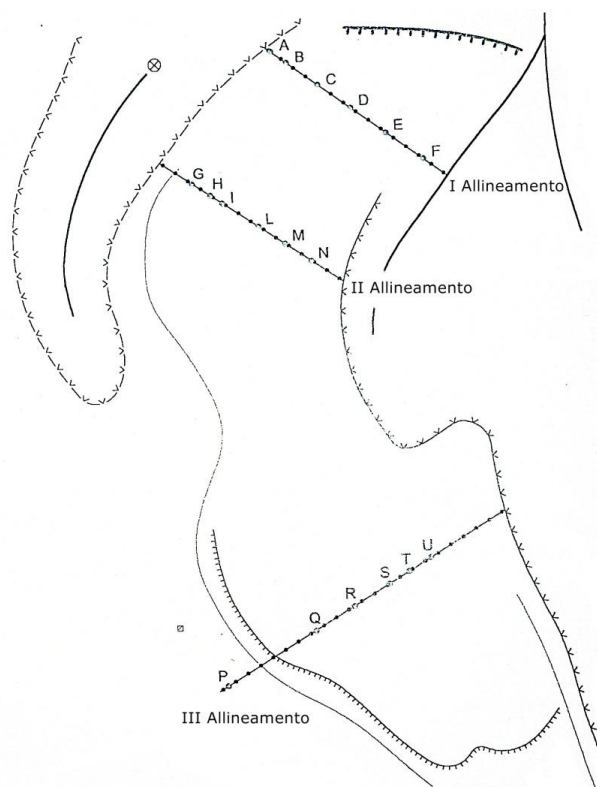


Fig. 77 Disposizione dei paletti monitorati (da Forcolin, 1999).

Per poter proseguire nei prossimi anni con maggior precisione nel monitoraggio, nel luglio 2012 sono stati posizionati 10 ulteriori paletti. La posizione di ciascuno di essi è stata rilevata mediante GPS differenziale.

In particolare le misurazioni sono state eseguite con un geodimetro (Robotic Total Station Trimble 5600 DR200+), nel Provesac, e con una coppia di ricevitori differenziali Trimble R7 GNSS GPS associati all'antenna Zephyr-2 GNSS Geodetic e controllati tramite un Trimble TSC2 Controller al bacino del Vauz. Il geodimetro Trimble 5600 range, utilizzando un prisma, consente un'accuratezza di $\pm 2 \text{ mm} + 2 \text{ ppm}$; l'accuratezza della misura angolare è di $3''$ (1.0 mgon). Sull'asta è stato utilizzato un prisma Trimble RMT 604 Remote Target 360 Degree power. Il sistema GPS supporta sia i segnali GPS L2C e L5 che i segnali GLONASS L1 e L2. I due ricevitori sono stati connessi con un'antenna radio UHF esterna ad alta potenza. Le misurazioni sono state eseguite in modalità RTK (*Real Time Kinematic*). Il punto di stazione di misura è stato invece rilevato in modalità VRS (Virtual Reference Station) utilizzando la rete RTK/NTRIP di Stonex.

Anche in questo caso i rilievi geofisici sono stati eseguiti in collaborazione con il Dott. Aldino Bondesan e l'Istituto di Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste (OGS) nella persona del Dott. Roberto Francese.

Il rilievo geofisico è stato eseguito con lo scopo di comprendere meglio la geometria e lo stato del deposito che costituisce le colate presenti nel fondovalle del Vauz e del bacino limitrofo del Provesac. La tomografia elettrica (ERT) è il metodo scelto a tale scopo, in considerazione delle proprietà dei materiali da indagare.

La strumentazione impiegata per l'esecuzione dei profili di resistività consiste in un georesistivimetro a 48 elettrodi IRIS Syscal R1. Lo strumento è robusto ed affidabile e particolarmente stabile nella ripetitività delle misure. Per l'accoppiamento degli elettrodi non è stato necessario utilizzare particolari cautele in quanto il suolo era generalmente composto di sedimenti coesivi con una relativa abbondanza di matrice fine.

Per tutte le tomografie si è sempre utilizzata la configurazione Wenner in virtù del maggior rapporto segnale rumore. La spaziatura tra gli elettrodi è sempre stata di 2 m.

La distribuzione dei rilievi geofisici è visibile in Fig. 78, e comprende 3 profili ERT nel Vauz, uno longitudinale e due trasversali, e altri 3 profili ERT nel Provesac, tutti trasversali.

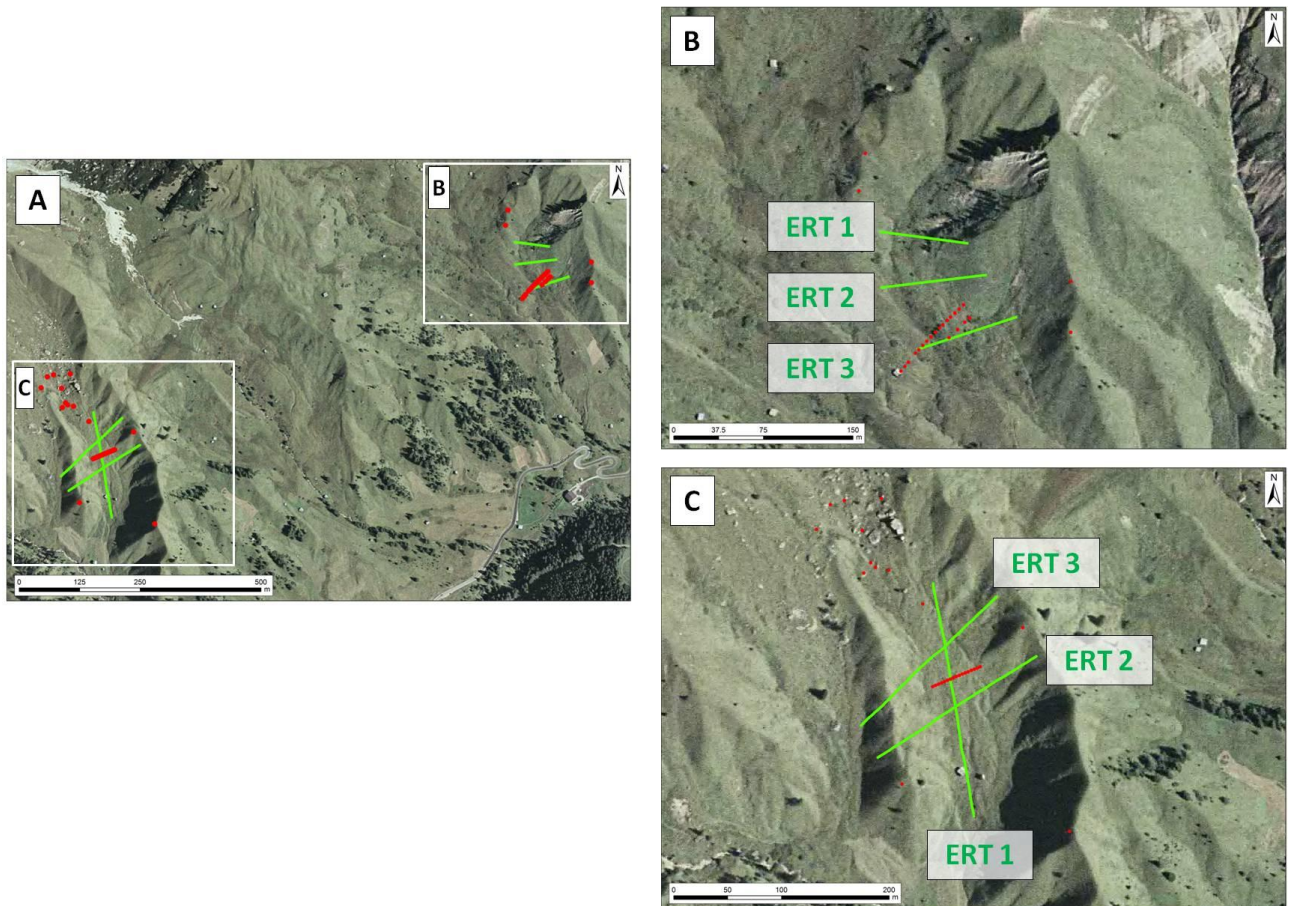


Fig. 78 Localizzazione dei rilievi geofisici e topografici al Provesac (B) ed al Vauz (C). In verde le linee ERT, mentre in rosso sono posizionati i punti relativi ai rilievi topografici.

I dati di resistività sono stati invertiti utilizzando il pacchetto *software* ERTLAB 3D. Il *preprocessing* è consistito nella rimozione del rumore e nell'assegnazione della geometria del terreno. E' stata osservata una rapida convergenza del modello ai dati di terreno durante il processo di inversione, ed il *misfit* risultante è trascurabile.

4.3.3 Rilievi termometrici

Per valutare le condizioni attuali della zona in esame, e l'eventuale presenza di cicli di gelo e disgelo in rapporto alle evidenti forme di soliflusso riscontrate, è di primario interesse conoscere lo stato termico del suolo e la sua evoluzione durante l'anno. L'interpretazione dei dati acquisiti deve essere inoltre integrata con le variazioni di temperatura dell'aria e con lo spessore della coltre nevosa eventualmente presente. Le misure effettuate si riferiscono al Ground Surface Temperature (GST), ovvero alla temperatura del suolo misurata a pochi centimetri di profondità dalla superficie dello stesso. Per l'analisi GST sono stati installati 8 *data logger* (Tinytag TGP 4020) (Fig. 76), i quali sono collegati con una sonda termometrica esterna (PB-5001-1M5) con un range di misurazione che va da -40°C a $+125^{\circ}\text{C}$ (accuratezza di $\pm 0.35^{\circ}\text{C}$, tra i 0°C ed i 65°C , e con una risoluzione di 0.02°C) (Fig. 79). I dispositivi sono stati installati nel novembre 2009 e hanno sempre registrato in maniera continuativa valori orari di temperatura (media, minima e massima). La sonda esterna è posizionata ad una profondità variabile tra 1 e 5 cm.

Le sonde, 6 in totale, sono state disposte in 4 siti posti all'interno del bacino del Vauz (Vedi Tab. 4 e Fig. 76), in un range altimetrico compreso tra i 1874 m e i 2365 m. In particolare il sensore ARA_1 è quello che si trova alla quota inferiore (1874 m), ed è posizionato su di una piccola dorsale in roccia, la sonda termometrica è posta all'interno del suolo, il quale però si presenta poco potente (30 – 40 cm) e con vegetazione erbacea; ARA_2, ARA_3 e ARA_4 sono posizionati all'interno di una vallecchia del Bacino del Vauz, e si trovano al di sopra di un lobo di soliflusso vegetato da specie erbacee, il suolo si presenta molto ben sviluppato e prevalentemente limoso; ARA_5 è il sensore posto a quota 2365 m, a ridosso di pareti verticali in roccia, la sonda è posta in un suolo poco potente, ricco di ghiaia. La sonda termometrica del *data logger* ARA_6 è situata su un pendio poco inclinato, abbondantemente vegetato (Fig. 80 e 81). Nel sito relativo al termometro ARA_4, alle profondità di 25 cm. e 50 cm. sono stati posizionati gli altri due sensori (rispettivamente ARA_3 e ARA_2).

Name DL	Altitude (m)	Slope (°)	Aspect	Depth (cm)	Presence of vegetation
ARA_1	1874	23	S	1	Yes (herbaceous + some trees)
ARA_2	1935	14	SSW	50	Yes (herbaceous)
ARA_3	1935	14	SSW	25	Yes (herbaceous)
ARA_4	1935	14	SSW	5	Yes (herbaceous)
ARA_5	2365	36	S	1	Yes (herbaceous)
ARA_6	2190	11	S	1	Yes (herbaceous)

Tab. 4

Per quel che riguarda i dati relativi alle temperature dell'aria e agli spessori di neve al suolo si è fatto riferimento ai dati forniti dal Centro Valanghe di Arabba (ARPAV) e da Meteotrentino, più precisamente ai dati delle stazioni di Arabba (CVA-ARPAV) e Passo Pordoi (CVA-ARPAV) e al campo neve Belvedere (Meteotrentino). A partire dall'autunno 2011, come descritto successivamente (Cap. 4.4) è stata installata nell'area studiata un'asta neve sperimentale, in modo da ottenere dei dati più locali su temperatura dell'aria, spessore e durata del manto nevoso.



Fig. 79 Data Logger Tinytag TGP 4020 a sinistra, sonda termometrica PB-5001 a destra.



Fig. 80 Sito dei data loggers ARA_5 e ARA_6.



Fig. 81 Dettaglio del logger al sito ARA_5.

Oltre all'osservazione diretta dei dati termometrici è stata calcolata anche la *Mean Annual Ground Surface Temperature* (MAGST), la quale è un parametro che generalmente viene utilizzato per caratterizzare le condizioni termiche del suolo, dipende dalla temperatura media dell'area, ma anche da parametri locali (bilancio di radiazione diretta, durata ed altezza della copertura nevosa e dalle sue caratteristiche).

4.4 Misure sperimentali dell'altezza del manto nevoso

La presenza della copertura nevosa stagionale ha un ruolo essenziale nella determinazione del regime termico del suolo e negli scambi di energia con la superficie del suolo. La neve, infatti, è un ottimo isolante e limita la perdita di calore del terreno, conseguentemente questo si traduce in una temperatura media annua maggiore rispetto a quella dell'aria (Goodrich, 1982; Zhang, 2005). La copertura nevosa (in termini di durata, spessore e persistenza durante l'anno) è considerata come uno dei principali fattori guida dei processi periglaciali in ambiente alpino, ed è anche essenziale nella determinazione della presenza di *permafrost*. Esistono strumenti molto precisi che permettono il monitoraggio della presenza e dell'evoluzione del manto nevoso stagionale (es. stazioni meteo dotate di nivometro sonar), oppure è possibile monitorare il manto nevoso effettuando misure manuali direttamente in situ. Questi metodi hanno costi elevati, richiedono un considerevole sforzo logistico e, negli ambienti alpini, possono esporre l'operatore a notevoli rischi. Per questi motivi, in molti siti alpini, risulta difficile, se non impossibile, effettuare dei rilievi in continuo della copertura nevosa ed è difficile reperire, di conseguenza, informazioni relative a questo importante fattore guida dei processi periglaciali. Danby and Hik (2007) hanno proposto un metodo che prevede l'uso di *data logger* termometrici a basso costo disposti verticalmente su un'asta per monitorare lo spessore della neve al suolo in maniera indiretta, comparando le temperature dell'atmosfera, misurate dai *logger*, con quelle misurate al di sotto della neve. Questo metodo è stato testato e sviluppato ulteriormente in vari siti a *permafrost* da Lewkowicz (2008), il quale conclude che, nonostante alcune limitazioni, il metodo è un buon compromesso visto il basso costo dell'attrezzatura e le difficoltà di ottenere dati comparabili attraverso l'utilizzo di altri metodi (Lewkowicz, 2008). *Logger* simili sono stati usati anche per la misurazione della temperatura della superficie del suolo così da poter stimare la distribuzione, la durata e l'eterogeneità del manto nevoso (Lundquist & Lott, 2008; Schmid et al., 2012), ed anche per il monitoraggio dello spessore della neve ai fini di stimare i deflussi primaverili (Reusser and Zehe, 2010).

Nonostante siano stati riscontrati vari limiti di questo metodo (es. molti sensori già dopo 2 anni di utilizzo vengono persi, risoluzione strettamente legata alla spaziatura dei sensori di temperatura, problemi con spessori di neve al suolo ridotti) si è deciso di utilizzare un approccio simile per misurare la presenza e lo spessore della neve nel Bacino del Vauz, anche perché esistono pochi test di questo metodo in siti alpini, caratterizzati da fattori geografici-climatici (media latitudine, elevati accumuli di neve al suolo, neve generalmente con alto tasso di umidità ecc.) differenti rispetto alle aree di studio in cui il metodo è stato testato precedentemente.

Visto il rischio di perdita di vari sensori, ed i problemi rilevati nel caso di scarsa neve al suolo, sono stati aggiunti, rispetto all'assetto testato da Lewkowicz (2008), dei sensori termometrici che possono registrare anche la luminosità.

Di seguito vengono presentati i dati e i risultati ottenuti durante due stagioni invernali (2011-2012 e 2012-2013), molto differenti tra loro in termini di spessori e presenza di neve al suolo.

- Metodo

Il sistema di monitoraggio è stato posizionato all'interno del Bacino del Vauz, in corrispondenza dei loggers per il monitoraggio della temperatura del suolo ARA_4, ARA_3 e ARA_2, ad una quota di 1935 m. a.s.l., l'area è caratterizzata da una pendenza di 14° ed è esposta a SSW. La vegetazione che ricopre la superficie è di tipo erbaceo. Poco a nord del sito monitorato abbiamo la presenza di un pendio molto ripido che conseguentemente può innescare fenomeni di reptazione nel manto nevoso che lo ricopre. Per realizzare l'asta neve sono stati utilizzati i ThermoChron® iButtons® (Modello DS1921G, Dallas Semiconductor Corporation, USA, precisione = 0.5°C e accuratezza = ±1°C tra i -30 e i +70°C, ± 1.25°C al di fuori di questo range), seguendo le indicazioni suggerite da Lewkowicz (2008) e Reusser and Zehe (2010).

I *logger* sono stati posizionati su un palo di legno (2 m) in assetto verticale, utilizzando gli appositi supporti di plastica forniti dalla ditta produttrice dei logger. Si è optato per l'utilizzo di un palo di legno perché i) a parità di resistenza ha una conducibilità termica inferiore rispetto ad altri materiali (es. plastica o metalli) e ii) è meno soggetto a fulmini/scariche elettriche vaganti che potrebbero influenzare o danneggiare i sensori termometrici (Fig. 82). I sensori sono stati posizionati lungo l'asta ogni 5 cm a partire da 0 cm fino a 100 cm e ogni 10 cm da 100 cm fino a 150 cm. I sensori infissi sul palo sono stati orientati a nord per ridurre l'effetto del riscaldamento sulla neve attorno al palo. L'intervallo di campionamento usato è di 3 ore.



Fig. 82 L'asta sperimentale al Bacino del Vauz (A) e dettaglio del sensore HOBO Pendant® Temperature/Light Data Logger. Per la misurazione della temperatura dell'aria si è invece utilizzato un Tinytag Plus 2 temperature data logger (TGP-4020) connesso alla relativa sonda termometrica (PB-5001-1M5; accuratezza $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$).

All'altezza di 0, 50 e 100 cm sono stati posizionati dei data logger del tipo HOBO Pendant® Temperature/Light Data Logger (Fig. 82b) per avere un ulteriore controllo sulla presenza del manto nevoso dato dalla registrazione dell'intensità di luce che arriva al sensore. Questi sensori sono impermeabili, sono dei logger a due canali con una risoluzione a 10-bit, possono registrare approssimativamente 3.500 dati (modello del sensore a 8k) di temperatura, luminosità e eventi di natura tecnica. I logger possono essere collegati al computer tramite una "base station" dotata di interfaccia USB. La risoluzione del logger è di 0.14°C a 25°C e l'accuratezza è di $\pm 0.53^{\circ}\text{C}$ tra gli 0° ed i 50°C , la misura relativa del livello di luminosità va da 0 a 320.000 lux.

Il costo finale dell'asta neve con l'aggiunta dei sensori HOBO Pendant® Temperature/Light Data Logger 8K - UA-002-08, rimane comunque relativamente basso (< di 800 Euro) considerando il numero di dati ottenibili e confrontando il costo con quello di altri metodi (e.g. misure manuali di altezza neve, nivometri ecc).

I due inverni monitorati hanno avuto condizioni di innevamento molto differenti (Fig. 83). L'inverno 2011-2012 è stato caratterizzato inizialmente da temperature piuttosto miti e da scarse precipitazioni nevose a causa della presenza duratura di situazioni anticicloniche che permangono al suolo. A metà della terza decade di gennaio si è avuto l'unico "episodio invernale", almeno per quanto riguarda le temperature. Dopo quest'ondata di freddo, si è avuto un incredibile contrasto termico, convertendo in pochissimi giorni un clima invernale in condizioni termiche quasi primaverili. L'inverno 2012-2013 si può dividere in tre fasi ben distinte; un inizio freddo e abbastanza nevoso; decisamente più mite e con scarse precipitazioni nella seconda metà di dicembre e fino a metà gennaio, senza eventi nevosi significativi; una terza fase, prolungata fino a tutto il mese di febbraio, fredda e spesso nevosa. Nel complesso si è quindi trattato di un inverno abbastanza freddo, con temperature complessivamente sotto le medie, ma senza ondate di gelo particolarmente intense e durature.



Fig. 83 Situazione di innevamento nel sito di monitoraggio al 29/03/2012 (A) e al 29/03/2013 (B).

- Validazione dei dati

Durante i due inverni sono state eseguite delle misure manuali nei pressi dell'asta neve, si sono eseguite misure di altezza neve (HS), misure di temperatura del manto nevoso (ogni 5 cm) e analisi cristallografica del manto (vedi Fig. 84 e 85). Le osservazioni in situ sono state effettuate il 04/11/2011, il 29/03/2012, il 05/06/2012, il 23/10/2012, l'08/02/2013, il 29/03/2013 ed infine il 12/06/2013. Inoltre altri dati relativi agli spessori del manto nevoso (measured HS) sono stati forniti dal Centro Valanghe di Arabba per la stazione nivometeo di Arabba (2.6 km di distanza dal Bacino del Vauz – coordinate: 46°30'0''N; 11°52'3''E, altitudine: 1645 m s.l.m.) e da Meteotrentino per

quel che riguarda i dati provenienti dal campo neve del Belvedere (3,6 km di distanza dall'area di studio – coordinate: 46°28'5''N; 11°47'5''E, altitudine: 2121 m s.l.m.).

L'interpretazione dei dati derivanti dai sensori iButton si basa sul principio che il sensore coperto dal manto nevoso registra temperature differenti rispetto ad un sensore esposto all'aria (Danby and Hik, 2007; Isaksen et al., 2002). In accordo con Lewkovicz (2008), sono stati interpretati i dati in maniera semi-quantitativa. L'altezza del manto nevoso è stata stimata comparando i valori registrati dai sensori iButton, con i valori di temperatura dell'aria, osservando le differenze tra le temperature registrate dai sensori alle diverse altezze ed esaminando i *trends* di queste.

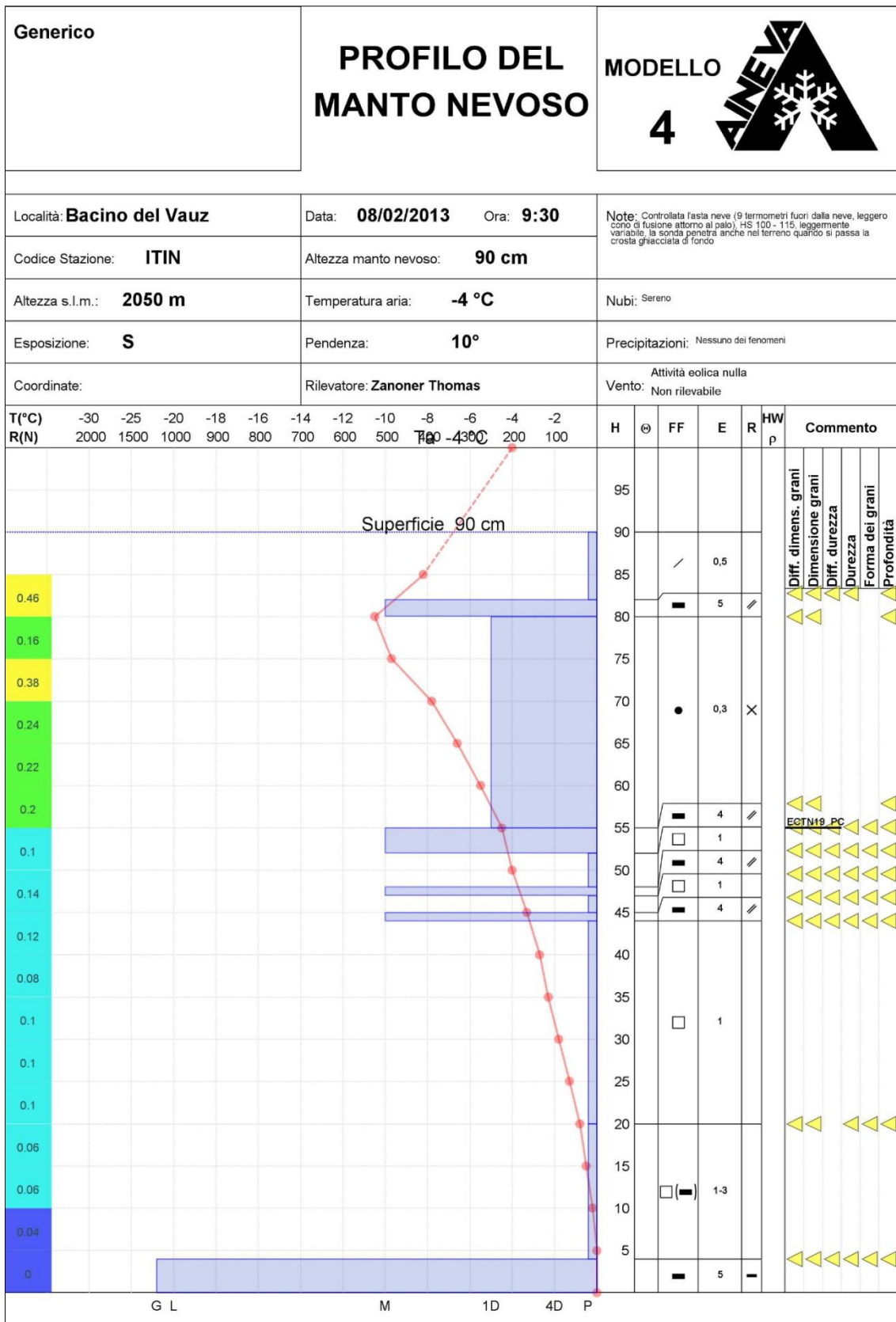


Fig. 84 Profilo nivologico del 8/02/2013.

