DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE – UNITÀ DI GEOGRAFIA
UNIVERSITÀ DI FRIBORGO (SVIZZERA)

Studio e insegnamento dei movimenti di versante in ambiente periglaciale in Ticino e nella Regione Gottardo

TESI

Presentata alla Facoltà di Scienze dell'Università di Friborgo (Svizzera)
per l'ottenimento del grado di *Doctor rerum naturalium*

Stefano MARI

di
Capriasca (TI, Svizzera)

Tesi n° ……..

Cademario, 2014
Stampa: Bettini SAGL

……..…… dalla Facoltà di Scienze dell'Università di Friborgo (Svizzera)
su proposta di:

Prof. Reynald Delaloye, Université de Fribourg, Département des Géosciences, Unité de Géographie,
Ch. Du Musée 4, 1700 Fribourg, reynald.delaloye@unifr.ch

Prof. Emmanuel Reynard, Université de Lausanne, Institut de géographie et durabilité,
Géopolis, CH – 1015 Lausanne, emmanuel.reynard@unil.ch

Dr. Adriano Ribolini, Università di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra,
via S. Maria 53, I – 56126 PISA , ribolini@dst.unipi.it

Dr. Patrick Minder, Université de Fribourg, CERF,
Rue P. A. de Faucigny 2, CH - 1700 Fribourg, patrick.minder@unifr.ch

Friborgo, …… (data della difesa privata)

Il direttore della tesi: Il decano:

Prof. Reynald Delaloye Prof. Fritz Müller

SOMMARIO

Riassunto 1
Abstract 2
Abbreviazioni 4
Ringraziamenti 5

Parte I: INTRODUZIONE E PROBLEMATICA GENERALE 9
1. Prefazione 9
2. Introduzione 10
2.1. Motivazioni scientifiche 10
2.2. Obiettivi generali e questioni di ricerca 13
2.3. Organizzazione e struttura della tesi 14
2.4. Siti investigati e dati utilizzati 16
3. Contesto scientifico generale 17
3.1. Gli ambienti periglaciali alpini 17
3.2. Il Permafrost 18
3.3. Tipo di ghiaccio in un corpo sedimentario mobile ghiacciato 20
3.4. Fattori di controllo e ripartizione del permafrost 20
3.4.1. Scala continentale 20
3.4.2. Scala regionale 21
3.4.3. Scala locale 22
3.4.4. Scala dell'oggetto 22
3.5. I ghiacciai rocciosi 23
3.5.1. definizione, tipologie e formazione 23
3.5.2. morfologia e fattori di controllo 25
3.5.3. Età dei ghiacciai rocciosi 28
3.6. Altre forme geomorfologiche di movimento di terreno in ambiente periglaciale 29
3.7. Contesto climatico 30
3.7.1. Contesto spaziale: elementi e cause del clima delle Alpi Ticinesi 31
3.7.1.1. Temperature 31
3.7.1.2. Precipitazioni 32
3.7.1.3. Radiazione solare 33
3.7.2. Contesto temporale: il clima delle Alpi Ticinesi durante il periodo di monitoraggio cinematico, termico e idrologico 33
3.7.2.1. 2009: piuttosto caldo e leggermente umido (v. Spinedi, 2010) 34
3.7.2.2. 2010: alti e bassi (v. Spinedi, 2011) 34
3.7.2.3. 2011: l'anno più caldo (v. MeteoSvizzera, 2012) 34
3.7.2.4. 2012: caldo (v. MeteoSvizzera, 2013c) 35

3.7.3. Confronto climatico spazio-temporale delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo 35
3.7.4. Confronto sulla durata dell'innevamento 35
4. Contesto storico generale 36
4.1. Storia dello studio del permafrost in Ticino 36
4.2. Breve quadro storico dello studio del permafrost nella Valle di Réchy (VS) 39