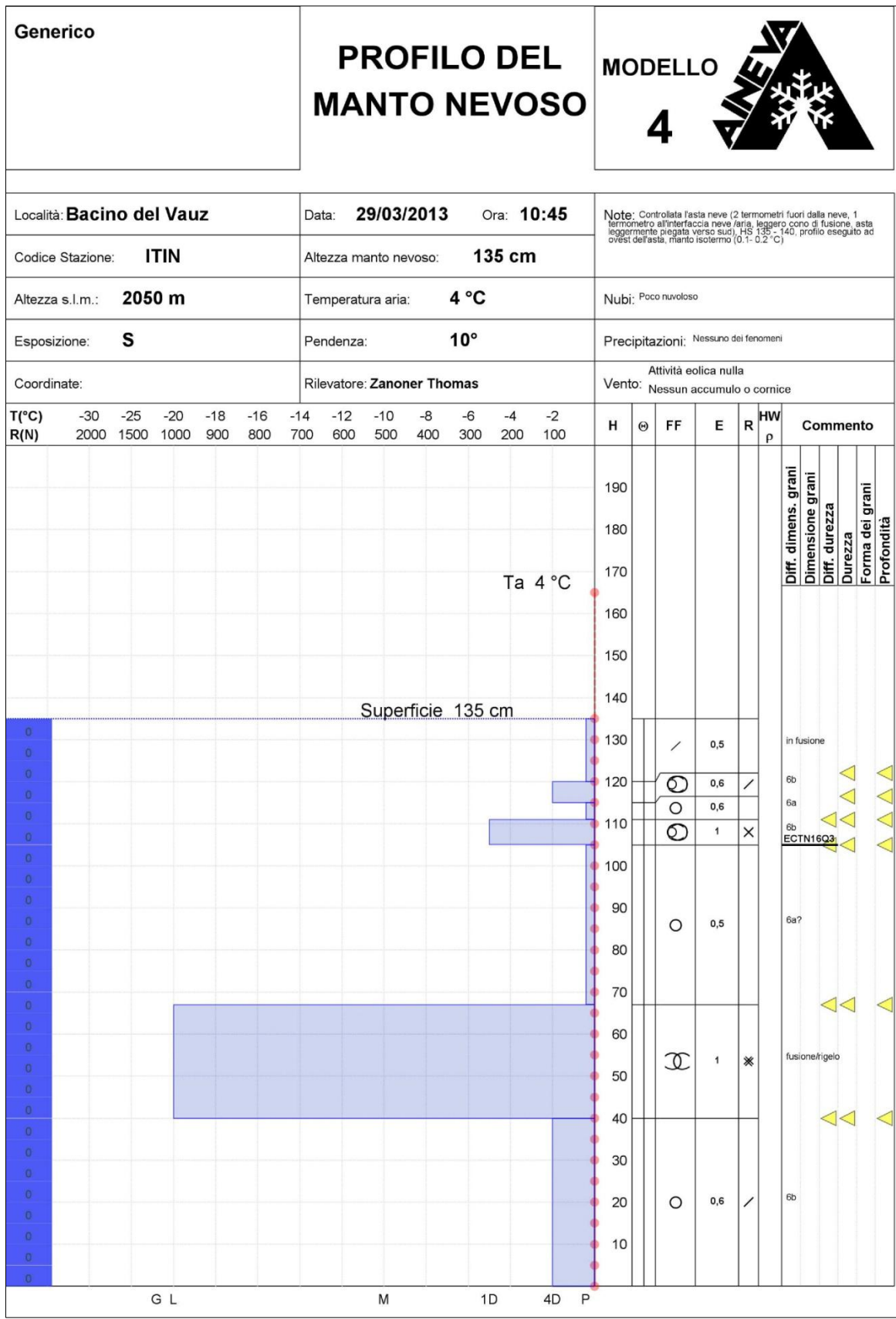


Fig. 85 Profilo nivologico del 29/03/2013.

Dopo aver calcolato la temperature media giornaliera per ogni *iButton* e per il *logger* che registra la temperatura dell'aria, si procede al confronto tra il valore di temperatura dell'aria e i valori registrati alle varie altezze del palo. Quando la temperatura dell'aria è negativa, e si nota un' attenuazione di temperatura ($\geq 2^{\circ}\text{C}$) tra una coppia di sensori *iButton*, e questa attenuazione rimane uguale o incrementa nei sensori sottostanti significa che la neve ha raggiunto uno spessore corrispondente all'alteza a cui è posto il più basso dei due sensori presso i quali si è registrata l'attenuazione di temperatura.

Pertanto *logger* esposti all'atmosfera registreranno temperature inferiori e saranno soggetti a più ampie variazioni giornaliere rispetto ai sensori coperti dalla neve (Lewkovicz, 2008).

Quando la temperature dell'aria è invece positiva, nei periodi autunnali, primaverili o per effetto del riscaldamento operato dalla radiazione solare, i sensori coperti dalla neve registrano una temperatura più bassa rispetto ai sensori scoperti, e conseguentemente risulta possibile stimare l'HS in tali periodi. L'interpretazione del *Temperature/Light Logger data set* è molto semplice ed intuitiva, si basa sul fatto che il manto nevoso schermo la radiazione luminosa, conseguentemente quando abbiamo un drastico calo di luminosità media giornaliera registrata da un sensore rispetto a quello sopra abbiamo la conferma che il manto nevoso ha raggiunto l'altezza del sensore. In questo modo è facilmente valutabile la presenza-assenza di neve in termini di durata. In questo lavoro si è tentato anche di utilizzare i dati di luminosità per quantificare HS in quei periodi in cui il manto nevoso non è sufficientemente spesso da attenuare le oscillazioni della temperatura esterna. Calcolati i valori medi giornalieri di luminosità si sono, in maniera empirica, cercati i decrementi in lux relativi a vari spessori di neve, sfruttando i dati dell'inverno 2012-2013 (dove la neve è abbondante), gli stessi poi si sono applicati all'inverno 2011-2012. Essendo questi data logger più costosi rispetto agli *iButton* si è deciso di metterne solamente tre (0 cm, 50 cm e 100 cm) così da avere un maggior controllo sui dati rilevati dai sensori termometrici.

- Risultati

Nonostante la casa produttrice dichiara che gli *iButtons*, utilizzati in condizioni simili a quelle in cui li abbiamo utilizzati, abbiano una vita operativa maggiore di 8 anni (vedi Dallas Semiconductor, 2008), abbiamo registrato la perdita di un sensore (55 cm) dopo il primo inverno, e di 7 sensori (0, 5, 15, 20, 25, 55 e 70 cm) dopo il secondo. Inoltre alcuni sensori (40, 65 e 75 cm) si sono fermati rispettivamente il 5 maggio 2013, il 16 aprile 2013 e il 14 maggio 2013. Come descritto in Lewkovicz (2008) le perdite maggiori di sensori sono avvenute vicino al suolo (0 – 25 cm), nella porzione in cui si ha maggior permanenza di neve satura. Fortunatamente ai 0 cm abbiamo i dati

misurati dal sensore HOBO Pendant[®] Temperature/Light Data Logger 8K - UA-002-08. Durante gli inverni si è invece avuta la parziale (2011-2012) e la mancata (2012-2013) registrazione dei dati da parte del sensore HOBO Pendant[®] Temperature/Light Data Logger posto a 50 cm.

In Fig. 86 vengono mostrate le due serie temporali di temperature registrate dai sensori iButton messe in relazione con l'HS misurata ad Arabba e al campo neve Belvedere. Osservando i grafici riportati in Fig. 86, vediamo che nel periodo autunnale i vari iButton registrano variazioni di temperatura in linea con i valori di temperatura dell'aria. Questo fino al momento in cui si hanno le prime precipitazioni, e lo si nota per il discostamento che i valori registrati dagli iButton mostrano rispetto ai valori di temperatura dell'aria, valori che nell'inverno 2011-2012 ritornano poi a seguire le variazioni di temperatura dell'aria, a seguito della fusione completa o parziale del manto nevoso anche in pieno inverno, mentre invece nell'inverno 2012-2013 si discostano in maniera più o meno continua per tutto il periodo di stazionamento del manto nevoso al suolo. Al momento della fusione gradualmente tutti gli iButton ritornano a seguire l'andamento della temperatura dell'aria. In Fig. 87 si riportano i valori medi giornalieri di luminosità in confronto con lo spessore di neve interpretato tramite i dati degli iButton, lo spessore di neve interpretato con l'integrazione dei dati di luminosità, le HS misurate ad Arabba, a Belvedere e al Vauz.

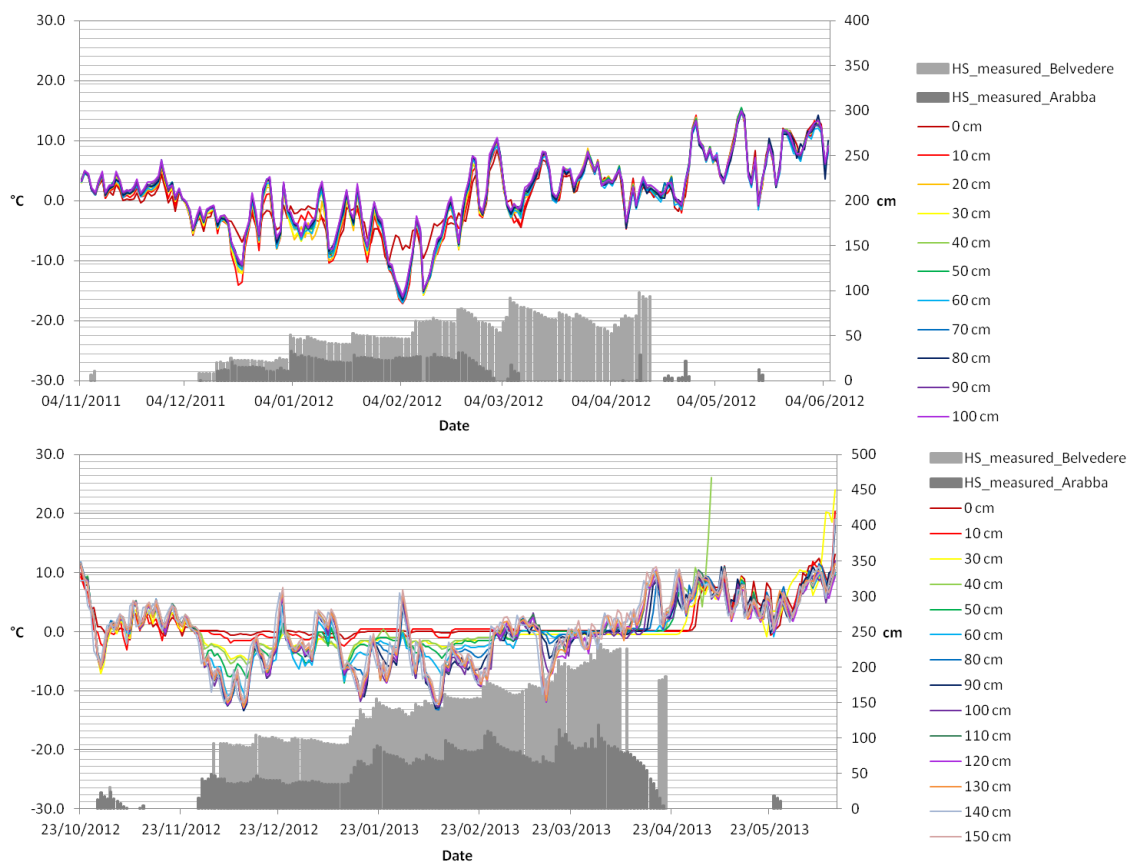


Fig. 86 Serie di temperature registrate dai sensori dell'asta neve nei due inverni monitorati.

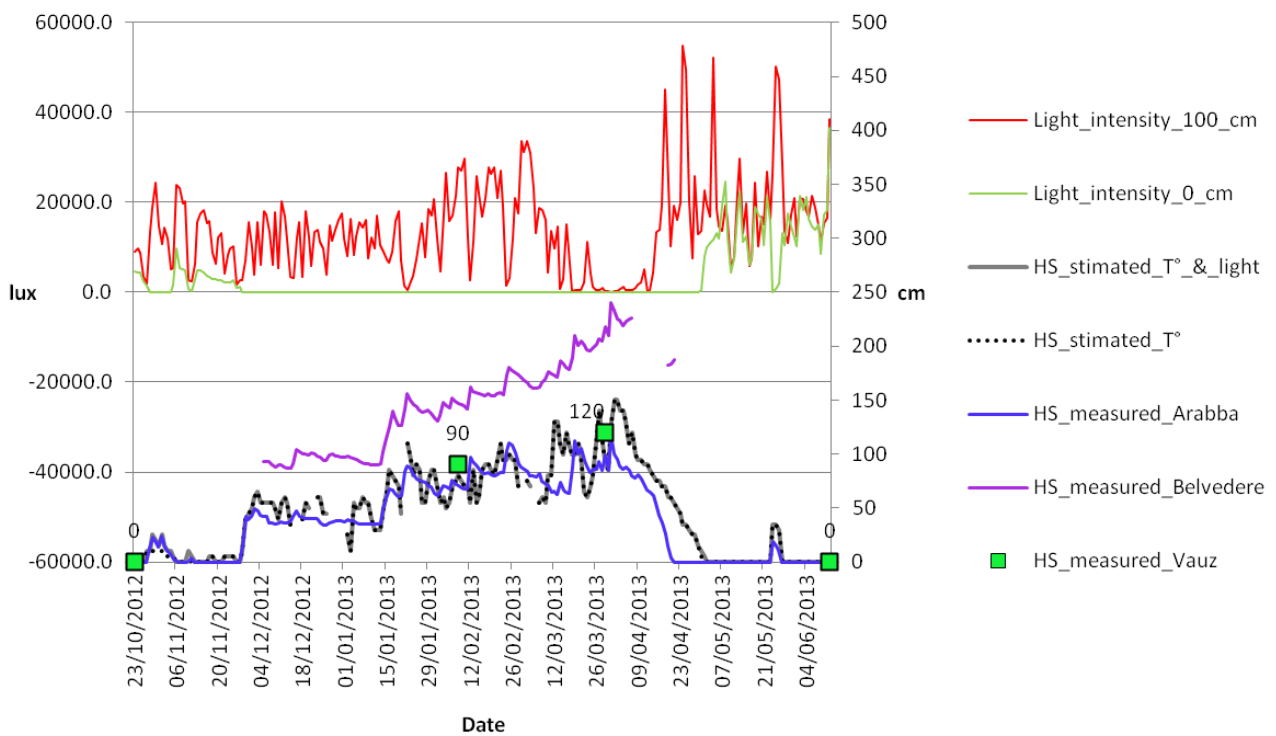
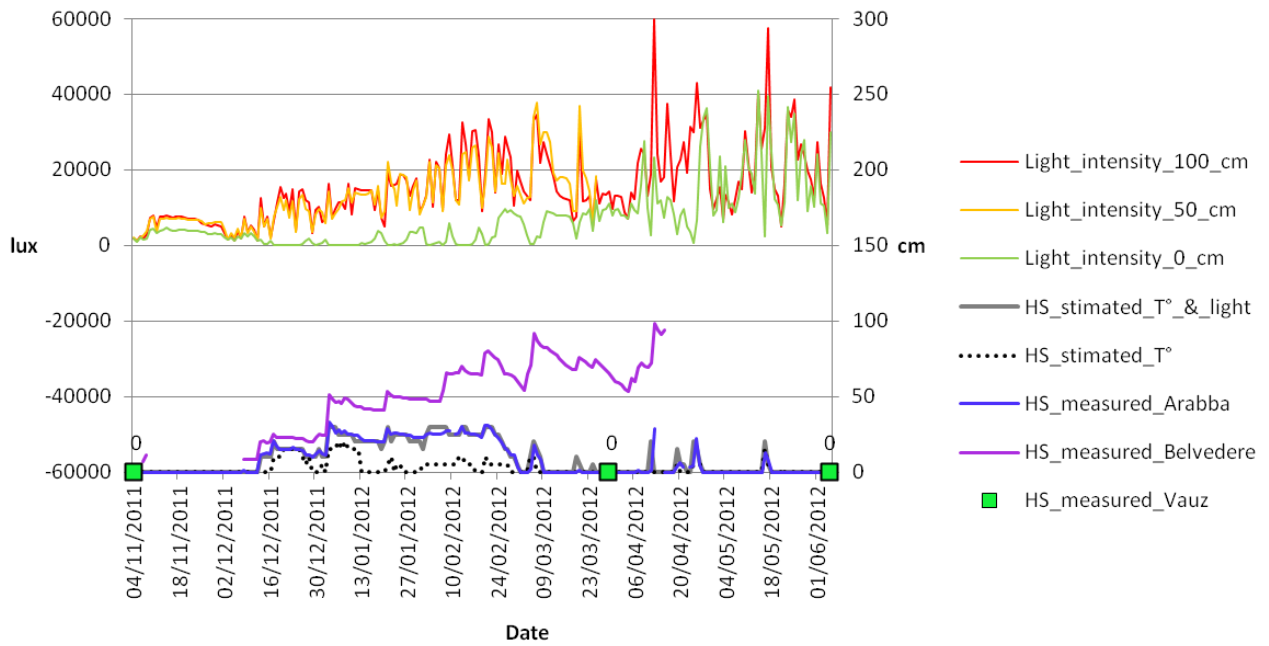


Fig. 87 Altezze del manto nevoso misurate e stimate in relazione con la luminosità registrata.

- Discussione

Interpretando i dati termometrici come sopra descritto si sono riscontrate alcune difficoltà nel determinare il valore degli spessori e, in alcuni casi la presenza/assenza di neve al suolo. In particolare questa difficoltà è emersa per l'intero inverno 2011-2012 e per i periodi con scarsa neve al suolo durante l'inverno 2012-2013, questo problema viene riscontrato anche in Reusser and Zehe, 2010. Quello che emerge dalla Fig. 87 è la perfetta corrispondenza tra presenza del manto nevoso al suolo e registrazione di valori molto bassi o nulli di luminosità da parte dei Temperature/Light Data Logger. In particolare questi dati permettono di avere una maggior certezza della presenza di neve al suolo quando questa non supera i 30 cm (spessore minimo necessario per isolare termicamente il suolo). Numerosi studi hanno infatti evidenziato che il manto nevoso stagionale ha un'importante azione isolante. In particolare un manto nevoso di sufficiente spessore (30 cm), accumulatosi presto nella stagione invernale è in grado di impedire il congelamento del suolo, indipendentemente dalla temperatura dell'aria (Brooks et al., 1995; Brooks e Williams, 1999; Shanley e Chalmers, 1999). La capacità di isolamento dipende anche dalla densità della neve (Freppaz et al., 2001; Piccini & Freppaz, 2003), il che ci fa capire che nel caso di inverni poco nevosi (es. 2011-2012) o in periodi invernali in cui non si hanno abbondanti nevicate e di conseguenza spessori del manto nevoso scarsi (inferiori ai 30 cm) non è facile interpretare la presenza di neve al suolo con i soli dati degli iButton, e conseguentemente l'utilizzo di Temperature/Light Data Logger può aiutare a capire meglio la situazione neve al suolo e ad integrare-correggere l'HS stimata. Ovviamente come per gli iButton la risoluzione ottenibile con i sensori di luminosità dipende dalla loro spaziatura. Nel nostro caso, non avendo bisogno di una elevata precisione in termini di spessore, ma essendo più importante la permanenza al suolo della neve in termini di tempo, la spaziatura 0, 50 e 100 risulta essere sufficiente per ottenere informazioni sull'effetto che la temperatura dell'aria ha sullo stato termico del suolo. Un altro dato che abbiamo utilizzato per verificare l'attendibilità del metodo sono i dati di measured HS, misurata giornalmente ai due campi neve. Confrontando le measured HS con i valori HS stimati emerge che nell'inverno 2011-2012, inverno con quantitativi ridotti di neve, l'HS stimata risponde bene dal punto di vista temporale (coincidono bene gli incrementi e le diminuzioni di spessore e la durata del manto al suolo), rimane invece il dubbio sul valore di HS. Quando invece abbiamo inverni nevosi (2012-2013) il problema rilevato precedentemente lo si ha solamente quando gli spessori sono al di sotto dei 30 cm. Mentre come si vede da Fig. 87, quando abbiamo spessori superiori ai 30 cm possiamo ritenere il valore di HS stimato attendibile (vedi anche misure dirette eseguite al Vauz). Per risolvere quindi il problema sopra descritto, se ai fini dello studio risulta essere importante discriminare anche spessori inferiori ai 30 cm, si può migliorare l'acquisizione dei dati

posizionando ulteriori sensori Temperature/Light Data Logger nell'intervallo 0 - 30 cm. Nell'inverno 2011-2012 si riscontrano valori massimi di HS nei primi giorni di gennaio (circa 20 cm), mentre i valori massimi di HS per l'inverno 2012-2013 si registrano nei primi giorni di aprile (150 cm). La durata del manto nevoso al suolo massima per l'inverno 2011-2012 è difficile da stimare con i soli dati termometrici in quanto spesso abbiamo spessori inferiori ai 30 cm, mentre se analizziamo i dati relativi al Temperature/Light Data Logger posto a 0 cm, riusciamo a sapere con precisione i periodi di stazionamento di neve al suolo. Il problema è relativo solo a brevi periodi nell'inverno 2012-2013, dove abbiamo un'ottima corrispondenza tra valori di luminosità e valori stimati di HS. Tutte le considerazioni sono poi validate, in parte con le osservazioni dirette, ma soprattutto abbiamo un'ottima corrispondenza con le misure effettuate nei due campi neve vicini all'area di studio (Fig. 87).

La perdita di molti sensori durante il secondo inverno crea un notevole problema alla validità del metodo, in parte l'utilizzo dei sensori HOBO Pendant[®]Temperature/Light Data Logger possono sopperire a questo problema, pur aumentando il costo del sistema di monitoraggio.

- Conclusioni

E' stato testato in ambiente alpino il metodo proposto da Danby and Hik (2007), e utilizzato in ambiente artico da Lewkovicz (2008), di utilizzare dei sensori termometrici a basso costo, disposti in assetto verticale, per monitorare l'evoluzione di HS durante l'inverno. Come già visto da Lewkovicz (2008) il metodo è funzionante ed effettivamente a basso costo, permette così di ottenere informazioni sull'altezza del manto nevoso e sull'evoluzione di questo anche in siti remoti, però si è riscontrato un grosso limite, ossia la durata della strumentazione (inferiore a 2 anni), questo limite probabilmente è legato al fatto che in ambiente alpino abbiamo neve più umida e conseguentemente i sensori ne risentono notevolmente. Abbiamo testato anche i sensori HOBO Pendant[®]Temperature/Light Data Logger 8K - UA-002-08, una tipologia di sensore più costosa, ma che permette di avere dei dati aggiuntivi di luminosità. Con l'accoppiamento al metodo "tradizionale" di questi sensori, a varie altezze e in particolare nell'intervallo 0 - 30 cm, risulta possibile monitorare in maniera migliore i periodi a scarso innevamento e gli inverni poco nevosi, pur mantenendo relativamente bassi i costi della strumentazione utilizzata.

Il metodo di misurazione dell'altezza del manto nevoso qui sperimentato non fornisce certamente dati quantitativi esatti e paragonabili a quelli raccolti dai tradizionali sensori montati nei "campi neve". Per studi di dettaglio sul comportamento termico del suolo è d'altra parte stato sperimentato che servono dati di topoclimatologia e che le informazioni desunte dalle stazioni meteorologiche

ufficiali possono non rispecchiare esattamente le condizioni nei vari contesti geografici. Ciò è fondamentalmente legato all'influenza dell'orografia, della quota e dell'esposizione. Solo la raccolta di dati "in loco" può quindi dare risultati attendibili. La permanenza al suolo del manto nevoso ed il suo spessore (non tanto quello cumulato ma quello effettivo) sono i due parametri climatici più importanti oltre alla temperatura, ai fini della conoscenza della temperatura del terreno. Ci sono poi spessori critici al di sopra ed al di sotto dei quali non è necessario conoscere l'esatta altezza del manto nevoso. Il punto più vulnerabile del metodo qui testato è rappresentato dalla affidabilità degli iButton utilizzati, ma vale la pena proseguire la sperimentazione concentrandosi sui risultati forniti dai sensori di luminosità. Se si riuscirà a trovare una relazione tra luminosità e spessore del manto nevoso, si potrà ridurre il numero di sensori iButton lungo il palo sostituendoli con altri un po' più costosi ma probabilmente più affidabili. Il monitoraggio continuo dell'altezza neve lungo tutta l'asta potrà quindi esser effettuato solo con i sensori modello HOBO Pendant@Temperature/Light Data Logger 8K - UA-002-08, utilizzando i sensori di temperatura iButton esclusivamente intorno all'intervallo di spessore critico. Per testare le variazioni di luminosità in funzione non solo dello spessore ma anche della densità della neve, sono state realizzate e messe in esercizio nell'inverno 2013-2014 altre tre aste neve collocate in differenti ambienti e a quote diverse.