Parte II: MOVIMENTI DI VERSANTE 41
1. Introduzione e obiettivi specifici 41
2. Contesto storico-scientifico specifico 42
2.1. Breve analisi dei principali lavori nelle Alpi Vallesane 42
2.2. Principali lavori nelle Alpi Ticinesi e nella Regione Gottardo 43
2.3. Zona d'indagine 44
3. Materiali, procedimento e metodo 45
3.1. Materiali e dati utilizzati 45
3.1.1. Interferogrammi InSAR 45
3.1.2. IPTA 46
3.1.3. Ortofoto 46
3.1.4. Dati DGPS 46
3.2. Procedimento operativo 46
3.3. Il metodo InSAR 48
3.3.1. Limiti di InSAR 51
3.4. Potenzialità della tecnica InSAR 53
3.5. Scelta delle velocità e delle forme geomorfologiche di movimento di terreno 55
3.5.1. Velocità (rubrica *velocity*) (v. allegato 2.1) 55
3.5.2. Forma geomorfologica (rubrica *landform*) (v. allegato 2.1) 55
4. Risultati 56
4.1. Valle Bedretto (regioni BeL , BeR) 56
4.2. Alta Valle Maggia (regioni Ma1, Ma2) 59
4.3. Bassa Valle Maggia e Valle Verzasca (regioni Ma3, Ma4, Ve) 60
4.4. Alta Valle Leventina (regioni LeL1, LeL2, LeR1, LeR2) 62
4.5. Media e Bassa Valle Leventina (regioni LeL3, LeL4, LeR3, LeR4) 64
4.6. Alta Valle di Blenio (regioni BlR1, BlL1, BlR2, BlL2) 65
4.7. Media e Bassa Valle di Blenio (regioni BlR3, BlL3) 66
4.8. Bassa Valle di Blenio e Riviera (regioni BiL4, RiR, RiL) 68
4.9. Sintesi di tutte le regioni 69
5. Discussione 71
5.1. Distribuzione spaziale e classi di velocità 71
5.2. Ambienti periglaciali 73
5.3. Topografia 74
5.4. Condizioni climatiche 76

5.5. Zona di particolare interesse geologico 77
5.6. Valutazione sulla qualità dei risultati prodotti 79
6. Conclusioni e prospettive future 79

Parte III: CATASTO DEI GHIACCIAI ROCCIOSI 83
1. Introduzione e obiettivi specifici 83
2. Contesto storico-scientifico specifico 84
2.1. Lavori precedenti 84
2.2. Limite inferiore del permafrost discontinuo (LIP) 85
2.3. scala spaziale e modellizzazione della ripartizione del permafrost 86
2.3.1. Modelli applicabili 86
2.3.2. Risultati a scala alpina dei principali modelli elaborati finora basati su catasti di ghiacciai rocciosi 87
2.4. Contesto geomorfologico e zona d'indagine 89
3. Materiali, procedimento e metodo 90
4. Risultati 91
4.1. Generalità 91
4.2. Ghiacciai rocciosi attivi/inattivi 94
4.3. Ghiacciai rocciosi relitti 96
4.4. Distribuzione del permafrost nelle Alpi Ticinesi 98
5. Discussione 99
5.1. Caratteristiche morfodinamiche dei ghiacciai rocciosi 99
5.2. Distribuzione del permafrost nelle Alpi Ticinesi 100
5.3. Confronto con altre regioni delle Alpi 101
5.4. Significato paleoclimatico dei ghiacciai rocciosi 105
5.5. Valutazione sulla qualità dei risultati prodotti 105
6. Conclusioni e prospettive future 106