4.5 Risultati

4.5.1 Carta Geomorfologica dell'Alto bacino del Cordevole

La descrizione delle formazioni geologiche che segue è stata desunta dal fascicolo del progetto CARG “*La pericolosità geologica per instabilità dei versanti nell’Alta Val Cordevole*” (2007), dai lavori di Nangeroni, 1938, Meneghel, 1976 e di Meneghel & Carton, 2002 ed infine dal Foglio 028 della Carta Geologica d’Italia “*La Marmolada*”.

- Formazione di Wengen: appartenente al Ladinico superiore (Triassico medio), è tipicamente formata da una rilevante frazione vulcano-detritica di taglia da conglomeratica ad arenacea: nella parte inferiore prevalgono tufiti ialoclastiche turbiditiche a chimismo latit-andesitico, parzialmente albitizzate, mentre nella parte superiore prevalgono invece depositi turbiditici di natura carbonatico-vulcanica. Questa formazione deriva dallo smantellamento delle strutture vulcaniche triassiche e tipicamente presenta facies di flysch. Al tetto di questa formazione è presente il conglomerato della Marmolada, costituito da conglomerati e paraconglomerati a clasti vulcanici ben arrotondati. Il passaggio dalla Formazione di Wengen alla superiore Formazione di San Cassiano è segnato da una progressiva diminuzione della componente terrigena, sostituita da un maggiore apporto di componente carbonatica.
- Formazione di San Cassiano: depostasi in bacino fra il Ladinico superiore ed il Carnico inferiore, è composta da un’alternanza di strati calcareo-argilloso-arenacei alternati a livelli tufacei fittamente stratificati. Gli strati calcareo-argilloso-arenacei, i più potenti della formazione, raramente superano il metro e solitamente presentano spessori di pochi decimetri. All’interno di questi strati è possibile individuare blocchi di calcare, informalmente designati con il nome di Calcari di Cipit, interpretati come blocchi calcarei staccatisi dalla sovrastante barriera corallina, scivolati o franati dalle piattaforme nel bacino. Frequentemente gli strati di questa formazione presentano facies flyschoidi. La formazione di San Cassiano va a costituire il substrato del pendio digradante verso il Cordevole; la sua particolare composizione e la fitta stratificazione la rendono particolarmente suscettibile alla degradazione dovuta a fenomeni di gelo e disgelo, variazioni di umidità e all’azione meccanica di apparati radicali: si vanno così a costituire, per alterazione, suoli ricchi in argilla su cui si imposteranno i fenomeni di *creep* descritti in seguito. Nella carta geomorfologica tale formazione è iscritta all’interno del complesso argilloso– tufaceo.

- Dolomia dello Sciliar superiore: costituita da dolomie massicce, granulari, porose e chiare del Carnico inferiore, è il corrispettivo di piattaforma della Formazione di San Cassiano e a questa è interdigitata; costituisce la base del gruppo del Sella. Il contatto tra la Formazione di San Cassiano e la Dolomia dello Sciliar (dolomie massicce del Carnico inferiore) crea un inasprimento di pendenza, dovuto alla maggiore resistenza offerta da questa litologia nei confronti dei processi erosivi. Nella carta geomorfologica tale formazione è iscritta all'interno del complesso calcareo – dolomitico.
- Formazione di Raibl (Auctorum): è formata da marne ed argille rosse e gialle, calcari marnosi, calcari bituminosi, dolomie e areniti calcaree e dolomitiche deposti del Carnico superiore. La formazione di Raibl, grazie alla sua composizione suscettibile all'erosione, va a costituire la caratteristica cengia che attraversa il gruppo del Sella.
- Dolomia Principale: depostati fra il Carnico superiore ed il Norico, è costituita da calcari dolomitici e dolomie microcristalline da grigie a biancastre, in facies di piattaforma interna e spesso organizzate in cicli peritidali, costituiti da micriti e packstone-wackestone nella porzione inferiore e da lamine stromatolitiche in quella superiore. Questa formazione va a costituire le pareti verticali del rilievo.
- Strutture tettoniche: la struttura principale è l'anticlinale del Soura Sass, il cui asse segue grosso modo la direzione del torrente Cordevole (ENE – WSW) ed è inclinato verso ovest; gli strati all'interno della zona presa in esame immergono infatti debolmente verso sud e sono quindi a franapoggio (Meneghel & Carton, 2002; Foglio 028 “*La Marmolada*”). Il fianco nord di questa anticlinale è interessato dalla linea di Livinè, un piano di movimento debolmente inclinato verso NE che ha portato localmente al raddoppiamento della serie affiorante: è questo il caso del Piz Boè, la cui cima è costituita da un *klippe* di Dolomia Principale.

L'attuale morfogenesi è regolata dalla forza di gravità e dall'azione delle acque correnti superficiali e sub superficiali. Sono attivi anche processi crionivali, specie nelle parti più elevate del bacino, dovuti alla presenza della neve ed alla ciclicità della temperature, in alcuni periodi dell'anno, al di sopra ed al di sotto degli 0° C.

Per quanto riguarda le forme legate alla gravità sono stati individuati:

- Coni e falde detritiche, originati rispettivamente da incisioni all'interno del gruppo del Sella e ai piedi di pareti rocciose. Queste forme interessano principalmente litologie dolomitiche e calcaree (Dolomia dello Sciliar, Dolomia Principale) e sono tipicamente costituite da blocchi eterometrici a spigoli vivi con dimensioni crescenti verso le basi degli accumuli e con angolo di riposo compreso fra i 30° e i 35°. Coni di tipo misto sono originati dall'interazione di queste forme con fenomeni di trasporto dovuti a flussi turbolenti d'acqua o dall'apporto detritico connesso all'attività valanghiva.
- Accumuli di frana, costituiti da blocchi di grandi dimensioni che interessano principalmente le litologie calcareo-dolomitiche; talvolta si rinvengono accumuli di frana in posizione distale rispetto agli affioramenti della medesima litologia, il che può indicare una qualche forma di trasporto, quasi sicuramente ascrivibile a veicolazione all'interno di colate. Nell'area in esame sono distinguibili: frane di crollo, dovute all'improvviso distacco di masse rocciose da pareti ripide-subverticali e smottamenti, fenomeni di distacco di porzioni di terreno che interessano suoli argillosi ed incoerenti formatisi principalmente dal disfacimento della Formazione di San Cassiano.
- Soliflusso: Fenomeno predominante in tutta la zona, dovuto all'imbibizione di suoli ricchi in limo ed argilla; è riconoscibile in colate incanalate in vallecole scavate nel substrato roccioso o, più frequentemente, in una movimentazione diffusa del suolo con lobi più o meno marcati. Frequentemente il soliflusso è evidenziato anche da lacerazioni della cotica erbosa (Fig. 88) e da vegetazione diversa rispetto a quella dei terreni circostanti.



Fig. 88 Lacerazioni della cotica erbosa nel bacino del Vauz.

Le zone in cui la cotica erbosa viene interrotta, mostrano, localmente, un accentuato degrado del versante dovuto ad una più facile percolazione delle acque di fusione della neve nel sottosuolo. In corrispondenza di lineamenti di cresta viene a determinarsi una morfologia che ricorda quella calanchiva. Il movimento di queste colate di suolo sembra essere lento e alcune forme appaiono inattive. Misure di velocità effettuate da Meneghel (1976) su di un lobo in località Provesac hanno evidenziato una velocità di spostamento fino a 29 cm l'anno. La velocità mediamente è più elevata in corrispondenza del fronte della colata mentre è quasi nulla all'origine della colata: ciò può essere spiegato dal fatto che la colata è alimentata non solo dai sedimenti provenienti dalla sua testata, ma anche dal contributo dei versanti laterali, determinando così un aumento di materiale verso valle. Il riempimento del fondo della vallecola del Provesac è, per evidenze morfologiche, attribuibile a fenomeni di soliflusso, e ciò porta alla considerazione che in passato tale fenomeno debba essere stato molto più diffuso rispetto all'attuale. Le colate osservabili potrebbero essersi formate in presenza di permafrost, il quale avrebbe garantito la saturazione della porzione superficiale del suolo e, sfavorendo la vegetazione, avrebbe incentivato un movimento più rapido del terreno superficiale (Meneghel, 1976). Si può quindi formulare l'ipotesi che le forme di soliflusso osservate siano coeve ad altri fenomeni crionivali presenti nella zona alla medesima altitudine, quali i suoli poligonali (Fig. 89) presenti a sud dell'Ossario del Pordoi, formatisi, secondo Kelletat & Gassert (1974), nel Dryas III.



Fig. 89 Suoli poligonali messi in risalto dalla neve.

- Per quanto riguarda le forme dovute al dilavamento sono stati individuati: *rill erosion*, o erosione a rivoli, dovuta ad una prima organizzazione delle acque superficiali le quali vanno ad incidere aree scarsamente o non inerbite; *gully erosion*, o erosione a solchi, simile all'erosione a rivoli ma di maggiore entità. L'erosione è più accentuata e i canali scavati tendono ad allungarsi e ramificarsi. Sul *talweg* si ha roccia da subaffiorante ad affiorante.

Tutte le forme qui descritte sono state rappresentate nella carta geomorfologica (Allegato 6) alla scala 1:10.000, che rappresenta, come anche nelle altre aree di studio, il punto di partenza per le varie analisi e studi. La carta prodotta, non risponde completamente ai criteri del GRUPPO NAZIONALE GEOGRAFIA FISICA E GEOMORFOLOGIA CNR (Geomorphological research in the upper Val di Pejo (Cevedale Group, Central Alps, Italy)), in quanto redatta come strumento di ricerca e non con lo scopo di pubblicazione.

Nella carta geomorfologica in oggetto le formazioni geologiche sono state accorpate a seconda del loro comportamento agli agenti del modellamento: in particolare sono state distinte nei complessi argilloso-tufaceo e calcareo-dolomitico; nel primo è compresa la formazione di San Cassiano mentre nel secondo è compresa la Dolomia dello Sciliar superiore.

4.5.2 Risultati dei rilievi topografici e geofisici

Il rilievo topografico dei caposaldi posizionati verso la testata del bacino del Vauz ha messo in evidenza, in questa prima serie di osservazioni, una completa assenza di movimento, mentre invece i punti monitorati nel bacino del Provesac (1997 – 1998) hanno registrato uno spostamento medio totale, per l'intervallo di tempo 1997 - 2010, di 2.5 m, corrispondente, ad un movimento medio di 21cm/anno, perfettamente congruente con le misure effettuate da Forcolin nel periodo 1997-98 (Tab. 5).

Monitoraggio	I Allineamento	II Allineamento	III Allineamento
1972/1975	/	5cm/anno	14cm/anno
1997/1998	9cm/anno	13cm/anno	21cm/anno
1997/2010	/	/	21cm/anno

Tab. 5

I dati elettrici sono risultati di buona qualità con valori nel complesso scarsamente devianti (Fig. 90) sia in senso orizzontale che in senso verticale.

I valori di resistività apparente sono stati analizzati effettuando una pre-elaborazione statistica per identificare eventuali valori anomali da rimuovere dall'insieme prima dell'inversione e per l'inserimento delle geometrie. Tali valori sono stati quindi filtrati in modo blando così da ridurre gli artifatti numerici causati dai forti gradienti. Le linee sono state quindi invertite bidimensionalmente utilizzando l'algoritmo "Occam" con il programma ErtLab3D.

Le geometrie delle due colate (sia quella presente nel bacino del Vauz che quella del Provesac) sono state ben evidenziate dal rilievo ERT, mostrano valori di resistività differenti da quelli restituiti dal substrato. Differenti, in termini di resistività, sono anche le due colate indagate (Fig. 91). Il range di resistività, nel profilo 2D derivante dalla tomografia elettrica della colata del Vauz, varia tra i 50 Kohm*m e più di 100 Kohm*m all'interno della colata stessa. Mentre i valori relativi alla colata presente al Provesac sono compresi in un range di resistività di 5 Kohm*m e 30 Kohm*m.

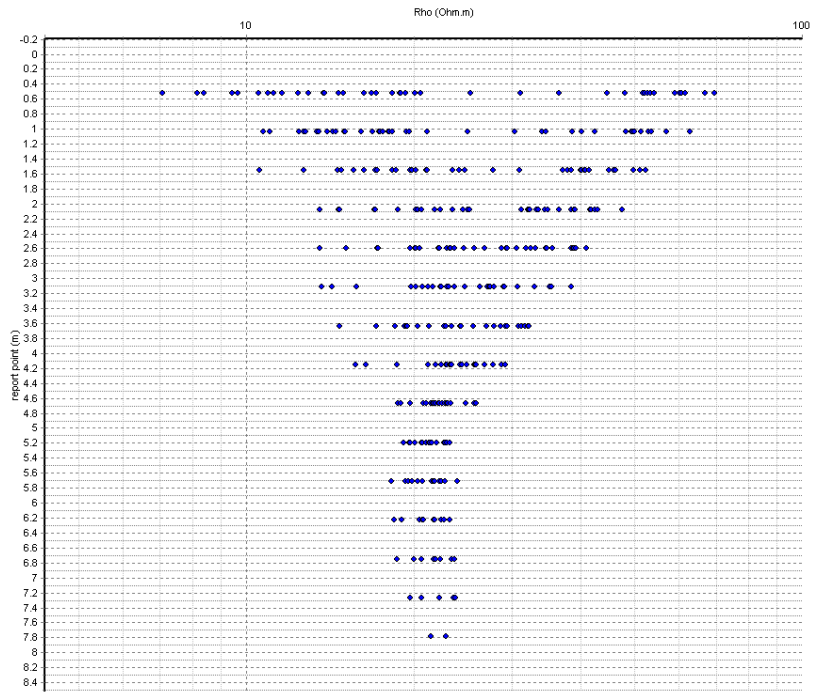


Fig. 90 Distribuzione dei valori di resistività apparente nei 15 livelli di misura.

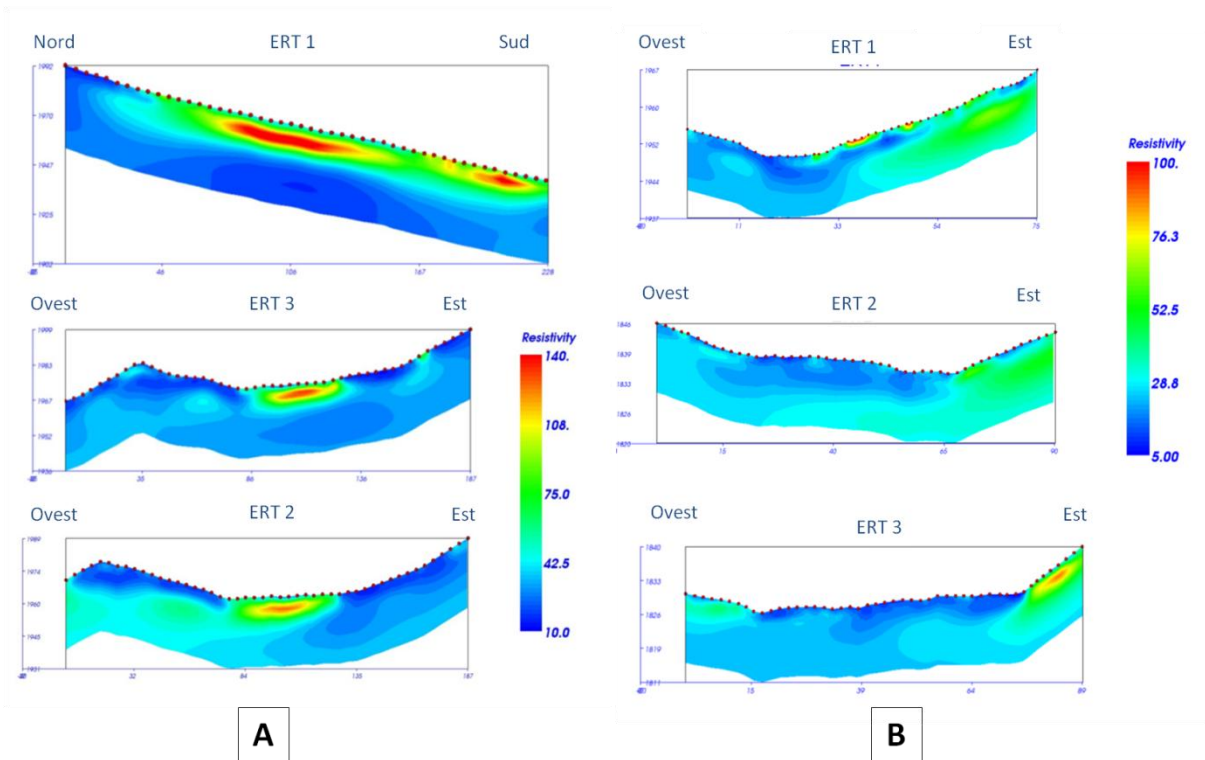


Fig. 91 Profili ERT risultati dalle indagini geoelettriche eseguite al Vauz (A) e al Provesac (B).

4.5.3 Risultati dei rilievi termometrici

Un primo grafico risultante dall'elaborazione dei dati termometrici è quello derivante dalle temperature medie giornaliere dei termometri ARA_1, ARA_4, ARA_6 e ARA_5 posti rispettivamente, come già detto, a quote via via maggiori (Fig. 92). Si può notare come ad inizio dei periodi autunnali, l'andamento delle temperature del suolo risentano delle temperature atmosferiche in mancanza di copertura nevosa, quando poi si hanno le prime nevicate, con conseguente permanenza di neve al suolo, le temperature esterne non hanno più alcuna influenza sulle temperature del suolo, e queste tendono ad un valore unico di temperatura per tutti i siti monitorati. Questo andamento indipendente dalle temperature esterne permane finchè la copertura nevosa non inizia a fondere; in questa situazione, si nota un abbassamento delle temperature del terreno causato dall'acqua di fusione percolante. Con la completa fusione della copertura nivale le temperature del suolo risentono nuovamente delle oscillazioni di temperatura esterna. In generale gli andamenti termometrici del suolo relativi ai siti monitorati presenti nel bacino del Vauz seguono questo schema "generale".

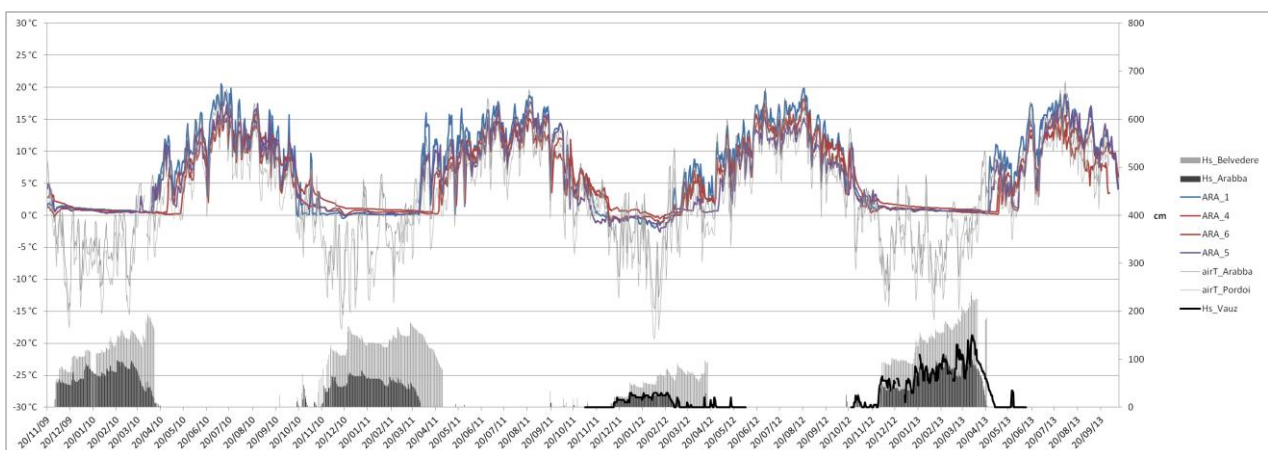


Fig. 92 Regimi termici dei DL ARA_1, ARA_4, ARA_5 e ARA_6. Vedi Allegato 8 per maggior dettaglio.

Altro grafico importante e ricco di informazioni è quello relativo ai dati dei termometri posti a diverse profondità, ossia ai termometri ARA_4, ARA_3 e ARA_2 (Fig. 93); tale grafico fa notare bene l'attenuazione dell'onda termica sia positiva che negativa con l'aumentare della profondità d'indagine. I vari cicli termici si risentono bene alla profondità di 5 cm mentre si ha già un certo "smorzamento" alla profondità di 25 cm, in mancanza di copertura nevosa, quindi nei periodi autunnali e tardo primaverili. Durante il periodo invernale, con presenza di manto nevoso, si nota la tendenza anche in questo caso ad un valore unico di temperatura, con alcune eccezioni che anche in questo verranno successivamente discusse.

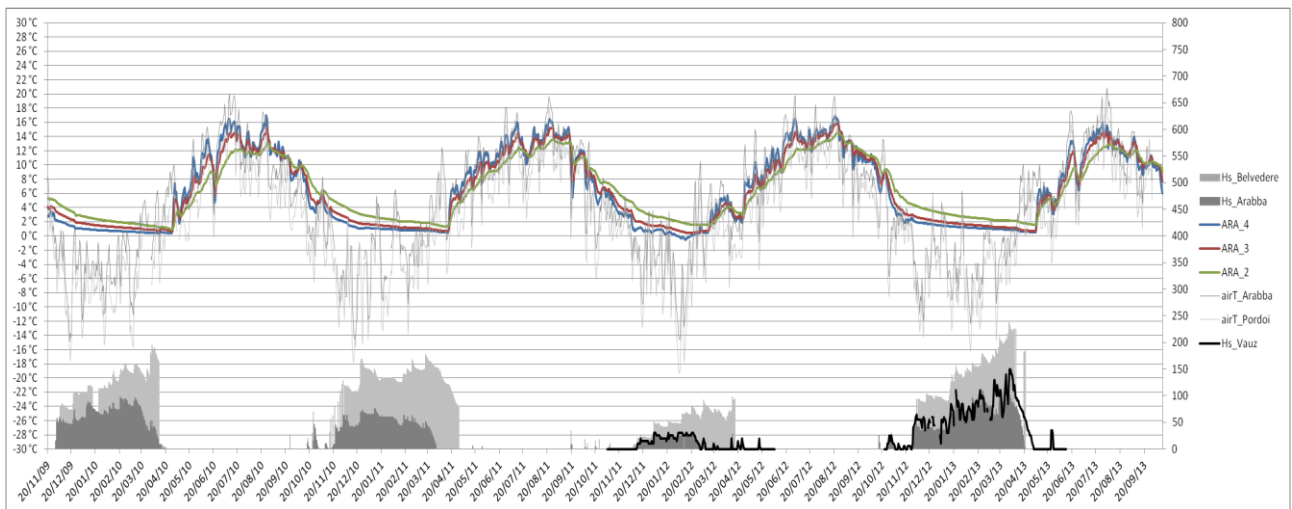


Fig. 93 Regimi termici dei DL ARA_2, ARA_3 e ARA_4. Vedi Allegato 9 per maggior dettaglio.

Nei quattro anni monitorati, la MAGST (calcolata solo per 2009-2010, 2010-2011 e 2011-2012 per il periodo 20 novembre – 19 novembre dell'anno successivo) mostra valori superiori ai 0°C in tutti i siti. Le temperature maggiori sono state registrate nell'anno idrologico 2011-2012: il range è infatti compreso tra i 4.9 (ARA_5) e i 7.2°C (ARA_1), anche se non c'è una grossa differenza con le temperature registrate nell'anno precedente. La variabilità registrata dei valori di MAGST è ben correlabile alla temperatura media annua dell'aria (MAAT – Tab. 7), solo il sito ARA_5, durante l'anno 2011-2012 si discosta da questa buona correlazione, registrando un dato in netto contrasto con gli altri (vedi Tab. 6 e Fig. 94), probabilmente questo è spiegabile considerando i dati di neve al suolo (si ricorda infatti che l'anno 2011-2012 è stato molto poco nevoso) e l'assetto del pendio relativo al termometro ARA_5, in particolare la pendenza, che risulta essere abbastanza elevata (36°); conseguentemente si ritiene che il dato registrato sia dovuto al fatto che il sito ARA_5 è stato scoperto dalla neve per maggior tempo, rispetto agli altri siti, e quindi ha registrato una MAGST nettamente inferiore a causa della maggior influenza che le temperature invernali hanno avuto su di esso.

MAGST (°C)	ARA_1	ARA_2	ARA_3	ARA_4	ARA_5	ARA_6	MEDIA MAGST
2009-2010	6.4	6.0	6.0	5.9	5.8	4.4	5.8
2010-2011	7.3	6.7	6.6	6.6	6.2	5.3	6.5
2011-2012	7.2	7.0	6.8	6.8	4.9	6.1	6.5

Tab. 6

MAAT (°C)	Arabba	Passo Pordoi	Vauz
2009-2010	4.1	1.2	2.6 (stimata)
2010-2011	5.5	2.5	3.8 (stimata)
2011-2012	5.5	2.8	4.0

Tab. 7

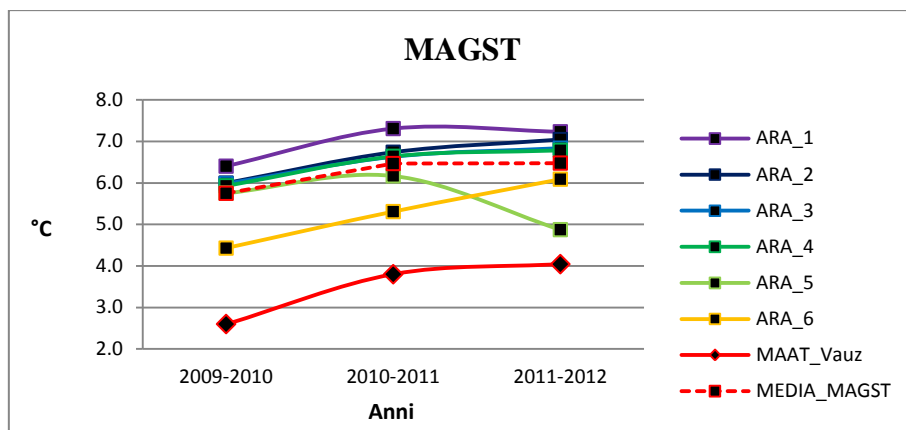


Fig. 94 La MAGST dei tre anni monitorati per i vari siti di monitoraggio GST e media, in relazione con la MAAT.

Un ulteriore elemento degno di interesse è che i valori di temperatura più bassi non sono stati registrati dai termometri posti a quote più elevate, come ci si potrebbe aspettare; sembra quasi non ci sia una relazione così stretta con l'altimetria. Molto più evidente è invece il maggior controllo dettato dall'inclinazione delle superfici dove sono posti i termometri,. Dove abbiamo maggior pendenza le temperature del suolo sono maggiori, ed anche la ripresa a fine inverno, con la fusione della neve, inizia prima che non in siti con pendenze minori (questo probabilmente è dovuto, non solo alla maggior incidenza dei raggi solari, ma anche a fenomeni valanghivi di fondo o a fenomeni minori di reptazione del manto nevoso, che, in particolare, agiscono nel periodo primaverile).

Si nota quindi che la copertura nevosa ha un ruolo sostanziale nel determinare il regime termico del suolo.

Per quanto riguarda i termometri posti a diverse profondità (ARA_4, ARA_3, ARA_2), ciò che si nota è, come già detto sopra un aspettato "smorzamento" dell'onda termica scendendo in profondità, di conseguenza si ha la registrazione di temperature più alte per il termometro posto a 50 cm nel periodo autunnale-invernale e temperature minori nel periodo primaverile-estivo. Da notare è comunque la tendenza al raggiungimento di un valore unico nel periodo in cui si ha la copertura del manto nevoso. Entrando nei dettagli si osservano alcune particolarità registrate da questi termometri; si nota che in vari periodi (vedi come esempio il periodo 21-25/12/2009, di cui si riporta l'estratto in Fig. 95) si raggiungono dei minimi relativi di temperatura (di circa 0,5°C) a tutte le profondità. Questo stato termico viene raggiunto in maniera quasi sincrona.

Il calo di temperatura, che avviene in un intervallo di tempo assai ridotto, non può essere legato ad un abbassamento di temperatura dell'aria, in quanto analizzando il grafico in altri periodi e controllando l'andamento delle temperature dell'aria, si nota che in corrispondenza di diminuzioni di temperatura dell'aria, il suolo diminuisce di temperatura; questa diminuzione è sfasata alle

diverse profondità. Inoltre in questi momenti particolari si registra un aumento delle temperature dell'aria, e, analizzando lo spessore del manto nevoso, si osserva che proprio in questi intervalli di tempo, si ha una diminuzione dello spessore della neve. Si può quindi affermare che il minimo relativo di temperatura del suolo è associabile all'effetto della percolazione di acqua di fusione. Altre particolarità le si ritrovano in altri periodi (vedi come esempio il periodo 7-10/04/2010) dove il termometro ARA_2, in particolare, mostra alcune oscillazioni di temperatura che si ripetono nel periodo, dovute ad arrivi intermittenti di acqua di fusione, che provoca un raffreddamento del suolo a 50 cm, cosa che invece non accade a 5 cm a causa dell'influenza maggiore delle temperature dell'aria esterna (spessore del manto nevoso inferiore ai 30 cm e quindi non in grado di isolare il suolo).

Ciò che emerge da un'analisi di queste particolarità dei dati è una diversa risposta del terreno a seconda che ci sia infiltrazione di acqua o che le variazioni di temperatura siano provocate dalla propagazione dell'onda termica proveniente dalla temperatura esterna. Nel primo caso si ha una risposta quasi immediata anche in profondità, mentre nel secondo caso c'è uno sfasamento della risposta alle diverse profondità. Si nota inoltre che il raffreddamento del terreno avviene molto più lentamente che il riscaldamento (diversa inclinazione dei tratti di grafico).

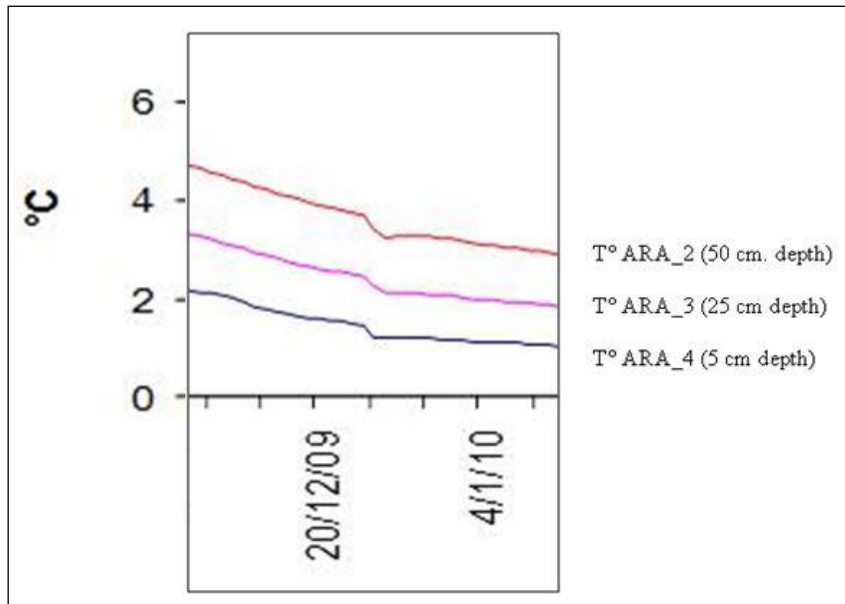


Fig. 95 Estratto del periodo 21-25/12/2009

4.6 Discussione e conclusioni

Considerando gli andamenti termometrici descritti precedentemente emerge l'assenza di temperature del suolo al di sotto degli 0° C, pur avendo temperature minime esterne che raggiungono valori anche compresi tra i -15 ed i -20°C; temperature dell'aria al di sotto degli 0°C (tra i -1° e i -10°C) vengono raggiunte anche nei periodi in cui non abbiamo manto nevoso al suolo, o in periodi in cui esso risulta non sufficiente per una buona isolazione del suolo. Solamente durante l'inverno 2011-2012 i sensori di misure GST hanno registrato temperature inferiori agli 0°C (il minor valore registrato è di -2.2°C, dal sensore ARA_5) per alcuni giorni.

Dall'analisi dei regimi termici emerge quindi l'assenza, nell'area monitorata, di cicli di gelo e disgelo giornalieri nella parte più epidermica del suolo anche se ciò invece avviene in aria libera. Ne consegue che l'azione del gelo su questi versanti non è più attiva. Le morfologie periglaciali presenti sono di conseguenza relitte, mentre altre, che si sono originate in ambiente morfoclimatico periglaciale, attualmente evolvono per l'azione di processi morfogenetici differenti.

Anche le misure topografiche, eseguite su colate di soliflusso, sia nel bacino del Vauz (valori nulli di spostamento) che nel bacino del Provesac (21 cm/anno), sono un'indizio di come nell'area non siano più i processi legati a condizioni termiche ad agire, ma processi legati alla circolazione idrica differenziale, come i rilievi geofisici (ERT) mettono in luce, mostrando una maggior conduttività dei sedimenti che costituiscono la colata del Provesac, rispetto a quelli che caratterizzano la colata del Vauz; conduttività che varia per il diverso contenuto in acqua, visto che la natura dei depositi coinvolti è sostanzialmente la stessa.

5. DISCUSSIONI e CONCLUSIONI GENERALI

La presente tesi di dottorato ha analizzato tre casi di studio in ambiente alpino che mostrano, con modalità e tempi di realizzazione diversi, l'evoluzione di versanti originariamente sottoposti ad una morfogenesi glaciale legata alla glaciazione *Last Glacial Maximum* (LGM), per quel che riguarda la Valle di Slingia e il Bacino del Vauz, e alla Piccola Età Glaciale (PEG) per il Ghiacciaio di Cima Uomo. In tutti i tre casi si può quindi parlare di processi e di evoluzione paraglaciale.

Nel primo caso discusso nella tesi (Valle di Slingia) sono state prese in considerazione una serie di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) con lo scopo di caratterizzare dal punto di vista geomorfologico e morfometrico le diverse tipologie. Si è così riusciti a discriminare le diverse DGPV in funzione del controllo generato dal loro diverso assetto litologico e strutturale. In particolare lo studio ha permesso di approfondire il ruolo delle foliazioni primarie e secondarie e della dissoluzione profonda nell'evoluzione e collasso dei versanti che si sono dimostrati differenti tra loro, non solo per quel che riguarda lo sviluppo di DGPV, ma anche per il controllo di “normali” processi di modellazione. Sono state riconosciute sette DGPV di cui solo due erano note precedentemente a questo studio. L'assetto geologico-strutturale e geomorfologico della valle è stato studiato utilizzando diverse metodologie tra cui la realizzazione di cartografia geologico-geomorfologica, l'analisi strutturale e microstrutturale, e l'analisi dei dati interferometrici per determinare lo stato di attività dei fenomeni gravitativi. Particolarmente utile si è dimostrata l'analisi morfometrica, che attraverso un procedimento di classificazione basato sugli indici morfometrici ha permesso di identificare e cartografare arealmente ed in maniera più oggettiva morfostrutture tipicamente frequenti in fenomeni di DGPV. Il risultato finale ha consentito di suddividere le deformazioni gravitative di versante della Valle di Slingia in quattro diverse tipologie generali fortemente influenzate dalla componente gravitativa che esplica la sua massima azione su versanti che sono risultati in decompressione per il ritiro della massa glaciale. Le diversificazioni emerse sono principalmente legate all'omogeneità di litologia metamorfica con scistosità principale prevalentemente a reggipoggio (*type 1*) e a franapoggio (*type 3*), a differenziazione di litologie (*type 2*) e a scivolamenti di ammassi rocciosi lungo superfici di taglio (*type 4*).

Il secondo caso di studio (Cima Uomo) ha riguardato la trasformazione di un *debris covered glacier* in un *ice cored rock glacier*, forma del tutto particolare che permette l'instaurarsi di condizioni di *permafrost* anche al di fuori dei limiti altitudinali tipici dell'ambiente morfoclimatico periglaciale. Lo studio, effettuato con indagini geofisiche, topografiche e analisi della temperatura del suolo, ha permesso di delimitare esattamente la zona con condizioni di *permafrost*, spesso sovrastimata in questi casi particolari, ubicata all'interno di due morene laterali ben definite.

Nell'unità morfologica di Cima Uomo è stato possibile individuare una parte sommitale interpretabile ancora come *debris covered glacier* ed una parte frontale in cui rilievi ERT e GPR hanno evidenziato ghiaccio sepolto non più alimentato. Lo sviluppo della forma così organizzata presente a Cima Uomo fin dalla PEG può essere ricondotta ad analoghi modelli descritti in letteratura. La peculiare caratteristica emersa dallo studio di questo caso riguarda la coesistenza, in un areale ristretto, di processi legati ad ambienti morfoclimatici ben inseriti in un quadro evolutivo paraglaciale.

Il terzo caso analizzato ha riguardato un versante la cui evoluzione sta abbandonando l'ambiente morfoclimatico periglaciale verso situazioni di tipo più temperato. Si tratta del Bacino del Vauz, ad est del Passo Pordoi. Anche in questo caso lo studio è stato effettuato mediante rilievi geomorfologici, indagini geofisiche e topografiche, studio della temperatura del suolo per più anni. Numerose prove indicano che il terreno non è più sottoposto a processi di tipo crioclastico anche se per alcuni periodi dell'anno nella zona si registrano situazioni favorevoli alla gelifrazione. Nei quattro anni monitorati, la MAGST ha sempre mostrato valori di molto superiori ai 0°C in tutti i siti dove i *data logger* sono posizionati. Lo studio ha poi permesso di evidenziare come le temperature al suolo risentano di numerosi fattori legati all'acclività del substrato, all'esposizione, alla quota ecc. Tutto ciò ha dimostrato come i valori di temperatura misurati in aria libera si discostino notevolmente da quanto registrato nel suolo e che quindi per studi di tipo applicativo sia necessario, più che mai in contesti di questo tipo, una accurata analisi topoclimatologica. Evidenti figure legate al gelo discontinuo, come ad esempio suoli poligonali, appaiono attualmente non più in evoluzione e la dinamica dei versanti è quasi esclusivamente regolata da processi di tipo soliflusso piuttosto che di tipo criotico.

I tre casi di studio presi in esame hanno permesso di analizzare processi paraglaciali in tre diversi gradi evolutivi.

Il concetto di ambiente paraglaciale si è ormai affermato anche in contesti lontani da quelli circumpolari in cui era originariamente nato. Questo, a vantaggio dell'utilità del concetto di paraglaciale, ossia del passaggio da processi, ambienti, depositi e forme strettamente legate ad una morfogenesi glaciale ad uno stato non glaciale con tutte le conseguenze che questo comporta. Molte delle ricerche di geomorfologia paraglaciale sono basate su attività e osservazioni di terreno e di conseguenza essenzialmente empiriche. Questo tipo di ricerca ha permesso di migliorare la comprensione dei fattori di controllo, dei processi e dei tempi di evoluzione paraglaciale nei vari contesti e alle varie scale spaziali in cui essa avviene. Nel lavoro di Ballantyne (2002) veniva messo in evidenza come gli scopi delle ricerche future, riguardanti questi aspetti, avrebbero dovuto tendere

a testare la generalità dei concetti, espressa nei lavori precedenti, aumentare il *data set* relativo ai tassi e ai fattori di controllo dei processi paraglaciali ed infine migliorare la risoluzione cronologica relativa ai cambiamenti paraglaciali.

Ballantyne (2002) ha identificato sei principali sistemi paraglaciali (versanti rocciosi, versanti coperti da detriti, aree proglaciali, sistemi alluvionali, sistemi lacustri e sistemi costieri); di questi la presente tesi ne ha considerati sostanzialmente tre: i versanti rocciosi con la Valle di Slingia, un'area proglaciale con il caso di studio di Cima Uomo e i versanti coperti da detrito nel Bacino del Vauz. Lo studio dettagliato delle tre aree indagate ha permesso, oltre ad una caratterizzazione dei processi in atto e della evoluzione morfologica passata, di comprendere meglio lo stato evolutivo raggiunto in ciascun'area relativamente al periodo di attività dei processi paraglaciali (*paraglacial period*).

Church & Ryder (1972) suggeriscono che il modello relativo alla rielaborazione dei sedimenti, durante il periodo paraglaciale, può essere semplificato e riassunto in un semplice grafico. Questo mostra un massimo della movimentazione dei sedimenti, subito dopo l'inizio del ritiro glaciale da una superficie, ed un seguente andamento decrescente tendente alla normalità geologica regionale, rappresentata dalla denudazione primaria della superficie (Fig. 96).

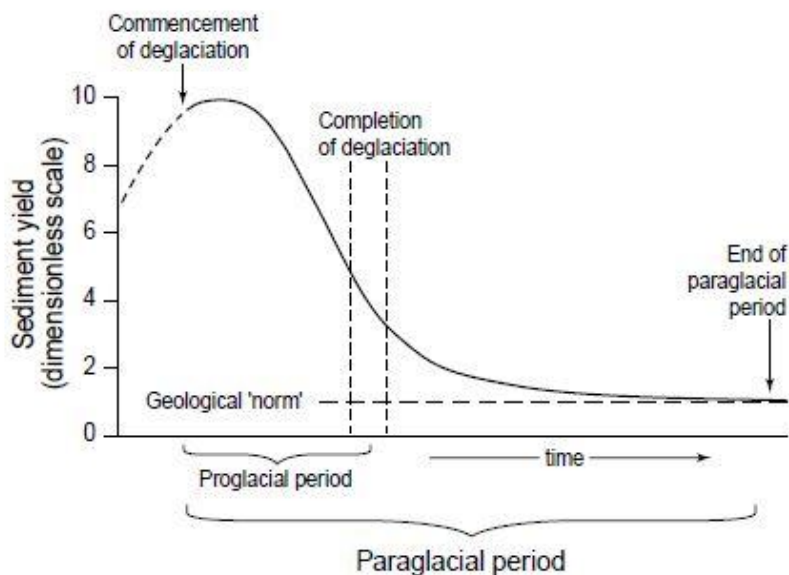


Fig. 96 Rappresentazione schematica proposta da Church and Ryder (1972).

Il progressivo sviluppo dei cambiamenti degli ambienti paraglaciali può essere descritto dal grafico proposto da Ballantyne (2002), basato sui dati derivanti dai vari studi effettuati nei diversi sistemi paraglaciali e riassunti nella Tab. 8.

Rate of operation of some primary paraglacial systems				
System	Sources	Rate of change ^a (κ) (yr)	Half life ^b ($S_{0.50}$) (yr)	Duration ^c ($S_{0.01}$) (yr)
<i>Paraglacial modification of rock slopes</i>				
Rock-slope failure	Cruden and Hu (1993)	1.8×10^{-4}	3850	25,000
Rock-mass creep	Tabor (1971), Beget (1985)	$> 1.5 \times 10^{-2}$	> 45	> 300
	Bovis (1990), Blair (1994)	$< 2.3 \times 10^{-3}$	< 300	< 2000
Talus accumulation	Luckman and Fiske (1995)	1.9×10^{-4}	3610	24,000
	Hinchliffe and Ballantyne (1999)	7.7×10^{-4}	900	6000
<i>Paraglacial modification of drift-mantled slopes</i>				
Formation of mature gully systems	Ballantyne and Benn (1994), Curry (1998, 1999)	$2.3-9.2 \times 10^{-2}$	8-30	50-200
Formation and stabilisation of small debris cones	Ballantyne and Benn (1994)	$1.5-9.2 \times 10^{-2}$	8-45	50-300
	Ballantyne (1995)	$2.3-9.2 \times 10^{-2}$	8-30	50-200
	Harrison and Winchester (1997) ^d	3.1×10^{-1}	2	15
<i>Paraglacial modification of glacier forelands</i>				
Reduction of moraine gradients	Welch (1970), Sharp (1984)	$2.3-4.6 \times 10^{-1}$	1-3	10-20
Frost-sorting of glacier forelands	Ballantyne and Matthews (1982, 1983), Matthews et al. (1998)	$0.8-1.3 \times 10^{-1}$	5-9	35-60
Infiltration of fines from nearsurface till	Boulton and Dent (1974)	$0.7-1.4 \times 10^{-1}$	5-10	35-70
<i>Accumulation of large alluvial fans</i>				
Formation and stabilisation of large alluvial fans	Ryder (1971a), Lian and Hickin (1996), Beaudoin and King (1994), Friele et al. (1999) and others	$\leq 1.9 \times 10^{-3}$	≥ 365	≥ 2400
		$> 7.7 \times 10^{-4}$	< 900	< 6000

^a Rate of change represents rate of decline in sediment availability (see text, Eq. (4)).

^b Half life represents the time period over which 50% of 'available sediment' is exhausted.

^c Duration represents the length of the period of paraglacial sediment transfer, which is assumed to end when less than 1% of initial 'available sediment' remains available for transport.

^d Probably an underestimate of period of sediment reworking. See Section 3.5.

Tab. 8 da Ballantyne, 2002.

Il Grafico in questione (Fig. 97) mette in rapporto le curve di esaurimento dei vari processi paraglaciali desunte dalla Tab. 8, con una scala temporale logaritmica. Questo grafico dunque propone una approssimazione del progressivo sviluppo dei sistemi paraglaciali.

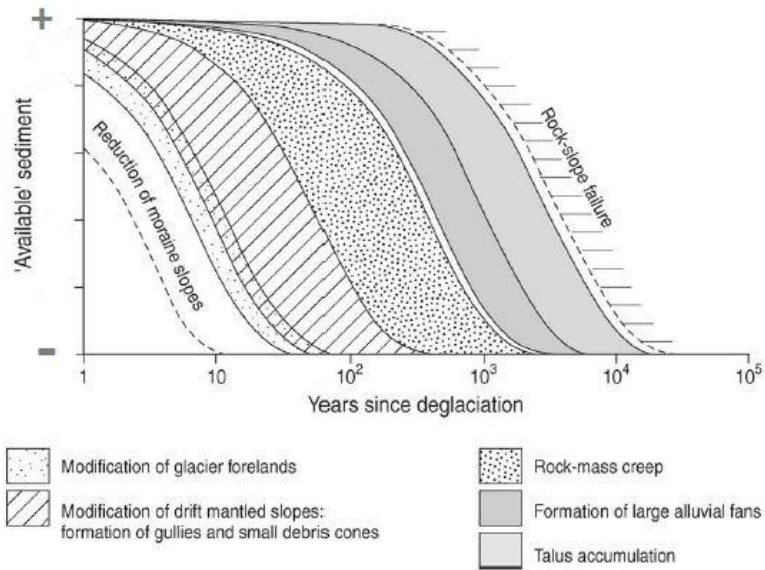


Fig. 97 Queste curve descrivono lo stato dei principali ambienti paraglaciali a vari momenti di distanza temporale dalla deglaciazione (modificato da Ballantyne, 2002).

Di seguito verrà illustrato lo stato di evoluzione paraglaciale di ciascuna zona di studio relativamente all'ultima glaciazione che ha interessato le tre aree, basandosi principalmente sulle osservazioni geomorfologiche effettuate e sulle informazioni che i vari altri metodi applicati hanno permesso di ottenere in questo senso facendo riferimento alla curva sviluppata da Church & Ryder (1972) ed al grafico proposto da Ballantyne (2002) precedentemente commentati.

Nella Valle di Slingia, relativamente alla glaciazione LGM, ci si trova ormai ben oltre la completa deglaciazione dei versanti, i quali si trovano oggi in deformazione, nonostante il tasso di sedimento disponibile sia ormai molto vicino ad una situazione di normalità geologica. Si è dunque molto vicini alla fine del periodo paraglaciale (Fig. 98). Fattore di controllo essenziale nell'eventuale prolungamento della deformazione di questi versanti, anche oltre la fine del paraglaciale, è l'assetto geologico-strutturale. Questo aspetto non influenza dunque solamente la possibilità di innesco dei fenomeni deformativi gravitativi profondi, ma ne controlla anche tempi ed evoluzione, forse anche in maniera più importante rispetto a quello che è il contributo legato alla deglaciazione e al conseguente mancato sostegno dei versanti da parte del ghiacciaio.

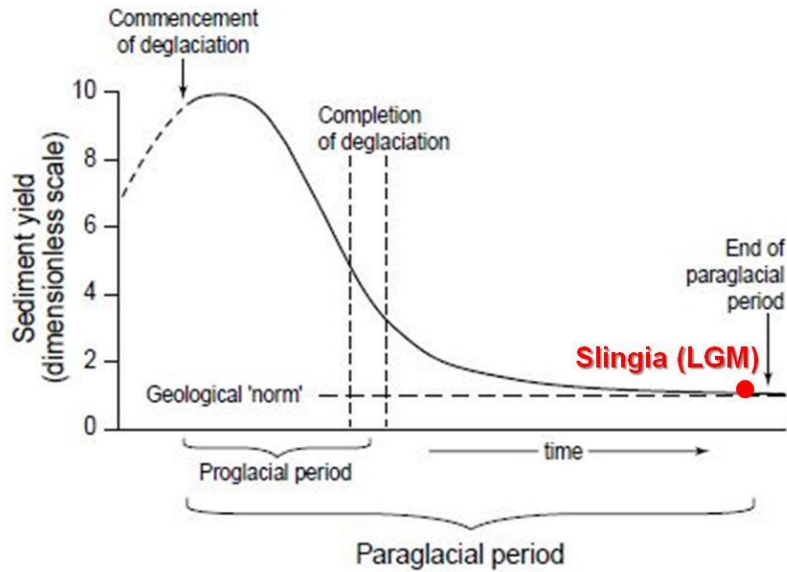


Fig. 98 Collocazione dello stato evolutivo della Valle di Slingia nel grafico di Church and Ryder (1972).

Il caso di Cima Uomo, costituisce invece un esempio di ambiente proglaciale. Dal punto di vista dell'evoluzione paraglaciale si trova in una fase intermedia tra il picco massimo di sedimenti disponibili e la completa deglaciazione legata all'evento della PEG. Siamo in una fase dove i processi strettamente glaciali si stanno disattivando lasciando spazio ai processi periglaciali e di *permafrost*, che hanno anche un importante ruolo dal punto di vista della velocità di evoluzione. Si ha di fatto un rallentamento evolutivo a fronte del quale le condizioni di *permafrost* non permettono il raggiungimento della completa deglaciazione in tempi brevi e quindi l'attivazione di quei processi che porterebbero all'erosione e modificazione rapida dei depositi glaciali, se non subentrano fattori esterni di natura globale.