Parte IV: MONITORAGGIO 111
1. Introduzione e obiettivi specifici 111
2. Contesto storico-scientifico specifico 113
2.1. Quadro storico del monitoraggio cinematico dei ghiacciai rocciosi 113
2.2. Quadro storico del monitoraggio termico del permafrost 115
2.3. I ghiacciai rocciosi come indicatori della reptazione del permafrost 117
2.4. La variabilità temporale della cinematica dei ghiacciai rocciosi 118
2.4.1. Movimenti millenari, secolari e decennali 119
2.4.2. Movimenti annuali 120
2.4.3. Movimenti stagionali 120
2.5. Evoluzione termica del permafrost nelle Alpi 122
3. Procedura, materiali e metodi 124
3.1. Scelta dei siti da monitorare e Inquadramento geografico generale 124

3.2. Monitoraggio cinematico 126
3.2.1. Potenzialità e limiti dei sistemi di monitoraggio cinematico 126
3.2.2. Modalità d'acquisizione dei dati DGPS 127
3.2.3. Valutazione sulla qualità delle misure e margine d'errore del sistema DGPS 130
3.2.4. Organizzazione del lavoro sul terreno e procedure d'indagine 132
3.3. Monitoraggio termico 133
3.3.1. Potenzialità e limiti dei sistemi di monitoraggio termico 133
3.3.2. Il monitoraggio termico continuo GSTM 134
4. Risultati 137
4.1. GR 24: Kleinfurka, Regione Gottardo, Furkapass (UR) 138
4.1.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 138
4.1.2. Cinematica 139
4.1.3. Regime termico 141
4.1.4. Granulometria di un ghiacciaio roccioso e delle falde di detrito 142
4.1.5. Commento dei risultati 142
4.2. GR 25: Blauberg, Regione Gottardo, Furkapass (UR) 143
4.2.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 143
4.2.2. Cinematica 145
4.2.3. Regime termico 146
4.2.4. Commento dei risultati 147
4.3. GR 26: Gütsch, Regione Gottardo, Andermatt (UR) 149
4.3.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 149
4.3.2. Cinematica 150
4.3.3. Regime termico 151
4.3.4. Commento dei risultati 152
4.4. GR 27: Monte Prosa Nord, Alpi Ticinesi Occidentali, Passo del Gottardo (TI) 152
4.4.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 152
4.4.2. Cinematica 154
4.4.3. Regime termico 156
4.4.4. Valutazione metodologica delle velocità ottenute con DGPS e InSAR 157
4.4.5. Commento dei risultati 158
4.5. GR 28: Monte Prosa Sud, Alpi Ticinesi Occidentali, Passo del Gottardo (TI) 159
4.5.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 159
4.5.2. Cinematica 160
4.5.3. Regime termico 161
4.5.4. Commento dei risultati e confronto con Monte Prosa Nord 162
4.6. GR 29: Pizzo nero, Alpi Ticinesi Occidentali, Passo della Novena (TI) 163
4.6.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 163
4.6.2. Cinematica 164
4.6.3. Regime termico 166

4.6.4. Commento dei risultati 166
4.7. GR Ga: Gallina, Alpi Ticinesi occidentali, Passo della Novena (TI) 167
4.7.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 167
4.7.2. Cinematica 169
4.7.3. Commento dei risultati 170
4.8. GR 30: Passo di Grandinagia, Alpi Ticinesi Occidentali, Valle Bavona (TI) 171
4.8.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 171
4.8.2. Cinematica 173
4.8.3. Regime termico 174
4.8.4. Commento dei risultati 175
4.9. GR 31: Ganoni di Schenadüi, Alpi Ticinesi Orientali, Val Cadlimo (TI) 176
4.9.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 176
4.9.2. Cinematica 177
4.9.3. Regime termico 178
4.9.4. Esempi di specifici movimenti a scala dell'oggetto (punti GPS 14,14b, 24 e 25) 179
4.9.5. Commento dei risultati 180
4.10. GR 32: Piancabella, Alpi Ticinesi Orientali, Valle Malvaglia (TI) 181
4.10.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 181
4.10.2. Cinematica 183
4.10.3. Regime termico (ghiacciaio roccioso Pb e falda di detrito ganna Rossa) 185
4.10.4. Investigazioni geofisiche, datazioni di resti fossili e paleogeografia 186
4.10.5. Commento dei risultati 186
4.11. GR 33: Stabbio di Largario, Alpi Ticinesi Orientali, Valle di Blenio (TI) 187
4.11.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 187
4.11.2. Cinematica 188
4.11.3. Regime termico 189
4.11.4. Analisi cinematica multi-temporale 190
4.11.5. Commento dei risultati 192
4.12. GR AP: Alpe Pièi, Alpi Ticinesi Orientali, Valle di Blenio (TI) 193
4.12.1. Inquadramento geografico, geologico e contesto geomorfologico 193
4.12.2. Cinematica 195
4.12.3. Commento dei risultati 195
5. Discussione 196
5.1. Analisi spaziale e temporale della cinematica e dinamica dei 12 ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo 196
5.2. Le velocità orizzontali dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo nei contesti alpino svizzero, alpino europeo e mondiale 201
5.3. Analisi spaziale geomorfologica 203
5.4. Movimenti dei ghiacciai rocciosi e fenomeni gravitativi di dissesto in Ticino 205
5.5. Confronto metodologico DGPS-InSAR-catasto dei GR 206
5.6. Analisi spaziale del monitoraggio termico GST e ruolo del clima a scala regionale 207