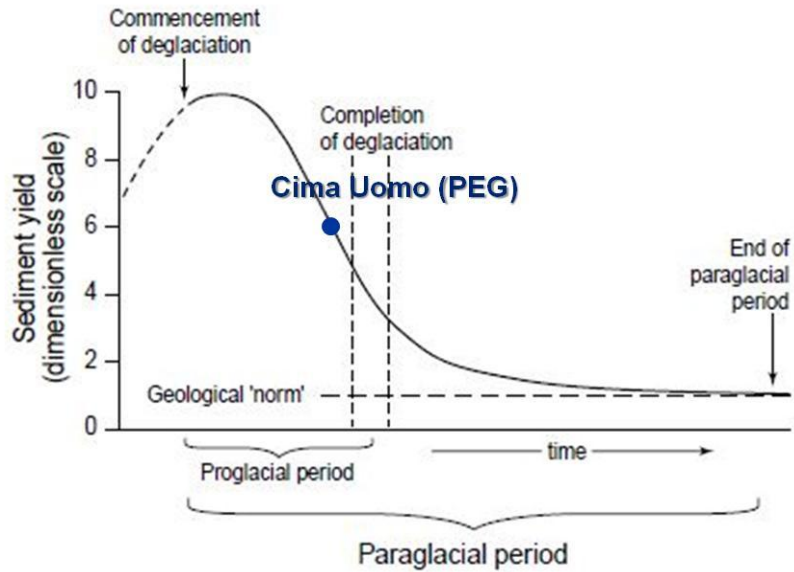


Fig. 99 Collocazione dello stato evolutivo dell'area di Cima Uomo nel grafico di Church and Ryder (1972).

I versanti del bacino del Vauz, non essendo più sottoposti a processi morfogenetici di tipo criotico e, più in generale di tipo periglaciale, si trovano ormai al di fuori del periodo paraglaciale, la normalità geologica è stata raggiunta dal punto di vista dei sedimenti disponibili, la vegetazione ormai ha colonizzato gran parte della superficie ed è stato raggiunta una certa stabilità. Attualmente l'azione di modellazione e di controllo dell'evoluzione dell'area è dettata da processi che non sono più in nessun modo connessi alla evoluzione paraglaciale.

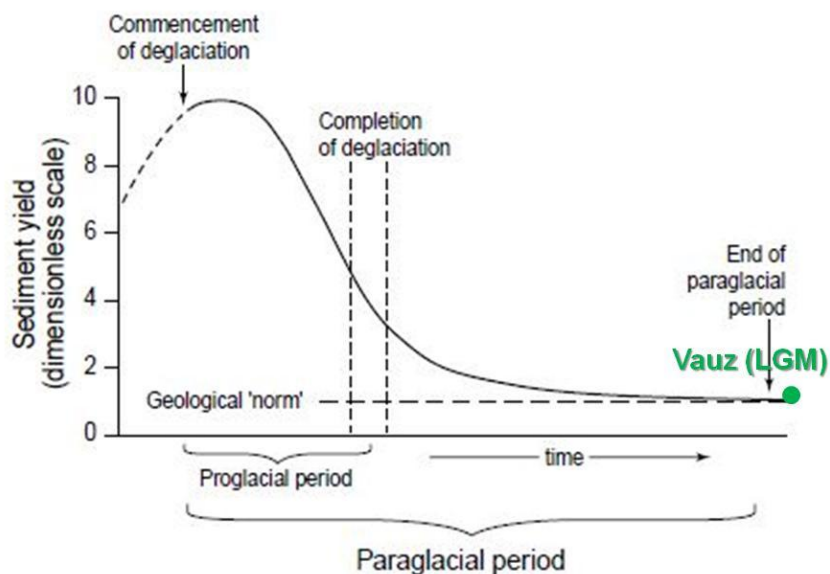


Fig. 100 Collocazione dello stato evolutivo del Bacino del Vauz nel grafico di Church and Ryder (1972).

La Fig. 101 riassume la situazione delle tre aree di studio. La Valle di Slingia ed il Bacino del Vauz, pur facendo entrambi riferimento all'Ultima Massima Glaciazione (LGM), si trovano in momenti evolutivi diversi perché, a causa della loro ubicazione, i tempi di deglaciazione sono stati differenti a causa delle condizioni topo-climatiche locali, che assumono un ruolo fondamentale nel controllo dell'evoluzione paraglaciale.

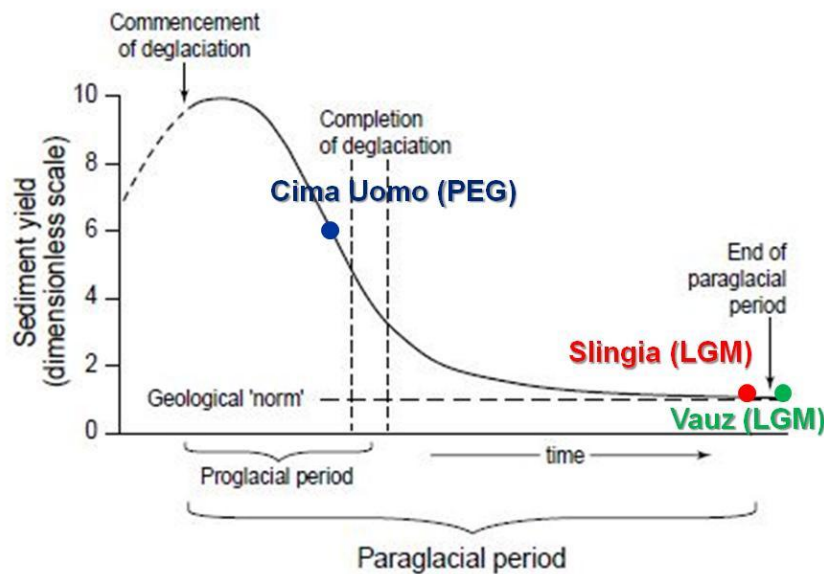


Fig. 101 Collocazione riassuntiva delle tre aree considerate nel grafico di Church and Ryder (1972).

Nella Fig. 102, in conclusione, vediamo le varie situazioni nelle tre aree di studio relativamente al grafico proposto da Ballantyne (2002) è interessante notare come l'azione del *permafrost* assuma un ruolo di controllo evolutivo importante nell'area di Cima Uomo.

Di fatto sta preservando una condizione simile a quella che già era stata osservata a mezzo secolo, o poco più, di distanza dal massimo della PEG (vedi DuÖAV, 1905 e Castiglioni, 1925), cosa che invece non accade in siti simili ma in cui il *permafrost* non è riuscito a preservarsi.

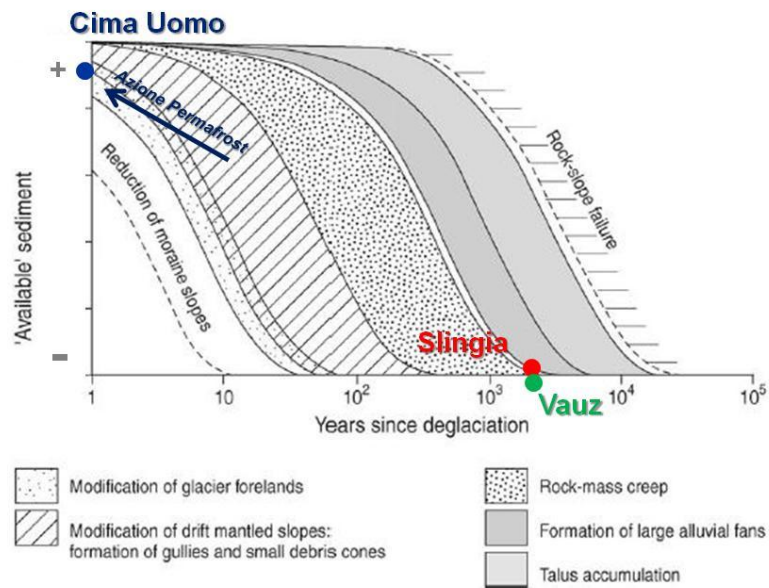


Fig. 102 Le tre aree di studio collocate nel grafico proposto da Ballantyne (2002).

Una considerazione che ne consegue è che, se fattori climatici a grande scala assumono un ruolo fondamentale per dar inizio e fine ad una glaciazione, ciò che poi condiziona tipologie, caratteristiche evolutive dei processi, depositi e forme paraglaciali, sono le condizioni più locali di tipo topo-climatico. Questo effetto si risente tanto più quanto maggiore è la complessità topografica e orografica del territorio indagato, e varia notevolmente anche a seconda della scala d'indagine. In accordo con Ballantyne (2002), fattori di "disturbo" esterni globali (come cambiamenti del livello di base, cambiamenti climatici globali, eventi climatici estremi, eventi sismici o antropici ecc.) possono interferire sul tasso di sedimento disponibile e, conseguentemente, determinare un'accelerazione o un rallentamento globale dei processi evolutivi o, eventualmente determinare picchi secondari di sedimenti disponibili.

BIBLIOGRAFIA

- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001. Structural Constraints On Deep-Seated Slope Deformation Kinematics. *Eng. Geol.* 59 (1–2), 83–102.
- Agliardi, F., Zanchi, A., Crosta, G.B., 2009a. Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): Constraints on the recent evolution of the mountain range. *Tectonophysics* 474, 250 - 270.
- Agliardi, F., Crosta, G.B., Zanchi, A., Ravazzi, C., 2009b. Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology* 103, 113 - 129.
- Agnesi, V., Macaluso, T., Monteleone, S., Pipitone, G., 1978. Espansioni laterali (lateral Spreads) nella Sicilia occidentale. *Geologia Applicata e Idrogeologia* 13, 319 - 326.
- Alberto, W., Giardino, M., Martinotti, G., Tiranti, D., 2008. Geomorphological hazards related to deep dissolution phenomena in the Western Italian Alps: Distribution, assessment and interaction with human activities. *Engineering Geology* 99, 147 - 159.
- Andreatta, C., 1952. Polimetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Mh. Stuttgart* 1, 13 - 28.
- Andreatta, C., 1954. La Val di Pejo e la catena Vioz-Cevedale, studio geopetrotettonico di una parte del massiccio dell'Ortles. *Acta Geologica Alpina* 5, 4 - 337.
- Azócar, G.F., Brenning, A., 2010. Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°-33°S). *Permafrost and Periglacial Processes* 21, 42 – 53.
- Azzoni, A., Drigo, E., Giani, G., Rossi, P., Zaninetti, A., 1992. In situ observation of rockfall analysis. In: *Proceedings of the 6th international symposium on landslides*, Christchurch, 307 – 314.
- Ballantyne, C.K., Benn D.I., 1994. Paraglacial slope adjustment and resedimentation following glacier retreat. Fåbergstølsdalen, Norway. *Arctic and Alpine Research* 26, 255 – 269.
- Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial Geomorphology. *Quaternary. Sciences. Review* 21, 1935–2017.
- Barsch, D., 1987a. The problem of the ice-cored rock glacier. In *Rock Glacier*, Giardino JR, Shroder JF, Vitek jd (eds). Allen and Unwin – London, 45 – 53.

- Barsch, D., 1987b. Rock Glaciers: an approach to their systematic. In *Rock Glacier*, Giardino JR, Shroder JF, Vitek jd (eds). Allen and Unwin – London, 41 – 44.
- Barsch, D., 1988. Rock glaciers. In *Advances in Periglacial Geomorphology*, Clark MJ (ed.). Wiley – Chichester, 69 – 90.
- Barsch, D., 1992. Permafrost creep and rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 175 – 188.
- Barsch, D., 1996. *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*. Springer – Berlin.
- Beck, A.C., 1968. Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment. *New Zealand Journal of Geology Geophysics* 11 (1), 191 - 199.
- Berthling, I., 2011. Beyond confusion: rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology* 131, 98 -106.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., Noetzli, J., 2012. Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere* 6, 807 – 820.
- Boelhouwers, J., 1991. Present-day periglacial activity in the Natal Drakensberg, Southern Africa: a short review. *Permafr. Periglac. Process.* 2, 5 – 12.
- Boelhouwers, J., 1994. Periglacial landforms at Giant’s Castle, Natal Drakensberg, South Africa. *Permafr. Periglac. Process.* 5, 129 – 136.
- Brondi A., Mitterpergher M., Panizza M., Rossi D., Somnavilla E., Vuillermin F., 1977. Note Illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, Foglio 028 La Marmolada, Servizio Geologico d’Italia, Roma 1977.
- Brooks, P.D., Williams, M.W., Schmidt, S.K., 1995. Snowpack controls on nitrogen dynamics in the Colorado alpine. In: Tonnessen K., Williams M. & Tranter M. (eds), *Biogeochemistry of snow-covered catchments*. International Association of Hydrological Sciences Publication, 228, Wallingford (UK), 283 – 292.
- Brooks, P.D., Williams, M.W., 1999. Snowpack controls on nitrogen cycling and export in seasonally snow-covered catchments. *Hydrol. Process.* 13(14–15), 2177 – 2190.

- Burger, K.C., Degenhardt, Jr, J.J., Giardino, J.R., 1999. Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology* 31, 93 – 132.
- Burn, C.R., Smith, C.A.S., 1988. Observations of the ‘thermal offset’ in near-surface mean annual ground temperatures at several sites near Mayo, Yukon Territory, Canada. *Arctic* 41(2), 99 – 104.
- Cagnati, A., Valt, M., Taurisano, A., 2002, I ghiacciai dolomitici. *Neve e Valanghe* 45.
- Cagnati, A., Crepaz, A., Carollo, F., Lehning, M., Völksch, I., 2006. Permafrost nel bacino del Cordevole. *Neve e Valanghe* 58, 82 - 89.
- Campana, R., Mantovani, M., Pasuto, A., Schiavon, E., Tagliavini, F., Toffoletto, F., 2007. La pericolosità geologica per instabilità dei versanti nell’Alta Val Cordevole. Progetto CARG Veneto, 79 pp.
- Capello, F., 1960. Terminologia e sistematica dei fenomeni dovuti al gelo discontinuo. Pubblicazione della facoltà di magistero 17 – Università di Torino, 320 pp.
- Carraro, F., Dramis, F., Pieruccini, U., 1979. Large scale landslides connected with neotectonic activity in the Alpine and Apennine ranges. Proc. 15th Meeting Comm. Geomorph. Surv. Map., Modena 1979, 213 – 230.
- Carton, A., Meneghel, M., Seppi, R., 2009. Il ghiacciaio dell’Uomo (Dolomiti): un esempio di evoluzione da ambiente glaciale a paraglaciale. III National AIGeo Conference 13-18 Settembre 2009 Modena, Alta Badia, 33 – 34.
- Carton, A., Zanoner, T., Seppi, R., 2011. Ground temperature regimes of a dolomitic area characterized by cryogenic landforms. *Epitome* 4, 106.
- Carturan, L., Baldassi, G.A., Bondesan, A., Calligaro, S., Carton, A., Cazorzi, F., Dalla Fontana, G., Francese, R., Guarnieri, A., Milan, N., Moro, D., Tarolli, P., 2013a. Current Behaviour and Dynamics of the Lowermost Italian Glacier (Montasio Occidentale, Julian Alps). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 95, 79–96.
- Carturan, L., Avvenuti, M., Cazorzi, F., Dalla Fontana, G., Dinale, R., Gabrielli, P., Mair, V., Seppi, R., Zanoner, T., 2013b. Differences in the energy and mass balance between a low- and a high-altitude glacial site in the Ortles-Cevedale (Italy), during the warm summer 2012. *Geophysical Research Abstracts*, 15, EGU2013-5539.

Castiglioni, B., 1925. Alcuni ghiacciai nelle Dolomiti e il loro ambiente orografico e climatico. *Boll. Club Alpino It.* 42 (75), 323 – 379.

Castiglioni G.B. (1992) – Geomorfologia – U.T.E.T. Torino, 436 pp.

Church, M., Ryder, J.M., 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America, Bulletin* 83, 3059 – 3071.

Church, M., Ryder, J.M., 1989. Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially influenced alluvial fan – a discussion. *Sedimentary Geology* 65, 195 – 196.

Clague, J.J., 1986. The Quaternary stratigraphic record of British Columbia – evidence for episodic sedimentation and erosion controlled by glaciation. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23, 885 – 894.

Cotecchia, V., Melidoro, G., 1974. Some principal geological aspects of the landslides of Southern Italy. *Bull. Int. Ass. Eng. Geol.* 9, 32 - 32.

Crepaz, A., Cagnati, A., Galuppo, A., Carollo, F., Marinoni, F., Magnabosco, L., Defendi, V., 2011. Chapter 3.13: Case studies in the European Alps – Piz Boè rock glacier, Dolomites, Eastern Italian Alps. In Kellerer-Pirklbauer A. et al. (eds): *Thermal and geomorphic permafrost response to present and future climate change in the European Alps. PermaNET project, final report of Action 5.3.* On-line publication ISBN 978-2-903095-58-1, 151 - 158.

Cruden, D.M., 1997. Rapid mass movement and climate: a North American perspective. *Paläoklimaforschung* 19, 371 – 378.

Dallas Semiconductor. 2008. DS1921G Thermochron iButton.
www.datasheets.maximic.com/en/ds/DS1921G.pdf [22 February 2008].

Dal Piaz, G.V., Martin, S., 1980. I porfiroidi della Valle dei Forni, Falda dell'Ortles, Austroalpino Superiore. *Rendiconti della Società Geologica Italiana* 3, 17 - 20.

Danby, R.K., Hik, D.S., 2007. Responses of white spruce (*Picea glauca*) to experimental warming at subarctic alpine treeline. *Global Change Biology* 13, 437 – 451.

Del Longo, M., Finzi, E., Galgaro, A., Godio, A., Luchetta, A., Pellegrini, G.B., Zambrano, R., 2001. 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 - 55.

- DuÖAV (Deutschen und Österreichischen Alpenvereins). 1905. Karte der Marmolatagruppe. Scale 1:25.000.
- DuÖAV (Deutschen und Österreichischen Alpenvereins). 1925. Karte der Marmolatagruppe. Scale 1:25.000.
- Dramis, F., Sorriso-Valvo, M., 1983. Two cases of earthquake – triggered gravitational spreading in Algeria and Italy. *Rendiconti della Società Geologica Italiana* 6, 7-10.
- Dramis, F., 1984. Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde di versante. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 103, 681 - 687.
- Dramis, F., Sorriso-Valvo, M., 1994. Deep seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics, *Engineering Geology* 38, 231-243.
- Engelen, G.B., 1963. Gravity tectonics in the North-Western Dolomites (North Italy). *Geologica Ultraiectina* 13, 1 - 92.
- Embleton-Hamann, C., Slaymaker, O., 2012. The Austrian Alps and paraglaciation. *Geografiska Annaler Series A Physical Geography* 94, 7 – 16.
- Etzelmüller, B., Hagen, J. O., 2005. Glacier-permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Swabard. In: Harris, C., Murton, J.B. (Eds.), *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society, London, Special Publications 242, 11 – 27.
- Evans, I.S., 1972. General geomorphometry, derivatives of altitude and descriptive statistics. In: Chorley, R.J. (Ed.), *Spatial Analysis in Geomorphology*. Methuen, London, 17 – 90.
- Evans, I.S., 1980. An integrated system of terrain analysis and slope mapping. *Zeitschrift für Geomorphologie* 36, 274 - 295.
- Fitzsimons, S.J., 1990. Ice-marginal depositional processes in a polar maritime environment, Vestfold Hills, Antarctica. *Journal of Glaciology* 36, 279 – 286.
- Forcolin, A., 1999. Fenomeni di soliflusso nell'area del Pralongià (Alta Val Cordevole). Tesi di Laurea – Università degli Studi di Padova.

- Francou, B., Le Méhauté, N., Jomelli, V., 2001. Factors controlling spacing distances of sorted stripes in a low-latitude, Alpine environment (Cordillera Real, 16°S, Bolivia). *Permafr. Periglac. Process.* 12 (4), 367 – 377.
- Freppaz, M., Scalenghe, R., Zanini, E., 2001. Cambiamenti climatici e manto nevoso: influenza sulla dinamica di nutrienti in suoli forestali dell'Italia Nord Occidentale. *Economia Montana, Linea Ecologica*, Anno XXXIII n.4, 39 – 43.
- Froitzheim, N., Conti, P., Van Daalen, M., 1997. Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. *Tectonophysics* 280, 267 - 293.
- Fukui, K., Sone, T., Strelin, J.A., Torielli, C.A., Mori, J., Fujii, Y., 2008. Dynamics and GPR stratigraphy of a polar rock glacier on James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology* 54, 445 – 451.
- Gatto, G.O., Scolari, A., 1974. Contributi alla Geologia e Petrografia dell'Alto Adige Occidentale – Lo „scorrimento di Slingia“ nel quadro tettonico dell'alta Val Venosta. Estratto dagli Atti e Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze Lettere ed Arti, Volume LXXXVI (1973-74) – Parte II: Classe di Scienze Matematiche e Naturali.
- Götz, J., Schrott, L., 2007. A comparison of recent and postglacial sediment fluxes in a paraglacial context: a scale based approach (Reintal, Bavarian Alps). In: Kellerer-Pirklbauer, A., Keiler, M., Embleton-Hamann, C., Stötter, H. (eds.), *geomorphology for the future*, Obergurgl, Austria. Innsbruck University Press, Innsbruck, 169 – 176.
- Goguel, J., 1978. Scale-dependent rockslide mechanism, with emphasis on the role of pore fluid vaporisation. In: VOIGHT B. (ed) *Rockslides and Avalanches – Natural Phenomena: Developments in Geotechnical Engineering*, Volume 14, Elsevier, Amsterdam.
- Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., 1998. Procesos periglaciares actuales en montana mediterránea. Ideas clave, trabajos de campo y resultados en Sierra Nevada. In: Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Schulte, L., García Navarro, A. (Eds.), *Procesos Biofísicos Actuales en Medios Frios*. Estudios Recientes, Publicaciones Universidad de Barcelona, Barcelona, 217 – 234.
- Goodrich LE. 1982. The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian Geotechnical Journal* 19, 421 – 432.

- Grab, S., 1997. Annually re-forming miniature sorted patterned ground in the High Drakensberg, Southern Africa. *Earth Surf. Process. Landf.* 22, 733 – 745.
- Grab, S., 2001. Needle ice observations from the High Drakensberg, Lesotho. *Permafrost Periglacial Process.* 12 (2), 227 – 231.
- Gregnanin, A., Piccirillo, E.M., 1972. Litostratigrafica, tettonica e petrologia degli scisti austridici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia Università di Padova* 28, 1 - 55.
- Gregnanin, A., Piccirillo, E.M., 1974. "Hercynian metamorphism in the austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige)". *Memorie della Società Geologica Italiana* 13, 241 - 255.
- Gruber, N., 2013. Le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante della Valle di Slingia (Alto Adige-Italia). Tesi di laurea magistrale in Geologia – Geologia Tecnica, Università degli Studi di Padova.
- Gruber, S., Haeberli, W., 2009. Mountain permafrost. In: *Permafrost Soils*, edited by: Margesin, R., Biology Series Vol. 16, Springer, 33 – 44.
- Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia CNR, 1986. Geomorphological research in the upper Val di Pejo (Cevedale Group, Central Alps, Italy). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 9, 137 – 191, 32 ff., 3 tabb., 1 carta geomorf. alla scala 1:15.000 (all. 2).
- Gubler, S., Fiddes, J., Keller, M., and Gruber, S., 2011. Scale-dependent measurement and analysis of ground surface temperature variability in alpine terrain. *The Cryosphere* 5, 431 - 443.
- Guglielmin, M., Cannone, N., Dramis, F., 2001. Permafrost–glacial evolution during the Holocene in the Italian Central Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 111 – 124.
- Haeberli, W., 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 9, 221 - 227.
- Haeberli, W., 1979. Holocene push-moraines in Alpine permafrost. *Geografiska Annaler* 61A(1-2), 43 – 48.

- Haeberli, W., 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich* 77, 142.
- Haeberli, W., 1992. Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts. *Permafrost Periglacial Processes* 3, 111 – 124.
- Haeberli, W., 2005. Investigating glacier/permafrost-relations in high areas: historical background, selected examples and research needs. In: Harris, C., Murton, J.B. (Eds.), *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society, London, Special Publications 242, 29 – 37.
- Haeberli, W., Vonder Mühll, D., 1996. On the characteristics and possible origin of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 18, 127 – 150.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., Vonder Mühll, D., 2006. Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 189 – 214.
- Hall, K., 1979. Sorted stripes orientated by wind action: some observations from Sub-antarctic Marion Island. *Earth Surf. Process.* 4, 281 – 289.
- Hall, K., 1983. Sorted stripes on Sub-antarctic Kerguelen Island. *Earth Surf. Process. Landf.* 8, 115 – 124.
- Hammer, K.M., Smith, N.D., 1983. Sediment production and transport in a proglacial stream: Hilda glacier, Alberta, Canada. *Boreas* 12, 91 – 106.
- Hammer, W., 1906. Geologische Beschreibung der Laasergruppe. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* 55, 1 – 26.
- Hammer, W., 1908a. Geologische Spezialkarte, Blatt Bormio und Passo Tonale und Erläuterungen. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien*.
- Hammer, W., 1908b. Die Ortlergruppe und der Ciavallatschkamm, *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* 58, 79 - 196.
- Hammer, W., 1912. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Österr.-Ungar. Monarchie im Maßstab 1:75.000, Blatt Glurns und Ortler.

- Harris, S.A., Pedersen, D.E., 1998. Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 107 - 120.
- Hastenrath, S., 1973. Observations on the periglacial morphology of Mts. Kenya and Kilimanjaro, East Africa. *Z. Geomorphol., Suppl.*bd 16, 161 – 179.
- Hastenrath, S., 1977. Observations on soil frost phenomena in the Peruvian Andes. *Z. Geomorphol. N.F.* 21 (3), 357 – 362.
- Hausmann, H., Krainer, K.; Brückl, E., Mostler, W., 2007. Internal structure, composition and dynamics of Reichenkar rock glacier (western Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. – *Permafrost and Periglacial Processes* 18, 351 - 367.
- Heiss, A.G., Kofler, W., Oegg, K., 2005. The Ulten Valley in South Tyrol, Italy: vegetation and settlement history of the area, and macrofossil record from the Iron Age cult site of St. Ealburg. *Palyno-Bulletin* 1, 63 – 73.
- Hewitt, K., 2006. Disturbance regime landscape: mountain drainage system interrupted by large rockslides. *Progress in Physical Geography* 30, 365 – 393.
- Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps. Valley and lake fillings and modern river loads. *Geodynamica Acta* 14/4, 231 – 263.
- Hoelzle, M., Wegmann, M., Krummenacher, B., 1999. Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 10, 113 - 124.
- Hoinkes, G., Thöni, M., 1993. Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units. In: Von Raumer, J.F. & Neubauer F. (ed) *Pre Mesozoic Geology in the Alps*. Springer Verlag, Berlin, 485 - 494.
- Humlum, O., 1996. Origin of rock glaciers: observations from Mellefjörd, Disko Island, Central West Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes* 7, 361 – 380.
- Humlum, O., 2000. The Geomorphic Significance of Rock Glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in W Greenland. *Geomorphology* 35, 41 – 67.
- Humlum, O., Christiansen, H.H., 1998. Mountain climate and periglacial phenomena in the Faeroe Islands. *Permafrost and Periglacial Processes* 9 (3), 189 – 211.

- Hutchinson, J.N., 1988. General Report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology, In: Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides, Lausanne A.A. Balkema, 1, 3 - 35.
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegaard, R.S., Sollid, J.L., 2002. Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norwegian Journal of Geography* 56, 122 – 136.
- Ishikawa, M., Watanabe, T., Nakamura, N., 2001. Genetic difference of rock glaciers and the discontinuous mountain permafrost zone in Kanchanjunga Himal, eastern Nepal. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 243 – 253.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal Quaternary Sciences* 21 (2), 115 – 130.
- Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P.W., Synal H.A., Schlüchter, C., 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 47 – 55.
- Jackson, L.E., MacDonald, G.M., Wilson, M.C., 1982. Paraglacial origin for terraced river sediments in Bow Valley, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences* 19, 2219 – 2231.
- Jahn, A., 1964. Slope morphological feature resulting from gravitation. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* 5, 59 - 72.
- Johnson, P.G., 1984. Paraglacial conditions of instability and mass movement: a discussion. *Zeitschrift für Geomorphologie* 28, 235 – 250.
- Julián, A., Chueca, J., 2007. Permafrost distribution from BTS measurements (Sierra de Telera, Central Pyrenees, Spain): assessing the importance of solar radiation in a mid-elevation shaded mountainous area. *Permafrost and Periglacial Processes* 18, 137–149.
- Juliussen, H., Humlum, O., 2008. Thermal regime of openwork block fields on the mountains Elgahogna and Solen, central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 1 - 19.
- Kääb, A., 2007. Rock Glaciers and Protalus Forms. In Scott AE 8ed), *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, 2236 – 2242.
- Kääb, A., Kneisel, C., 2006. Permafrost creep within a recently deglaciated glacier forefield: Muragl, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 79 – 85.

- Kellerer-Pirklbauer, A., 2007. Lithology and the distribution of rock glaciers: Niedere Tauern Range, Styria, Austria. *Zeitschrift für Geomorphologie* 51, 17 - 38.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Proske, H., Strasser, V., 2010. Paraglacial slope adjustment since the end of the Last Glacial Maximum and its long-lasting effects on secondary mass wasting processes: Hauser Kaibling, Austria. *Geomorphology* 120, 65 – 76.
- Kelletat, D., Gassert, D., 1974. Spätglaziale Eiskeil-Spaltenetze in der Umgebung der Sellagruppe, Grödner Dolomiten, Z. Geomorph. N.F. 18 (3), 307 – 315.
- Kelly, M. A., 2006. Chronology of deglaciation based on ^{10}Be dates of erosional features in the Grimsel Pass region, central Swiss Alps. *Boreas* 35, 634 – 643.
- Kerschner, H. 1993. Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. *Innsbrucker Geographische Studien* 20, 47 – 55 (in German).
- Kneisel, C., 2003. Permafrost in recently deglaciated glacier forefield – measurements and observations in the Eastern Swiss Alps and Northern Sweden. *Zeitschrift für Geomorphologie* 47, 289 – 305.
- Kneisel, C., 2004. New insights into mountain permafrost occurrence and characteristics in glacier forefields at high altitude through the application of 2D resistivity imaging. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 221 – 227.
- Kneisel, C., 2006. Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. *Geomorphology* 80, 32 – 44.
- Kneisel, C., Käab, A., 2007. Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and a photogrammetrical approach. *Earth Surface Processes and Landform* 32, 1797 – 1810.
- Kojan, E., Hutchinson, J.N., 1978. Mayunmarca rockslide and debris flow, Peru. In: *Rockslides and avalanches*, 1, natural phenomena (B. Voight, Ed.). Elsevier, Amsterdam, 316 - 361.
- Kostaschuck, R.A., MacDonald, G.M., Putnam, P.E., 1986. Depositional process and alluvial fan-drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms* 11, 471 – 484.
- Krainer, K., Mostler, W., 2000. Reichenkar rock glacier: a glacier derived debris-ice-system in the Western Stubai Alps, Austria. *Permafrost and Periglacial Processes* 11, 267–275.

- Krainer, K., Lang, K., 2007. Active rock glaciers at Hohe Gaisl (eastern Dolomites). *Geo.Alp* 4, 127-131 (excursion guide Sediment 2007).
- Krainer, K., Lang, K., Hausman, H., 2010. Active Rock Glaciers at Croda Rossa/Hohe Gaisl, Eastern Dolomites (Alto Adige/South Tyrol, Northern Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 33 (1), 25 - 36.
- Krainer, K., Mussner, L., Behm, M., Hausmann, H., 2012. Multi-disciplinary investigation of an active rock glacier in the Sella group (Dolomites; Northern Italy). *Austrian Journal of Earth Sciences* 105 (2), 48 - 62.
- Leonard, E.M., 1985. Glaciological and climatic controls on lake sedimentation, Canadian Rocky Mountains. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 35 – 42.
- Leonard, E.M., 1986. Varve studies at Hector Lake, Alberta, Canada, and the relationship between glacial activity and sedimentation. *Quaternary Research* 25, 199 – 214.
- Leopold, M., Mark Williams, T. Nelson Caine, Vikel, J., Dethier, D., 2011. Internal structure of the Green Lake 5 Rock Glacier, Colorado Front Range, USA. *Permafrost and Periglacial Processes* 22(2), 107 - 119.
- Lewkowicz, A.G., 2008. Evaluation of Miniature Temperature-loggers to Monitor Snowpack Evolution at Mountain Permafrost Sites, Northwestern Canada. *Permafrost and Periglac. Process.* 19, 323 – 331.
- Lewkowicz, AG, Ednie, M., 2004. Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 67 – 80.
- Luckman, B.H., 1981. The geomorphology of the Alberta Rocky Mountains – a review and commentary. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 37, 91 – 119.
- Lugon, R., Delaloye, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C., Gonzalez-Trueba, J.J., 2004. Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 207 – 220.
- Lundquist, J.D., Lott, F., 2008. Using inexpensive temperature sensors to monitor the duration and heterogeneity of snow-covered areas. *Water Resources Research* 44, 1 – 6.
- Mahr, T., Nemcok, A., 1977. Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatra Mts. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 16, 104 - 106.

- Maish, M., 1982. Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica* 2, 93 – 104 (in German).
- Martin, H.E., Whalley W.B., 1987. Rock glaciers: part 1: rock glacier morphology: classification and distribution, *Progress in Physical Geography* 11, 260-282.
- Martinotti, G., Giordan, D., Giardino, M., Ratto, S., 2011. Controlling factors for deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the Aosta Valley (NW Alps, Italy). *Geological Society Special Publication* 351, pp. 113-131.
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Moriwaki, K., 1997. Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps: the first two years of frost shattering, heave and creep. *Permafr. Periglac. Process.* 8, 155 – 177.
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W., Keller, F., 1998. The role of diurnal, annual and millennial freeze– thaw cycles in controlling alpine slope instability. In: Lewkowickz, A.G., Allard, M. (Eds.), *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost* (June 23– 27, 1998, Yellowknife, Canada). Centre d'Études Nordiques, Université Laval, Sainte- Foy, 711 – 717.
- Matsuoka, N., Sakai, H., 1999. Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology* 28, 309 – 328.
- Maurer, H., Hauck, C., 2007. Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journal of Glaciology* 53 (180), 110 –1 20.
- Mayer, C., Lambrecht, A., Mihalcea, C., Belò, M., Diolaiuti, G., Smiraglia, C., Bashir, F., 2010. Analysis of Glacial Meltwater in Bagrot Valley, Karakoram. *Mountain Research and Development*, 30(2), 169 - 177.
- Massironi, M., Bistacchi, A., Dal Piaz, G.V., Monopoli, B., Schiavo, A., 2003. Structural control on mass-movements evolution_ a case study from the Vizzate Valley, Italian Eastern Alps, *Eclogae Geologicae Helvetiae* 96, 85 - 98.
- Massironi, M., Genevois, R., Floris, M., Stefani, M., 2010. Influence of antiformal setting on the kinematics of a large mass movement: the Passo Vallaccia, eastern Italian Alps. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 70, 197 - 506.

- Matsuoka, N., 1996. Soil moisture variability in relation to diurnal frost heaving on Japanese high mountain slopes. *Permafr. Periglac. Process.* 7, 139 – 151.
- Matsuoka, N., 1998. The relationship between frost heave and downslope soil movement: field measurements in the Japanese Alps. *Permafr. Periglac. Process.* 9, 121 – 133.
- Matsuoka, N., 2001. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Sci. Rev.* 55, 107– 134.
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W., Keller, F., 1998. The role of diurnal, annual and millennial freeze– thaw cycles in controlling alpine slope instability. In: Lewkowickz, A.G., Allard, M. (Eds.), *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost* (June 23– 27, 1998, Yellowknife, Canada). Centre d'Études Nordiques, Université Laval, Sainte-Foy, 711 – 717.
- Matthews, J.A., 1992. *The Ecology of Recently Deglaciated Terrain: A Geo-ecological Approach to Glacier Forelands and Primary Succession.* Cambridge University Press, Cambridge.
- Matthews, J.A., Shakesby, R.A., Berrisford, M.S., McEwen, L.J., 1998. Periglacial patterned ground in the Styggedalsbreen glacier foreland, Jotunheimen, southern Norway: micro-topographical, paraglacial and geochronological controls. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 147 – 166.
- Maurer, H., Hauck, C., 2007. Geophysical imaging of alpine rock glaciers. *Journal of Glaciology* 53 (180), 110–120.
- Mencl, V., 1974. Engineering geological importance and possible origin of stress relief of the rocks of the Cordillera Blanca, *Perfl. IAEG Bull.* 9, 69 - 74.
- Meneghel, M., 1976. Alcune misure su fenomeni di soliflusso osservati presso il passo Pordoi (Dolomiti). *Bollettino Comitato Glaciologico Italiano* 24, 9 – 21.
- Meneghel, M., Carton, A., 2002. Morfologia della Valle del Cordevole tra Arabba e il Passo Pordoi. *Scritti in ricordo di Giovanna Brunetta a cura di Varotto M. & Zunica M.*, 11 – 18.
- Mitchell, W.A., 1991. Dimlington Stadial ice sheet in the Western Pennines. In: Mitchell, W.A. (Ed), *Western Pennines: Field Guide.* Quaternary Research Association, London, pp. 25 – 42.

- Monnier, S., Camerlynck, C., Rejiba, F., Kinnard, C., Feuillet, T., Dhemaied, A., 2011. Structure and genesis of the Thabor rock glacier (Northern French Alps) determined from morphological and ground-penetrating radar surveys. *Geomorphology* 134 (3-4), 269 - 279.
- Monnier, S., Camerlynck, C., Rejiba, F., Kinnard, C., Galibert, P.Y., 2013. Evidencing a large body of ice in a rock glacier, Vanoise Massif, Northern French Alps. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 95, 109–123.
- Mortara, G., Sorzana, P.F., 1987. Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni litostrutturali e morfologiche, *Bollettino della Società Geologica italiana* 106, 303 - 314.
- Müller, L., 1968. New consideration on the Vajont slide. *Felsmechanik Ingenieurgeologie* 6 (1), 1 - 91.
- Nangeroni, G., 1938. Fenomeni glaciali nel gruppo del Sella (Dolomiti). *Boll. Com. Glac. It.* S1 18, 105 – 118.
- Nemčok, A., 1972. Svahove defomacie v karpatskem flysi. *Sborník Geologických Ved, Hydrogeologie Inženýrská geologie, R HIG*, (in ceco con riassunto in inglese) 11, 99 - 124.
- Nemčok, A., Pašek, J., Rybář, J., 1972. Classification of landslides and other mass movements. *Rock Mechanics Felsmechanik Mécanique des Roches*, 4 (2), 71 - 78.
- Ninno, A., Zanoner, T., Massironi, M., Carton, A., 2012. Deep Seated Gravitational Slope Deformations geomorphometry. The case of Schlinig valley (Eastern Alps). *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana* 21 (2), 1122 – 1124.
- Onida, M., 2001. Deformazioni gravitative profonde di versante: stato delle conoscenze e progresso della ricerca in Italia. In Pasquare G., (ed) *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*. CNR – Istituto per la Dinamica die processi Ambientali, Fondazione Cariplo, Milano, Italy, 35 - 74.
- Onset Computer Corporation. 2009. HOBO® Pendant® Temperature/Light Data Logger (UA-002-xx)Manual. http://wpc.306e.edgecastcdn.net/80306E/onsetcomp_com/files/manual_pdfs/9556-J-MAN-UA-002.pdf.

- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Pedrazzini, A., Derron, M.H., Blikra, L.H., 2003. Detailed DEM analysis of a rock slide scar to characterize the basal sliding surface of active rock slide. *J. Geophys. Res.* 116 F02016, doi: 10.1029/2010JF001807.
- Panizza, M., 1973. Glacio pressure implications in the production of landslides in the Dolomitic area. *Geol. Appl. e Idrogeol.* 8(1), 289 – 297.
- Pérez, F.L., 1987. Le transport des cailloux par la glace d'exsudation dans les Hautes Andes (Venezuela). *Rev. Géomorphol. Dyn.* 36 (2), 33 – 51.
- Pérez, F.L., 1988. The Movement of debris on a High Andean talus. *Z. Geomorphol. N.F.* 32 (1), 77-99.
- Pérez, F.L., 1992a. Processes of turf exfoliation (Rasenabschälung) in the High Venezuelan Andes. *Z. Geomorphol. N.F.* 36 (1), 81 – 106.
- Pérez, F.L., 1992b. Miniature sorted stripes in the páramo de Piedras Blancas (Venezuelan Andes). In: Dixon, J.C., Abrahams, A.D. (Eds.), *Periglacial Geomorphology*. Wiley, 125 – 157.
- PermaNET Project Internal Report, 2011. Guide lines for monitoring Ground Surface Temperature (GST). 8 pp.
- Piccini, P., Freppaz, M., 2003. Comunicazione: Studi nivologici sul Ghiacciaio di Indren (Monte Rosa, Italia) *Terra glacialis Anno VI*, 165 – 166.
- Pike, R.J., 2002. A bibliography of terrain modelling (geomorphometry), the quantitative representation of topography – supplement 4.0 Open-File report 02-465. U.S. Geological Survey, Denver, 116 pp.
- Pissart, A., 1972. Vitesse des mouvements de pierres dans des sols et sur des versants périglaciaires au Chambeyron (Basses Alpes). *Les Congrès et Colloques de L'Université de Liège*, vol. 67. Université de Liège, Liège, pp. 251 – 268.
- Pissart, A., 1973. L'origine des sols polygonaux et striés du Chambeyron (Basses– Alpes). *Bull. Soc. Géogr. Liège* 9, 33 – 53.
- Pissart, A., 1982. Experiences de terrain et de laboratoire pour expliquer la genèse de sols polygonaux decimetriques triés. *Stud. Geomorphol. Carpatho- Balc.* 15, 40 – 47.

- Prima, O.D.A., Yoshida, T., 2010. Characterization of volcanic geomorphology and geology by slope and topographic openness, *Geomorphology* 118, 22 - 32.
- Radbruch-Hall, D., Varnes, D.J., Savage, W.Z., 1976. Gravitational spreading of steep-sided ridges (“Sackung“) in Western United States. *IAEG Bulletin* 14, 23 - 35.
- Ratschbacher, L., 1986. Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: Changing translation path due to transpression. *Tectonophysics* 125 (4) , 335 - 356.
- Ravazzi, C., Badino, F., Marsetti, D., Patera, G., Reimer, P.J., 2012. Glacial to paraglacial history and forest recovery in the Oglio glacier system (Italian Alps) between 26 and 15 ka cal BP. *Quaternary Science Reviews* 58, 146 – 161.
- Reitner, J., Lang, M., Van Husen, D., 1993. Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). *Quaternary International* 18 (C), 43 - 51.
- Reusser, D.E., Zehe, E., 2010. Low-cost monitoring of snow height and thermal properties with inexpensive temperature sensors. *Hydrol. Process.* 25, 1841 – 1852.
- Reynard, E., Lambiel, C., Delaloye, R., Devaud, G., Baron, L., Chapellier, D., et al., 2003. Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps). In: *Proceedings 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, vol. 2. Balkema*, pp. 947–952.
- Ribolini, A., Chelli, A., Guglielmin, M., Pappalardo, M., 2007. Relationships between glacier and rock glacier in the Maritime Alps, Schiantala Valley, Italy. *Quaternary Research* 68, 353 – 363.
- Ribolini, A., Guglielmin, M., Fabre, D., Bodin, X., Marchisio, M., Sartini, S., Spagnolo, M., Schoeneich, P., 2010. The internal structure of rock glaciers and recently deglaciated slopes as revealed by geoelectrical tomography: insights on permafrost and recent glacial evolution in the Central and Western Alps (Italy-France). *Quaternary Science Reviews* 29 (3-4), 507 - 521.
- Richards, J.A., 1999. *Remote Sensing Digital Image Analysis*, Springer-Verlag, Berlin, p. 240.
- Riley, S.J., De Gloria, S.D., Elliot, R., 1999. A Terrain Ruggedness that Quantifies Topographic Heterogeneity. *Intermountain Journal of Science* 5, No.1-4, 23 - 27.
- Rizzo, V., 1984. Alcuni esempi di fenomeni gravitativi profondi nel tentativo di una caratterizzazione. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 103, 697 - 700.

- Roed, M.A., Waslyk, D.G., 1973. Age of inactive alluvial fans – Bow River Valley, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences* 10, 1834 – 1840.
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C., Käab, A., 2008. Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. In Kane DL and Hinkel KM (eds) – Ninth International Conference on Permafrost – Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks, 1505 – 1510.
- Ryder, J.M., 1971a. The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 279 – 298.
- Ryder, J.M., 1971b. Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 1252 – 1264.
- Sato, T., Kurashige, Y., Hirakawa, K., 1997. Slow mass movement in the Taisetsu mountains, Hokkaido, Japan. *Permafr. Periglac. Process.* 8 (3), 347 – 357.
- Schmid, M.O., Gubler, S., Fiddes, J., Gruber, S., 2012. Inferring snowpack ripening and melt-out from distributed measurements of near-surface ground temperatures, *The Cryosphere* 6, 1127 – 1139.
- Schmid, S.M., Zingg, A., Handy, M., 1987. The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics* 135, 47 – 66.
- Schrott, L., Hufschmidt, G., Hankammer, M., Hoffmann, T., Dikau, R., 2003. Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an Alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology* 55, 45 – 63.
- Schrott L., Sass O. 2008. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology* 93, 55–73.
- Semenza, E., Ghirotti, M., 2000. History of the 1963 Vajont slide: The importance of geological factors. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 59 (2), 87 - 97.
- Semenza, E., 2010. The Story of the Vaiont told by the Geologist who discovered the landslide, K-flash Ed., pp. 205.
- Seppi, R., Baroni, C., Carton, A., Dall'Amico, M., Rigon, R., Zampedri, G., Zumiani, M., 2011. Chapter 3.11: Case studies in the European Alps – Maroccan rock glacier, Val di Genova, Italian Alps. In: Kellerer-Pirklbauer A. et al. (eds): *Thermal and geomorphic permafrost response to*

present and future climate change in the European Alps. PermaNET project, final report of Action 5.3., p. 129-139. ADRA - Association pour la diffusion de la recherche alpine, ISBN 978-2903095-58-1.

Seppi, R., Carton, A., Zumiani, M., Dall'Amico, M., Zampedri, G., Rigon, R., 2012. Inventory, distribution and topographic features of rock glaciers in the southern region of the Eastern Italian Alps (Trentino). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 35, 185 - 197.

Shakesby, R.A., Matthews, J.A., 1996. Glacial activity and paraglacial landsliding in the Devensian lateglacial: evidence from Craig Cerry-gleisiad and Fan Dringarth, Forest Fawr (Brecon Beacons), South Wales. *Geological Journal* 31, 143 – 157.

Shanley, J.B., Chalmers, A., 1999. The effect of frozen soil on snowmelt runoff at Sleepers River, Vermont. *Hydrological Processes* 13, 1843 – 1858.

Shean, D.E., Head III, J.W., Marchant, D.R., 2007. Shallow seismic surveys and ice thickness estimates of the Mullins Valley debris-covered glacier, McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Antarctic Science*, 19, 485–496.

Shroder, J.F., Bishop, M.P., Copland, L., Sloan, V.F., 2000. Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 82, 17 – 31.

Skempton, A.W., Hutchinson, J.N., 1969. Stability of natural slopes and embankment foundations. In: *Proceedings of the 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation and Engineering, State-of-the-Art Volume*, Mexico City, 291 - 340.

Slaymaker, O., 1977. Estimation of sediment yields in temperate alpine environments. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 122, 109 – 117.

Slaymaker, O., 1987. Sediment and solute yields in British Columbia and Yukon: their geomorphic significance re-examined. In: Gardiner, V. (Ed.), *International Geomorphology*, 1986., Vol. 1. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 925 – 945.

Slaymaker, O., McPherson, H.J., 1977. An overview of geomorphic processes in the Canadian Cordillera. *Zeitschrift für Geomorphologie* 21, 169 – 186.

Slaymaker, O., Spencer, T., Embleton-Hamann, C., (eds), 2009. *Geomorphology and Global Environmental Change*. Cambridge University Press, Cambridge.

- Sölva, H., Grasemann, B., Thöni, M., Thiede, R., Habler, G., 2005. The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria). *Tectonophysics* 401, 143 - 166.
- Sorriso-Valvo, M., 1984. Deep-seated gravitational slope deformations in Calabria (Italy). *Serie Documents du BRGM* 83 CJ, 98 - 106.
- Sorriso-Valvo, M., 1988. Studi sulle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia. Relazione introduttiva alla tavola rotonda "Deformazioni gravitative profonde di versante". *Memoria della Società Geologica Italiana* 41, 877 - 888.
- Sorriso-Valvo, M., 1995. Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda e frana. *Memoria della Società Geologica Italiana* 50.
- Spitz, A., Dyhrenfurth, G., 1914. *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und der Stilfserjoch. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF)* 44.
- Strahler, A.N., 1975. *Physical Geography*. Wiley, New York. 643 pp.
- Stutz, E., Walter, U., 1983. Zur Stratigraphie und Tektonik am Nordostrand der Engadiner Dolomiten am Schlinigpass (Gemeinden Sent, Graubiuenden und Mals, Suedtirol). *Eclogae Geol. Helv.* 76, 523 - 550.
- Ter-Stephanian, G., 1966. Type of depth creep of slopes in rock masses. *Problems of Geomechanics*, 3, 49 - 69.
- Terzaghi, K., 1962. Stability of steep slopes on hard unweathered rock. *Gèotechnique* 12, 251 - 270.
- Tou, J.T., Gonzalez, R.C., 1974. *Pattern Recognition Principles*, Addison-Wesley Publishing Company, Reading, Massachusetts.
- Valt, M., Cianfarra, P., 2009. Lo straordinario inverno del 2008-2009. *Neve e Valanghe* 67, 4-15.
- Van Husen, D., 1977. Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. *Jarbuch der Geologischen Bundesanstalt* 120, 1 – 130 (in German).
- Van Husen, D., 2004. Quaternary glaciations in Austria. In: Elhers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology — Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam, 1 – 13.

- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In: Special Report 176: Landslides: Analysis and Control (Eds: Schuster, R. L. & Krizek, R. J.). Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C., 11 - 33.
- Varnes, D.J., Radbruch-Hall, D., Varnes, K.L., Smith, W.K., Savage, W.Z., 1990. Measurements of ridge-spreading movements ("Sackungen") at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, 1975-1989. U.S. Geological Survey Open-File Report, 90 - 543.
- Vescovi, E., Ravazzi, C., Arpentini, E., Finsinger, W., Pini, R., Valsecchi, V., Wick, L., Ammann, B., Tinner, W., 2007. Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 26 (11–12), 1650 – 1669.
- Vitek, J.D., Giardino, J.R., 1987. Rock glaciers: a review of the knowledge base. In Giardino JR and Vitek JD (eds), *Rock Glaciers*. Allen & Unwin – London, 1 - 26.
- Wahrhaftig, C., Cox, A., 1959. Rock glaciers in the Alaska Range, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, 383–436.
- Washburn, A.L., 1979. *Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Edward Arnold, London. 406 pp.
- Whalley, W.B., Martin, H.E., 1992. Rock glaciers: II models and mechanisms, *Progress in Physical Geography* 16, 127-186.
- Whalley, W.B., Palmer, C.F., 1998. A glacial interpretation for the origin and formation of the Marinets rock glacier, Alpes Maritimes, France. *Geografiska Annaler* 80, 221 – 236.
- Williams, P.J., Smith, M.W., 1989. *The Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology*. Cambridge Univ. Press, Cambridge. 306 pp.
- Wilson, P., Clark, R., 1991. Development of miniature sorted patterned ground following soil erosion in East Falkland, South Atlantic. *Earth Surf. Process. Landf.* 16, 369 – 376.
- Wood, J., 1996. *The Geomorphological Characterization of Digital Elevation Models*, Ph. D. Thesis, University of Leicester, Department of Geography, Leicester, UK.
- Wyrwoll, K-H., 1977. Causes of rock-slope failure in a cold area: Labrador-Ungava. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology* 3, 59 – 67.