5.7. Risultati e analisi del Monitoraggio cinematico e termico fino al 2013 210
5.8. Valutazione sulla qualità dei risultati prodotti 211
6. Conclusioni e prospettive future 211

Parte V: IDROLOGIA 217
1. Introduzione e obiettivi specifici 217
2. Contesto scientifico specifico 218
2.1. Idrologia dell'ambiente periglaciale alpino 218
2.1.1. Sistema idrologico in ghiacciai rocciosi attivi 218
2.1.2. Circolazione di acqua in ghiacciai rocciosi inattivi, fossili e negli ambienti periglaciali con permafrost discontinuo 221
3. Materiali e metodi 222
3.1. Preparativi generali e scelta dei traccianti 222
3.2. Strumenti di rilevamento dei coloranti: fluorimetri e fluocaptori 224
3.3. Misure idrologiche 227
4. Tracciamenti nella Valle di Sceru (Ticino) 228
4.1. Inquadramento geografico geologico e geomorfologico 228
4.2. Contesto idrografico, ipotesi e obiettivi 230
4.3. Procedimento 231
4.4. Risultati 232
4.4.1. Risultati dei fluocaptori dopo 32 giorni 232
4.4.2. Risultati dei fluocaptori tra 32 e 403 giorni dalle iniezioni 233
4.4.3. Risultati dei fluorimetri 234
4.4.4. Osservazioni di abitanti della regione 236
4.5. Discussione e commento dei risultati 236
4.6. Valutazione sulla qualità dei risultati prodotti a Sceru 238
5. Tracciamenti nella Valle di Réchy (Vallese) 238
5.1. Inquadramento geografico geologico e geomorfologico 238
5.2. Contesto idrografico 240
5.3. Prove di multitracciamento (1986-1990), ipotesi e obiettivi 241
5.4. Procedimento 243
5.5. Risultati 246
5.5.1. Risultati dei fluocaptori dopo 1 giorno 246
5.5.2. Risultati dei fluocaptori tra il primo e il secondo giorno 248
5.5.3. Risultati dei fluocaptori tra il secondo e il terzo giorno 249
5.5.4. Risultati dei fluocaptori tra il terzo e il 23° giorno 250
5.5.5. Risultati dei fluocaptori tra il 23° e il 70° giorno 251
5.5.6. Risultati dei fluocaptori tra il 70° e il 388° giorno 252
5.5.7. Risultati dei fluorimetri 252
5.5.8. Risultati da misure idrologiche 254
5.6. Discussione e commento dei risultati 255