- Yokoyama, R., Sirasawa, M., Pike, R., 2002. Visualizing topography by openness: A new application of image processing to digital elevation models, *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 68(3), 257 – 265.
- Zhang, T., 2005. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: an overview. *Rev. Geophys.*, 43, 1 – 23.
- Zanoner, T., Carton, A., 2011. Misure di temperature del suolo nelle Dolomiti: il caso di studio del Bacino del Vauz (Arabba - BL). In: *ATTI della IV Giornata Nazionale dei Giovani Geomorfologi AIGEO*, 61-63.
- Zanoner, T., Seppi, R., Carton, A., Ninfo, A., 2012. Solar radiation and ground temperature as factors affecting the transition from glacial to periglacial processes in the Dolomites: the case of Cima Uomo glacier. *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana* 21 (2), 1140 - 1142.
- Zanoner, T., Seppi, R., Carton, A., Ninfo, A., Bondesan, A., Francese R., Zumiani, M., 2013a. Transition from glacial to periglacial processes in the Dolomites: the case of Cima Uomo area (Eastern Italian Alps). 8th IAG International Conference on Geomorphology - Paris - August 27th to 31st, 2013.
- Zanoner, T., Francese, R., Bondesan, A., Giorgi, M., Carton, A., Seppi, R., Ninfo, A., 2013b. 3D geophysical imaging to study the evolution of a debris covered glacier in the Dolomites (South-Eastern Italian Alps). 8th IAG International Conference on Geomorphology - Paris - August 27th to 31st, 2013.
- Zischinsky, U., 1966. On The Deformation Of High Slopes. *Proc. 1st Conf. Int. Soc. Rock Mech.*, Lisbon, (2), 179 – 185.
- Zischinsky, U., 1969. Über Sackungen. *Rock Mech.* 1, 30 - 52.
- Zorzi, L., Massironi, M., Surian, N., Genevois, R., Floris, M., 2013 in press. How multiple-foliations may control large gravitational phenomena: A case study from the Cismon Valley, Eastern Alps, Italy, *Geomorphology*.

RINGRAZIAMENTI

- *Desidero ringraziare innanzitutto il mio supervisore Prof. **Alberto Carton** per l'immensa disponibilità, la paziente supervisione durante tutti i tre anni di dottorato e gli insegnamenti che mi ha dato. Ho trascorso un bel periodo di lavoro e spero di avere ancora l'onore di continuare a collaborare con Lui. Grazie mille!!*
- *Un grazie particolare va al Dott. **Roberto Seppi**, oltre che collaboratore formidabile, grande amico, lo ringrazio molto per la sua gentilezza, il suo prezioso aiuto, ed i molti consigli che mi ha dato, anche con Lui è stato un onore lavorare.*
- *Ringrazio il Dott. **Matteo Massironi**, il suo contributo è stato essenziale per lo sviluppo del caso di studio della Valle di Slingia. Lo ringrazio per tutto ciò che ha fatto!!*
- *Ringrazio tutti coloro con cui ho collaborato in questi tre anni nell'ambito di questa tesi e più in generale di questo dottorato di ricerca, in particolare il Dott. **Luca Carturan** e il Dott. **Matteo Zumiani**.*
- *Ringrazio i numerosi amici e collaboratori dell'Ex Dipartimento di Geografia e di Geoscienze, tra cui spiccano in particolar modo il Dott. **Alessandro Fontana**, il Dott. **Aldino Bondesan**, il Dott. **Francesco Ferrarese** e il Dott. **Paolo Mozzi**.*
- *Ringrazio molto anche il Dott. **Sandro Rossato**, per la piacevole compagnia durante questi anni e per tutti i consigli e suggerimenti.*
- *Un particolare ringraziamento va al Dott. **Massimo Pecci** perché sempre mi ha dato consigli e dritte molto utili!!!*
- *Un ringraziamento particolare va ai miei **genitori e mia sorella Lara** che mi hanno dato la possibilità di svolgere anche questo percorso e per avermi sempre sostenuto nelle mie scelte!!*
- *Un pensiero e sentito ringraziamento va anche a tutti coloro che mi hanno aiutato in vario modo durante questa tesi, sia in modo pratico che morale, fornendo braccia, menti, spalle e quant'altro. Grazie davvero, senza di **Voi** sarebbe stata molto più dura (in particolare **Arianna, Natascha, Michele Fondriest, Daniele Dallavalle, Isabella, Claudia, Jenny, Koris, Stefano, Borgo**).*
- *In fine un particolare ringraziamento va a **FITWELL** e al suo responsabile marketing **Mauro Anhaus** per le ottime calzature fornite!!*

ALLEGATI

- Allegato 1.....Carta geomorfologica della Valle di Slingia (Alpi Orientali – Alto Adige).*
- Allegato 2.....Profili Geologici DGPV 1, DGPV 2 e DGPV 5.*
- Allegato 3.....Profili Geologici DGPV 3 e DGPV 4.*
- Allegato 4.....Rete di monitoraggio nell'area di Cima Uomo.*
- Allegato 5.....Regimi termici dei DL di Cima Uomo.*
- Allegato 6.....Carta geomorfologica dell'Alto Bacino del Cordevole (Dolomiti – Belluno).*
- Allegato 7.....Rete di monitoraggio GST al Bacino del Vauz.*
- Allegato 8.....Regimi termici dei DL ARA_1, ARA_4, ARA_5 e ARA_6.*
- Allegato 9.....Regimi termici dei DL ARA_2, ARA_3 e ARA_4.*

CARTA GEOMORFOLOGICA della VALLE DI SLINGIA (Alpi Orientali - Alto Adige)

Forme e depositi quaternari

Forme e depositi fluviali

- Scarpata di erosione fluviale attiva
- Scarpata di erosione fluviale non attiva
- Solchi da ruscellamento
- Deposito torboso
- Deposito lacustre - palustre
- Conoide alluvionale non attivo
- Deposito da debris flow (attivo)
- Deposito da debris flow (non attivo)
- Deposito colluviale

Forme e depositi legati alla gravità

- Nicchia di frana di tipo colata (non attiva)
- Nicchia di frana di tipo crollo (attiva)
- Nicchia di degradazione (attiva)
- Nicchia di frana di tipo complessa (attiva)
- Nicchia di frana di tipo complessa (non attiva)
- Nicchia di frana secondaria
- Soliflusso non attivo
- Cono detritico attivo
- Cono detritico non attivo
- Deposito di frana di tipo colata (non attivo)
- Deposito di frana di tipo crollo (attivo)
- Deposito di frana di tipo complessa (attivo)
- Deposito di frana di tipo complessa (non attivo)
- Detrito di versante attivo
- Detrito di versante non attivo

Forme e depositi legati all'attività glaciale

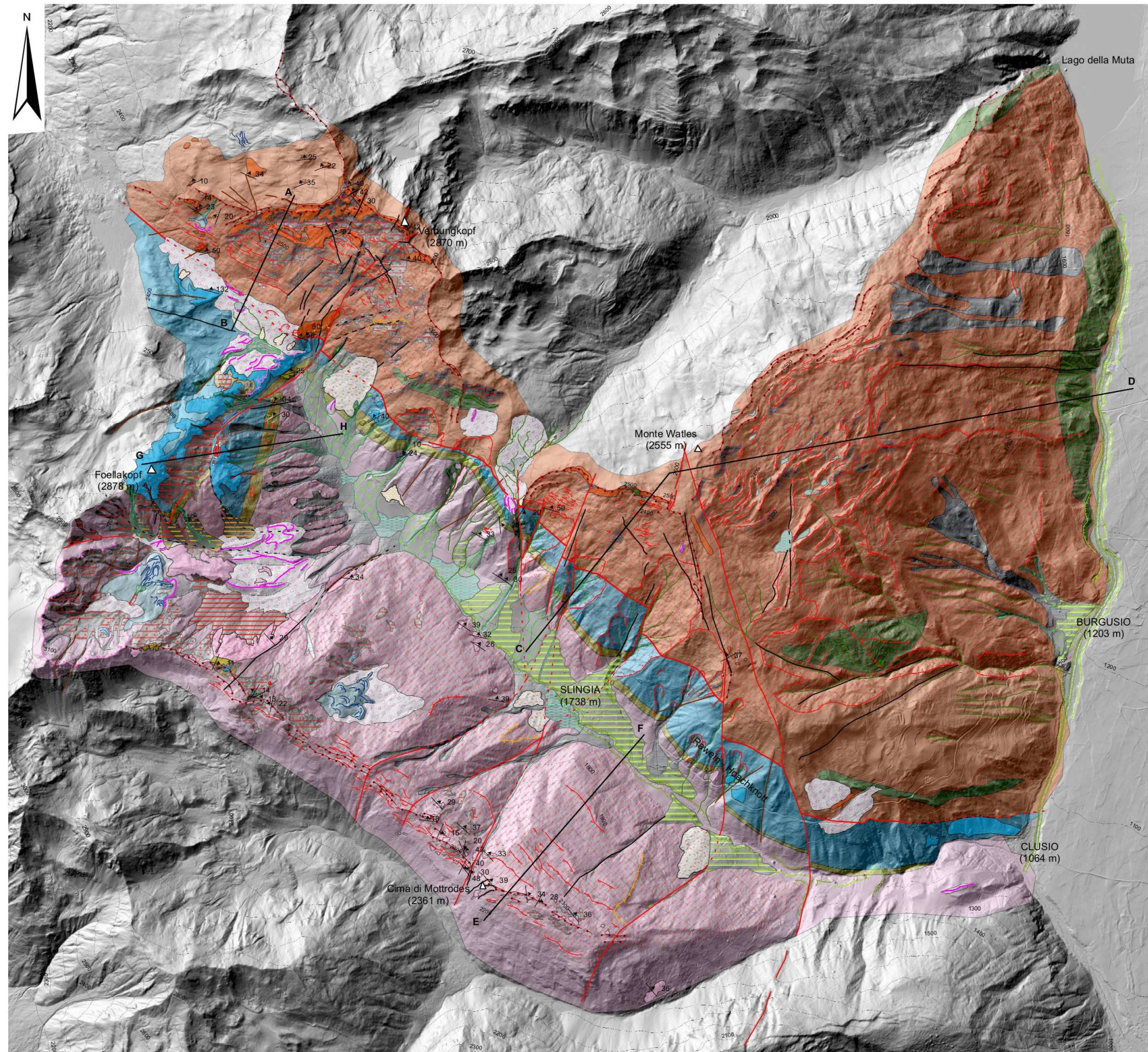
- Soglia di valle glaciale sospesa
- Circo glaciale
- Cresta argine morenico
- Deposito glaciale

Forme e depositi legati a processi periglaciali

- Cresta nivomarena
- Lobi di rock glacier
- Cono di valanga-misto
- Deposito nivomarena
- Rock glacier

Deformazioni Gravitative Profonde di Versante

- Trincea
- Rottura di pendenza
- Controscarpata
- Versante in DGPV



Substrato geologico

Giaciture scistosità

Elementi strutturali

- Faglia certa
- Faglia presunta
- Linea di Slingia certa
- Linea di Slingia presunta
- Lineamento certo
- Lineamento presunto
- Lineamento gravitativo certo
- Lineamento gravitativo presunto
- Linea di cresta

Falda di S-Chari

- Coperture Permomesozoiche
- Metaconglomerato
- Ortogneiss

Falda di Oetzal

- Paragneiss
- Anfiboliti

A-B Tracce sezioni geologiche

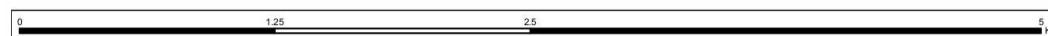
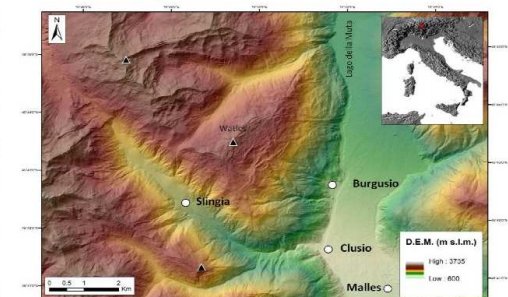


Dipartimento di Geoscienze
Università degli Studi di Padova

Allegato 1

Carta geomorfologica
della Valle di Slingia
(Alpi Orientali - Alto Adige)

Inquadramento Geografico

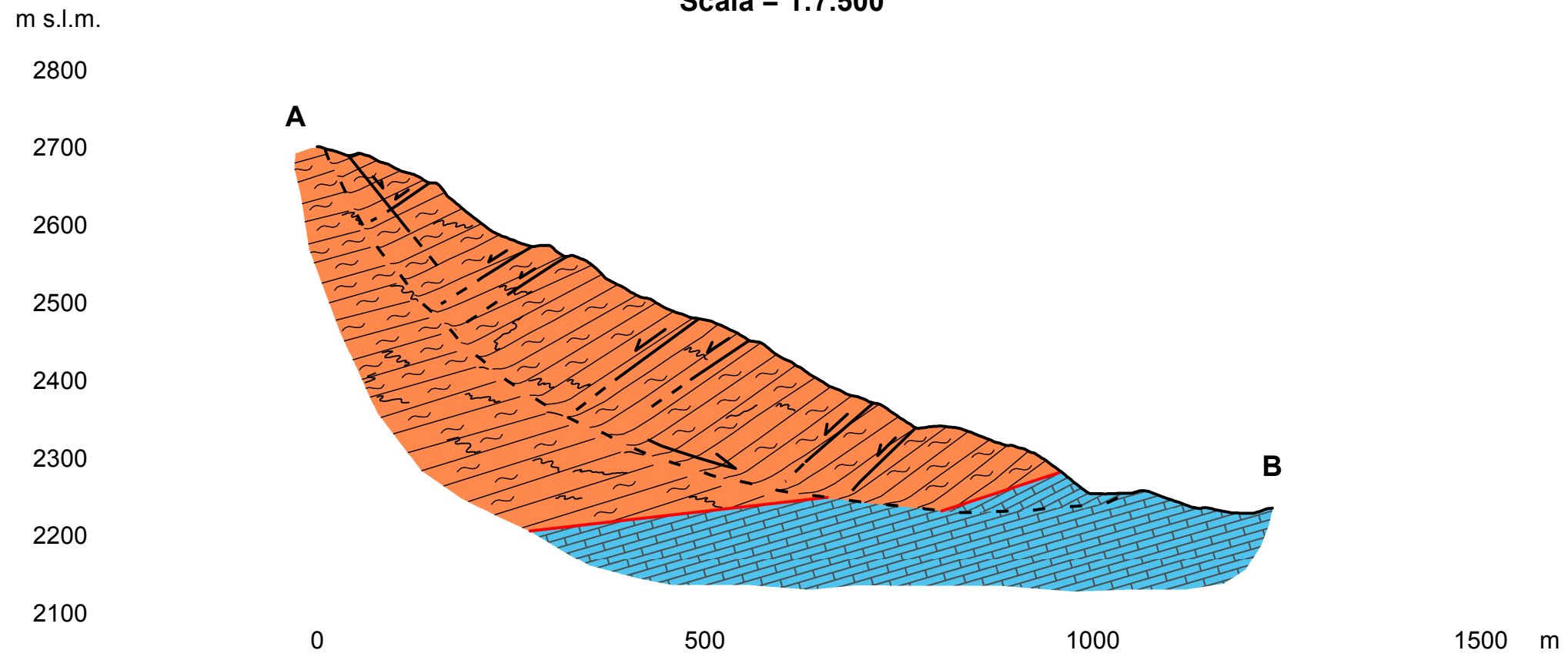


Scala = 1:15.000

Equidistanza = 100 m

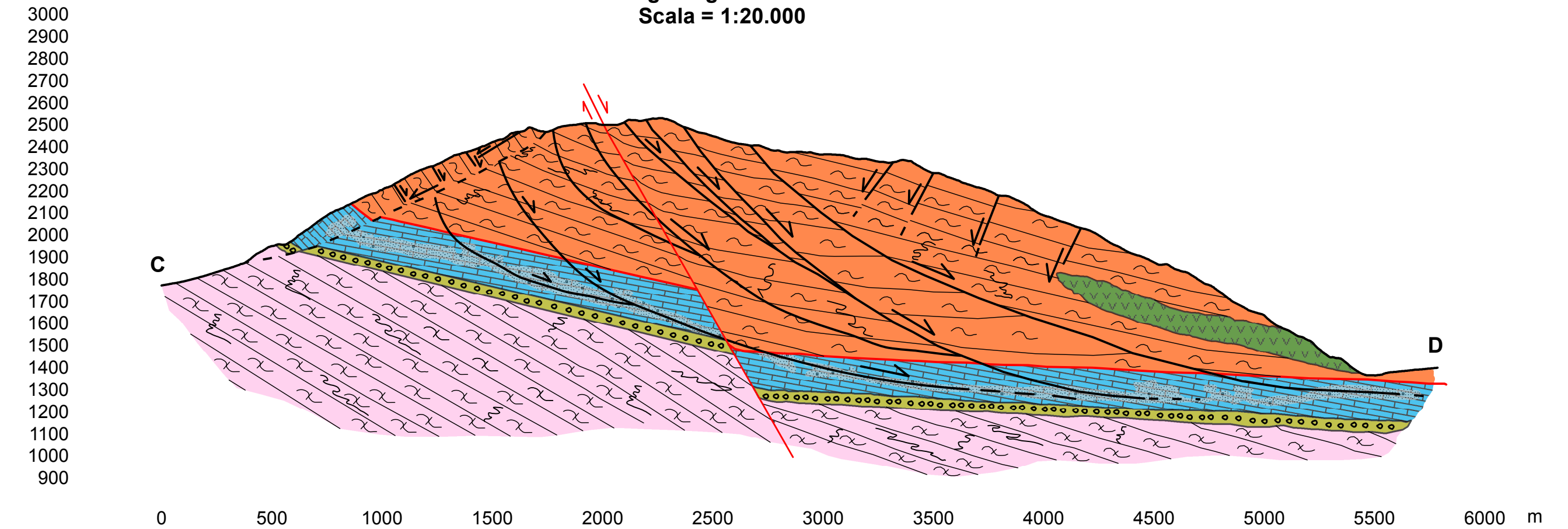
Base cartografica: Hillshading 315 derived from LiDAR-DEM (P.A.B. 2005)

Profilo geologico DGPV 1
Scala = 1:7.500



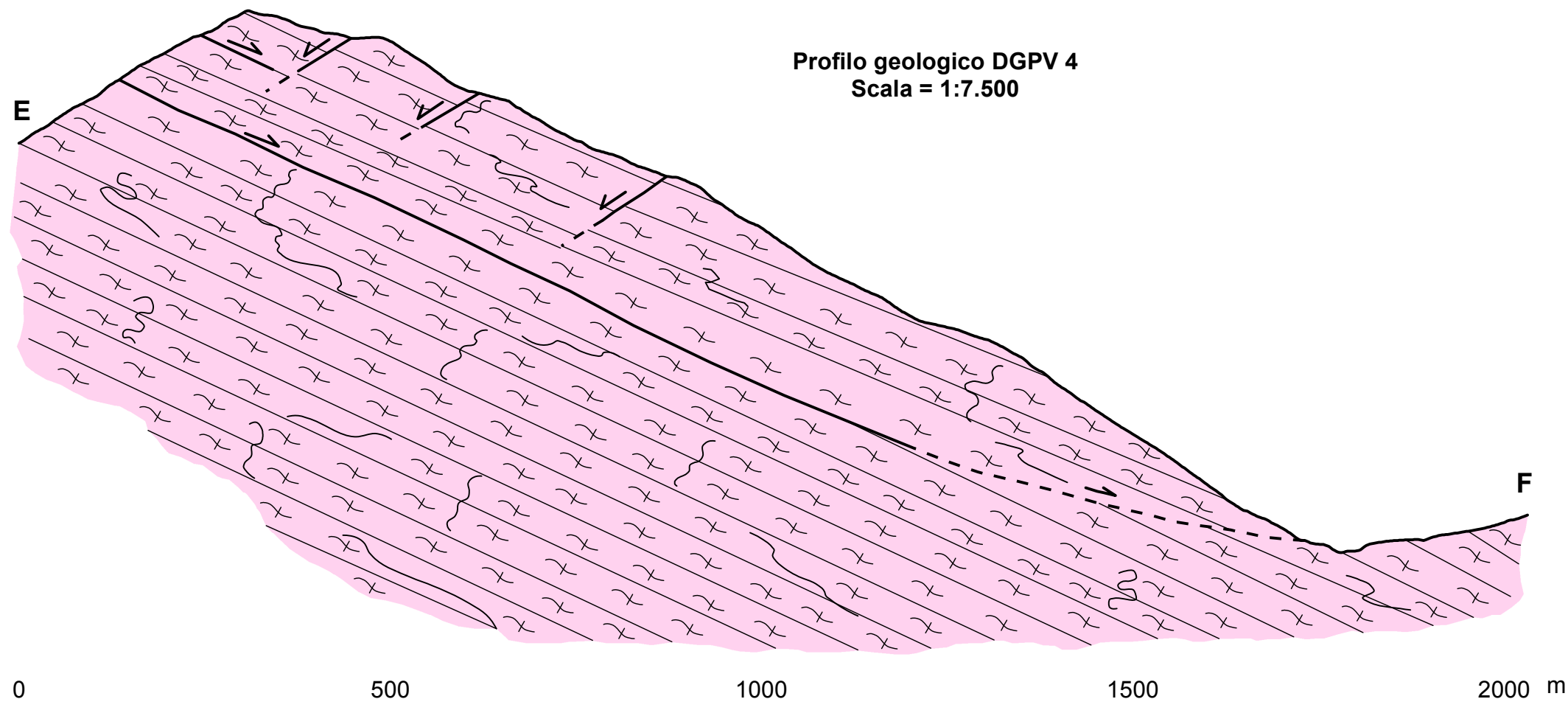
m s.l.m.

Profilo geologico DGPV 2 e 5
Scala = 1:20.000



m s.l.m.
2300
2200
2100
2000
1900
1800
1700
1600
1500

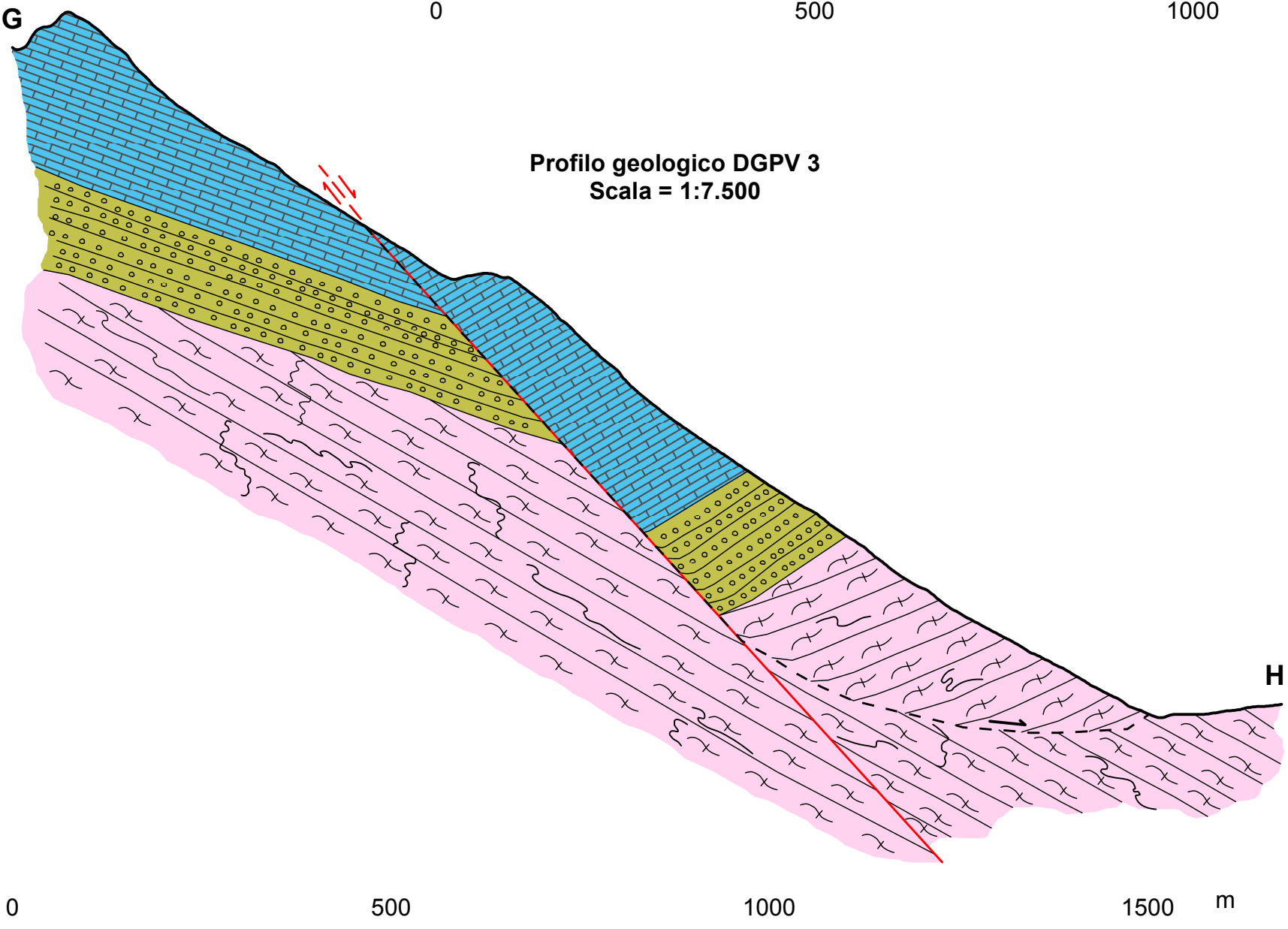
Profilo geologico DGPV 4
Scala = 1:7.500



m s.l.m. **G**

2800
2700
2600
2500
2400
2300
2200
2100
2000
1900
1800

Profilo geologico DGPV 3
Scala = 1:7.500



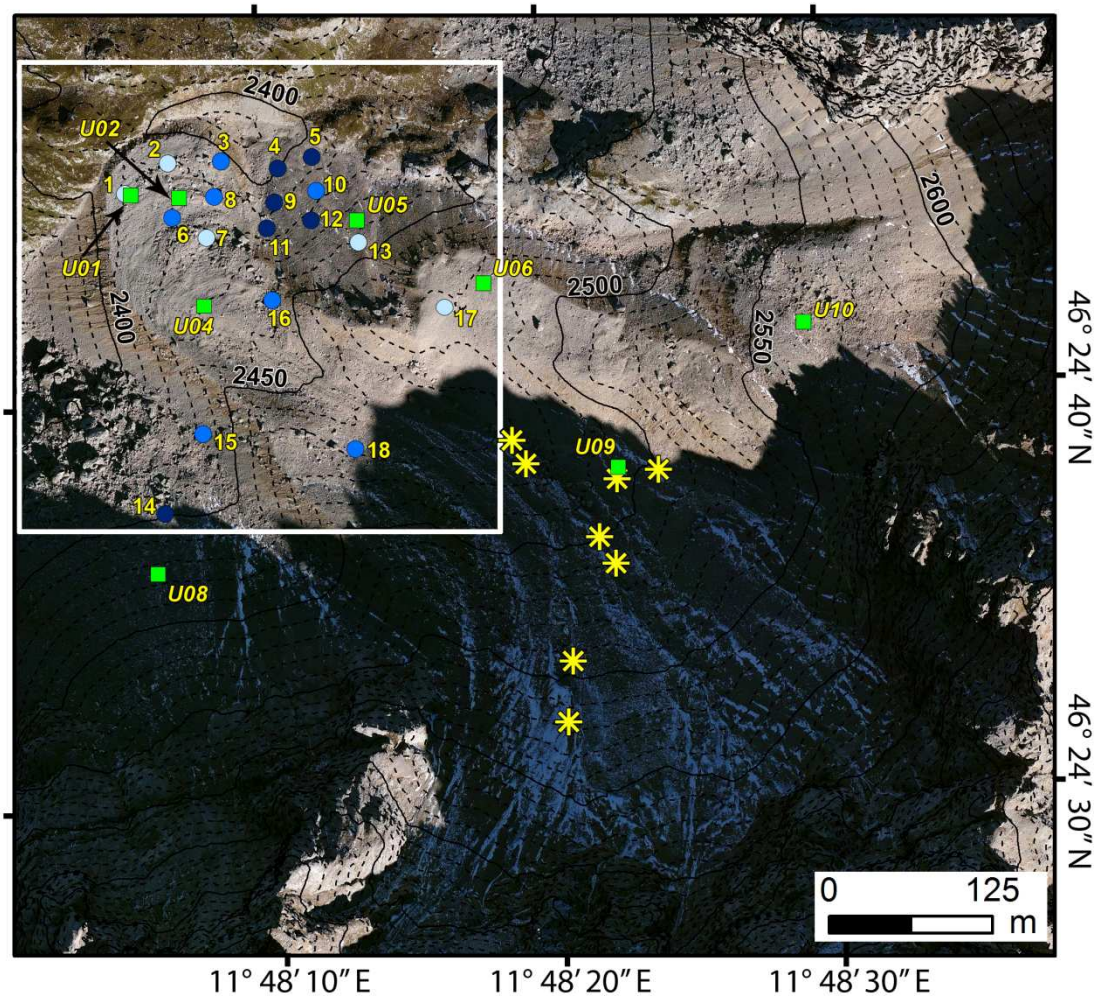
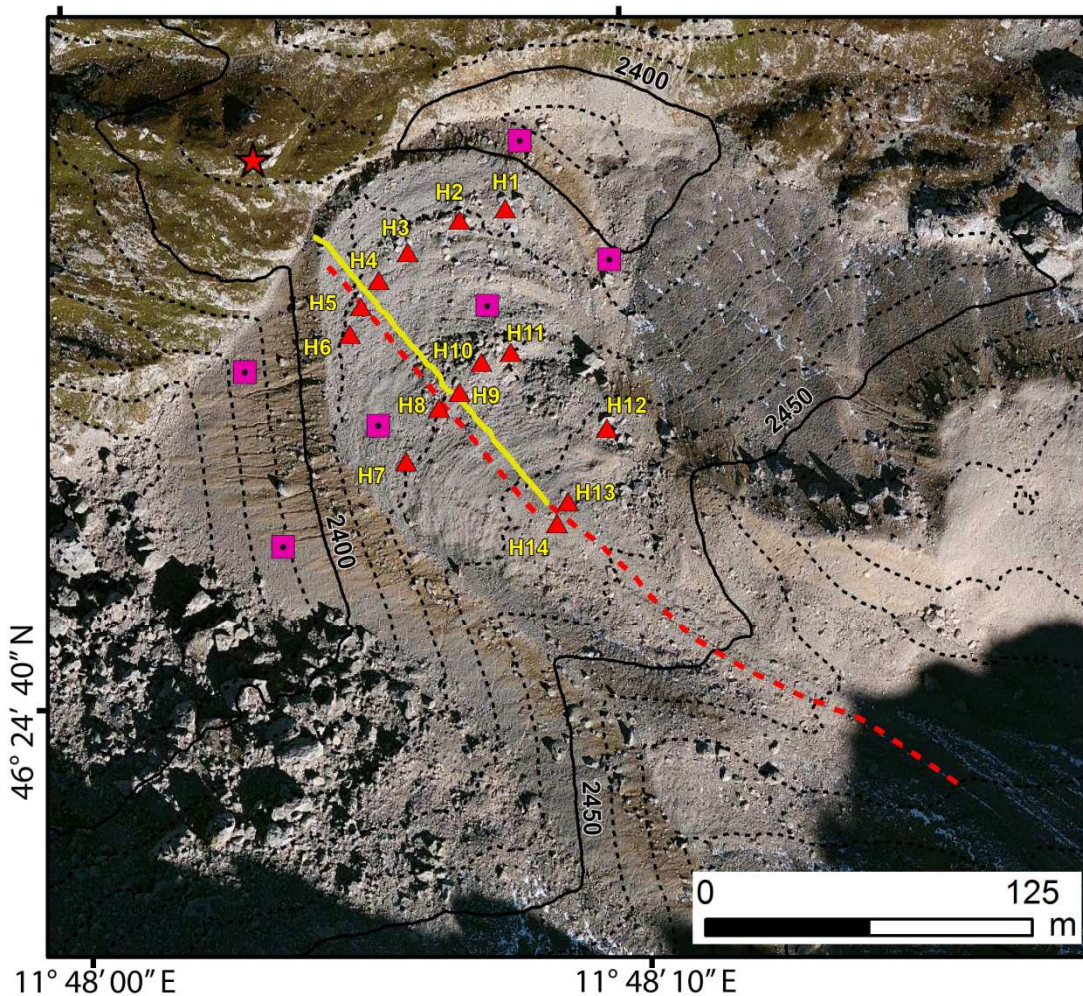
0

500

1000

1500 m

Allegato 4 – Rete di Monitoraggio nell'area di Cima Uomo



- GPR profile
- ERT profile
- ERT remote pole

- ★ Primary topographic station
- ▲ Topographic monitoring point

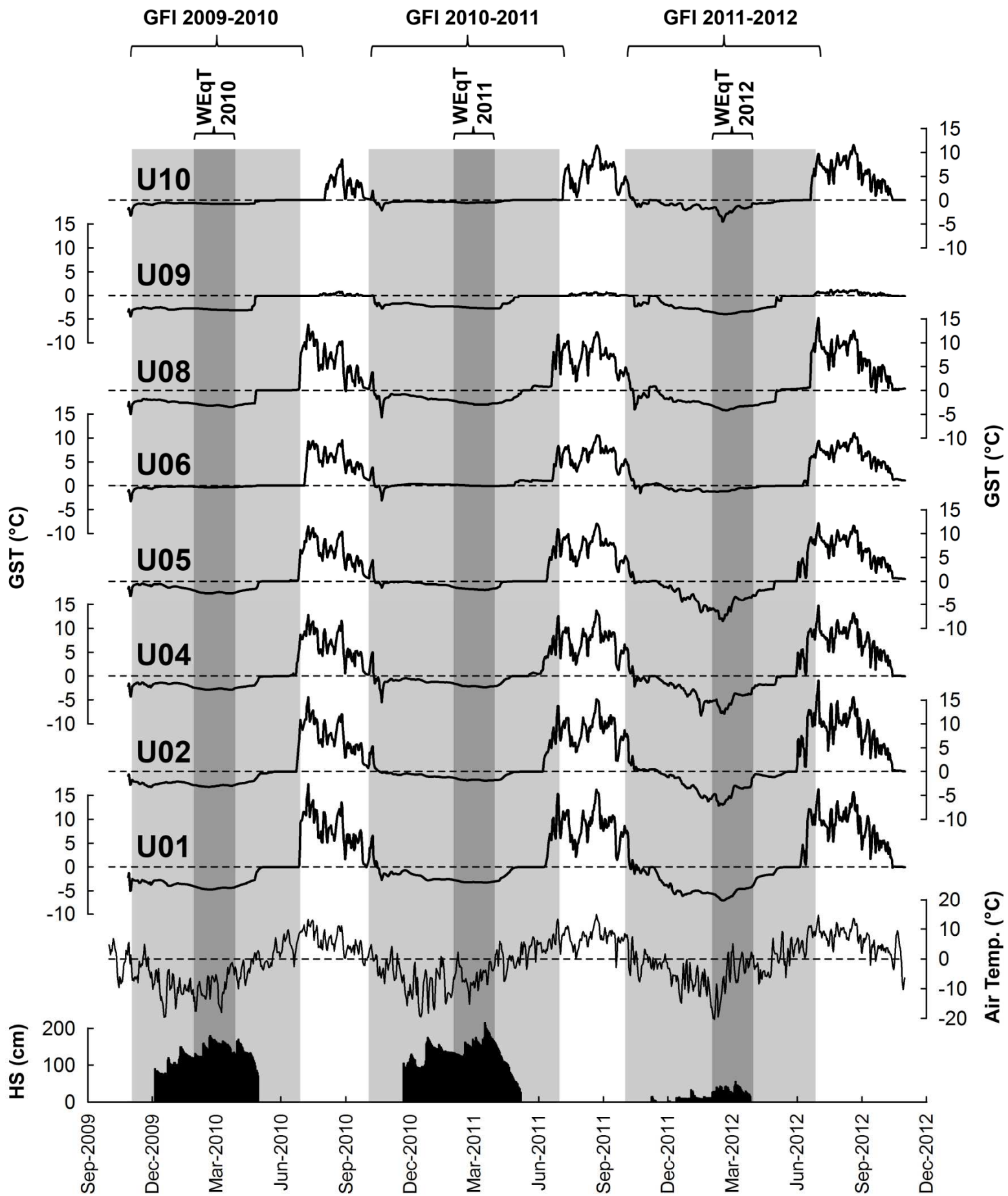
- Ground temperature data logger
- * Ice outcrop (2012)

BTS values (°C)

- < -3.0
- -2.0 ÷ -3.0
- 0.0 ÷ -2.0



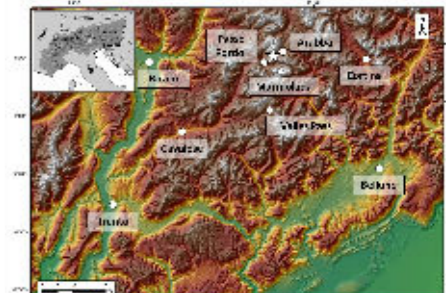
Allegato 5 – Regimi termici dei DL di Cima Uomo



Allegato 6

CARTA GEOMORFOLOGICA DELL'ALTO BACINO DEL CORDEVOLE (DOLOMITI - BELLUNO)

SCALA = 1:10.000
EQUIDISTANZA = 50 m



Legenda

Elementi Antropici

- Piste da sci
- Edifici

Elementi Strutturali

- Linee di cresta
- Lineamenti strutturali
- Scarpe strutturali

Depositi e forme glaciali

- Cresta argine morenico
- Circo glaciale
- Orlo di spalla glaciale
- Deposito glaciale

Depositi e forme periglaciali

- Lobi rock glacier
- Cresta di nivomarena
- Cono da valanga e trasporto misto
- ATTIVO
- NON ATTIVO
- Rock glacier
- NON ATTIVO
- Nivomarena
- ATTIVO
- NON ATTIVO

Depositi e forme di versante

- Nicchia di frana
- Attiva (A) - Inattiva (N)
- COLATA A
- COLATA N
- CROLLO A
- CROLLO N
- DEGRADAZIONE A
- DEGRADAZIONE N
- RIBALTAMENTO A
- RIBALTAMENTO N
- ROTAZIONALE A
- ROTAZIONALE N
- SLUMP A
- SLUMP N

Deposito di frana

- COLATA A
- COLATA N
- CROLLO A
- CROLLO N
- RIBALTAMENTO A
- RIBALTAMENTO N
- ROTAZIONALE A
- ROTAZIONALE N
- SLUMP A
- SLUMP N

Falda detritica

- ATTIVO
- NON ATTIVO

Cono detritico

- ATTIVO
- NON ATTIVO

Lobi da soliflusso

- Soliflusso

Depositi e forme fluviali

- Scarpata di erosione fluviale
- ATTIVO
- NON ATTIVO
- Solchi da ruscellamento
- Gully erosion
- Rill erosion

Vallecole

- U
- V

Conoide alluvionale

- ATTIVO
- NON ATTIVO

Deposito torrentizio

- Colate miste
- ATTIVO
- NON ATTIVO
- Deposito colluviale

Substrato geologico

Complesso arenaceo argilloso e calcareo marnoso

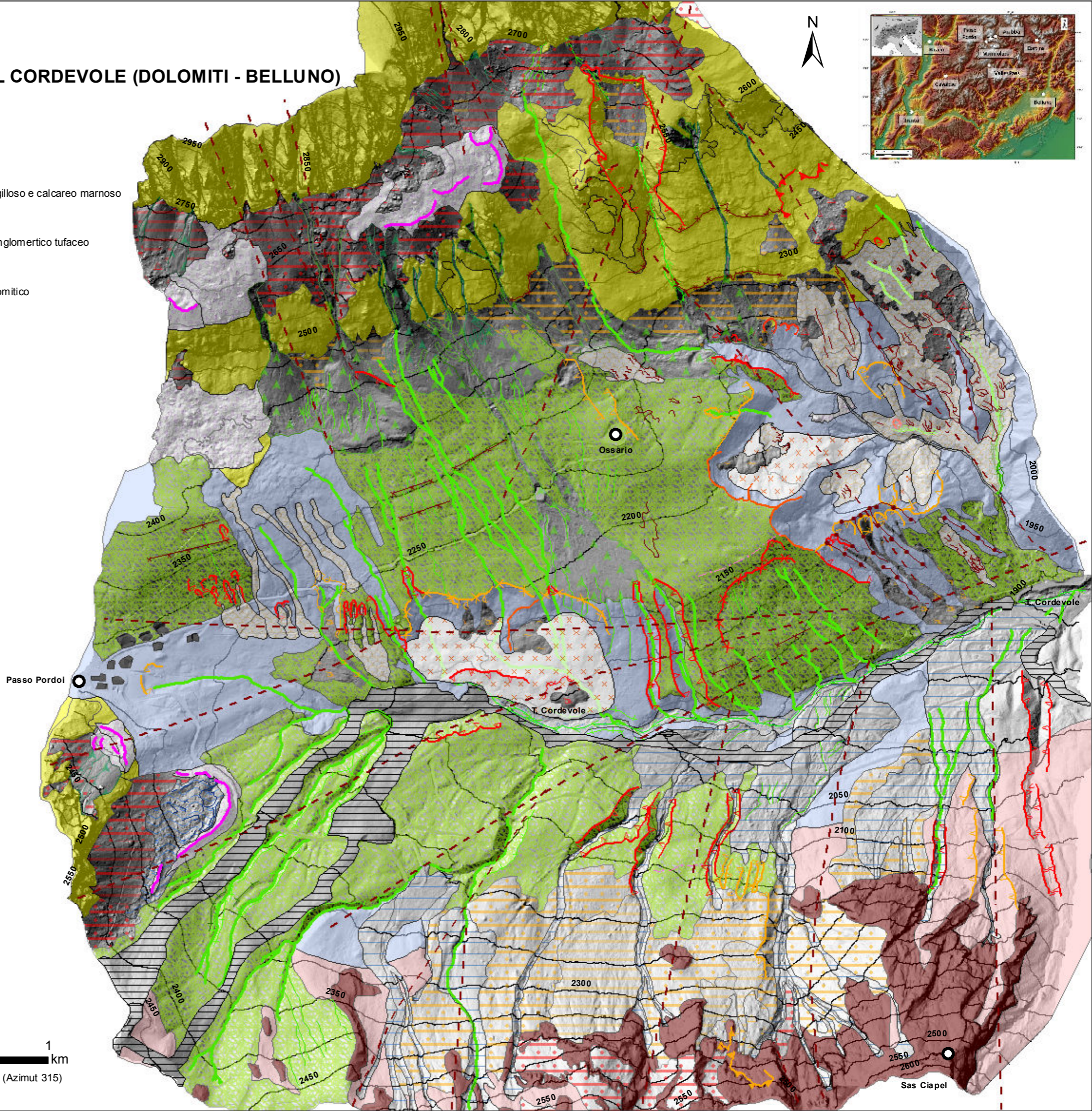
- Affiorante
- Subaffiorante

Complesso arenaceo conglomeratico tufaceo

- Affiorante
- Subaffiorante

Complesso calcareo dolomitico

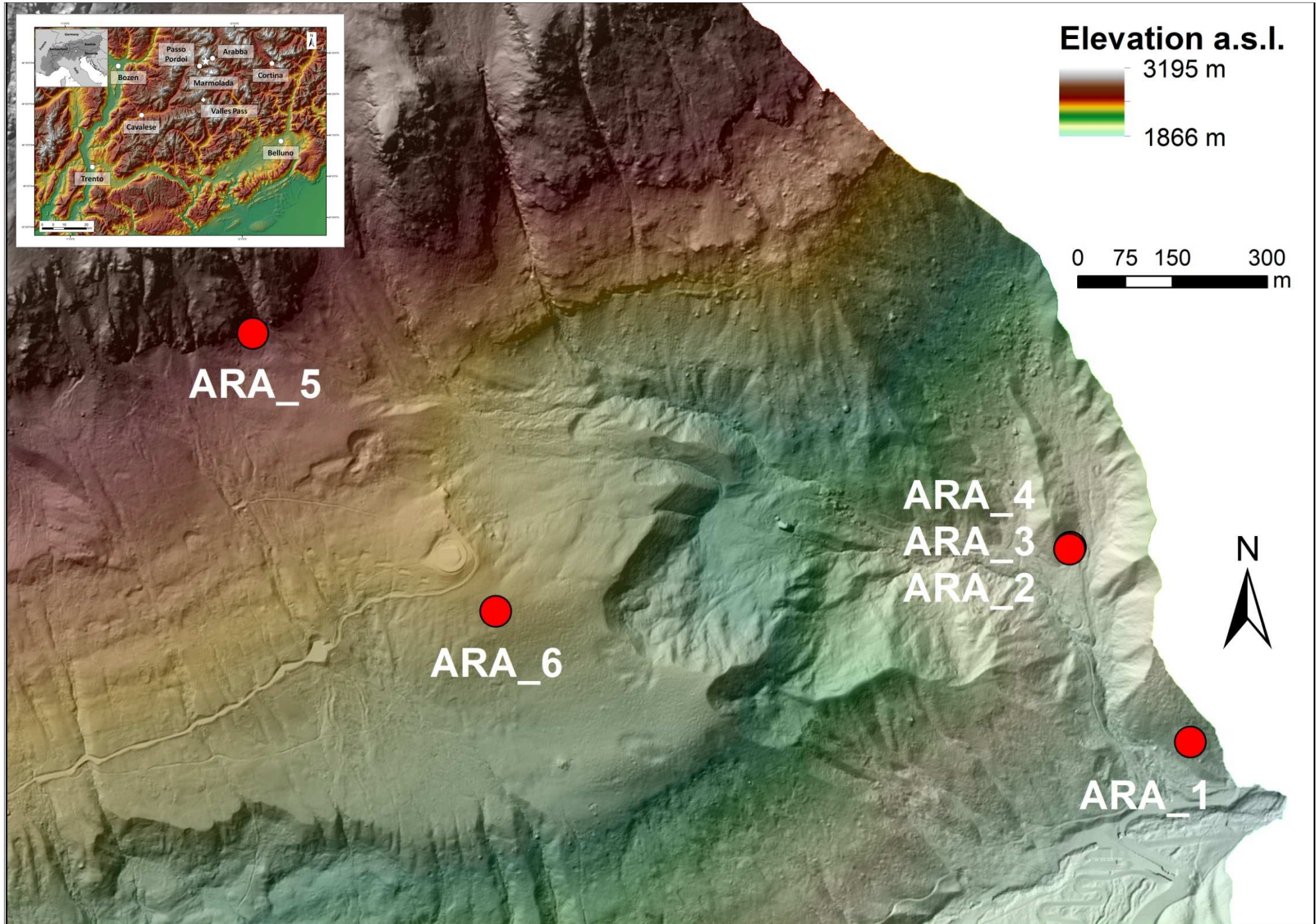
- Affiorante
- Subaffiorante



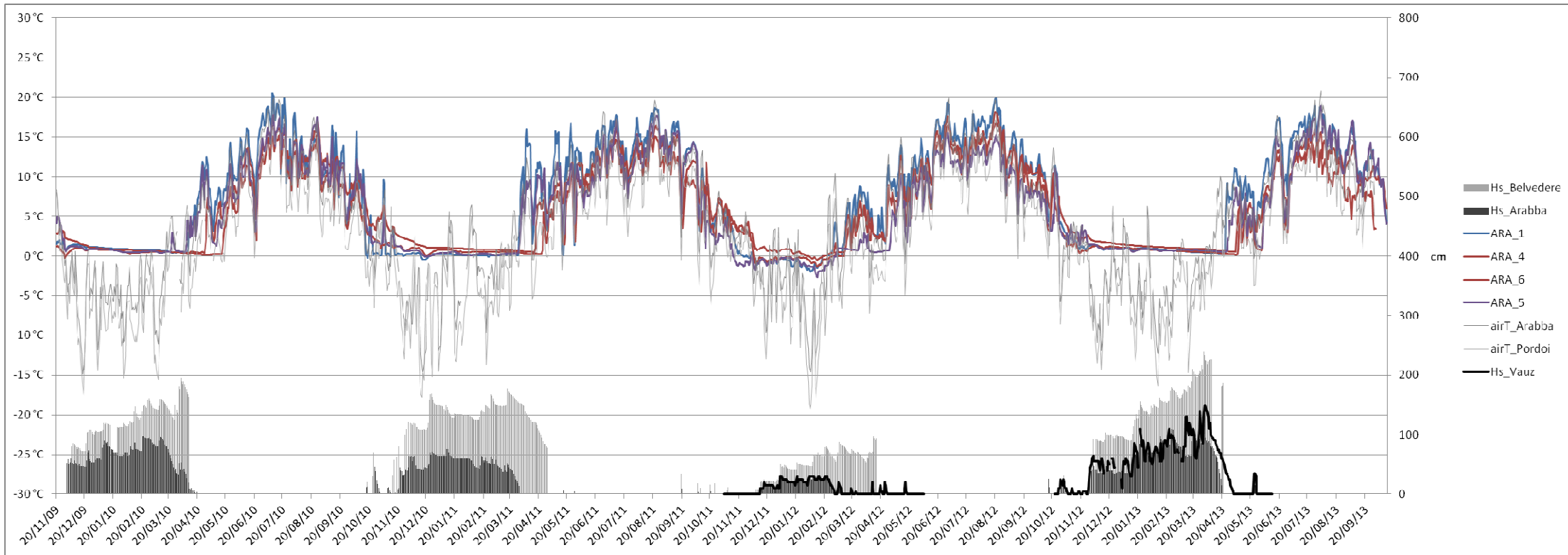
0 0.25 0.5 1 km

BASE CARTOGRAFICA: Hillshade + Contour derived by LiDAR DEM (Azimut 315)
LiDAR provided by TESAF - Università degli Studi di Padova

Allegato 7 – Rete di monitoraggio GST al Bacino del Vauz



Allegato 8 – Regimi termici dei DL ARA_1, ARA_4, ARA_5 e ARA_6



Allegato 9 – Regimi termici dei DL ARA_2, ARA_3 e ARA_4