5.6.1. Circolazione a Tsavolire 255
5.6.1.1. Confronto tra le curve di restituzioni dei coloranti 1990-2012 255
5.6.1.2. Quale tipo di circolazione si verifica a Tsavolire? 257
5.6.1.3. Conclusioni sulla circolazione a Tsavolire 259
5.6.2. Circolazione a Becs de Bosson 259
5.6.3. Circolazione nell'alta Valle di Réchy 261
5.7. Valutazione sulla qualità dei risultati prodotti a Réchy 262
6. Conclusioni e prospettive future: una nuova visione in 4D 262

Parte VI: complemento DIDATTICO 269
1. Contesto 269
1.1. Il rinnovo della maturità federale: introduzione del LAM 269
1.2. Gli studi liceali in Ticino: concetti e orientamenti 270
1.3. Il profilo del docente nelle scuole medie superiori (SMS) in Ticino 270
1.4. Sintesi dei cambiamenti 271
2. le motivazioni all'origine del progetto 272
3. Un progetto innovativo per i LAM 274
4. La valutazione del progetto innovativo: una ricerca didattica 276
5. Quadro concettuale: insegnamento tramite la scoperta (*Inquiry-based learning*) 276
5.1. Triangolo pedagogico 276
5.2. Metodi interattivi: la partecipazione degli allievi (Insegnamento aperto) 277
5.3. Modelli d'insegnamento basato sulla scoperta nelle scienze dell'educazione 278
5.4. Limiti dell'insegnamento basato sulla scoperta 280
6. La ricerca didattica: metodi di lavoro 281
6.1. L'oggetto di studio e le questioni di ricerca 281
6.2. L'inchiesta esplicatoria 281
6.3. L'osservazione partecipante 282
6.4. La raccolta finale dei dati 282
6.4.1. Il colloquio semistrutturato 282
6.4.2. descrizione del colloquio semistrutturato tenuto il 24.04.2012 283
7. I risultati 288
7.1. L'inchiesta esplicatoria 288
7.1.1. Il questionario 288
7.1.2. parte 1: risultati e commenti 288
7.1.3. parte 2: risultati e commenti 289
7.1.4. parte 3: risultati e commenti 290
7.1.5. Commento e discussione generale 290
7.2. Descrizione dettagliata del dispositivo formativo: osservazione partecipante sul terreno 291
7.3. Osservazioni e valutazioni generali dell'esperienza 295
7.3.1. Aspetti positivi per gli allievi 295

7.3.2. Aspetti positivi per il docente 297
7.3.3. Limiti di questa esperienza 298
7.4. Raccolta finale dei dati 298
7.4.1. Percezione delle microforme di un ghiacciaio roccioso: osservazioni individuali del proprio ghiacciaio roccioso 299
7.4.2. Percezione delle microforme di un ghiacciaio roccioso: osservazioni individuali su un ghiacciaio roccioso comune 301
7.4.3. Rappresentazione delle microforme di un ghiacciaio roccioso 303
7.4.4. Conclusioni e suggerimenti al termine del colloquio semistrutturato 308
8. Implementazioni didattiche e valorizzazione dei risultati 309
9. Conclusioni 315

Parte VII: DISCUSSIONE, CONCLUSIONI GENERALI E PROSPETTIVE FUTURE 317
1. Discussione e conclusioni generali 317
1.1. Esistono dei movimenti di versante in zona di alta montagna in Ticino? A quali forme sono associati? 317
1.2. Quali di questi movimenti sono causati dalla reptazione del permafrost? 318
1.3. Quali sono le specificità cinematiche e dinamiche di questi movimenti? 319
1.4. Quale ruolo svolge l'acqua che entra in un terreno periglaciale (ghiacciaio roccioso)? 320
1.5. Quali percorsi d'apprendimento posso mettere in pratica per implementare l'insegnamento del permafrost sul terreno nel settore medio superiore? 321
2. Prospettive e sviluppi futuri 321
2.1. Lo studio del permafrost nelle Alpi Ticinesi 321
2.2. L'insegnamento della geomorfologia nel settore medio superiore 322
2.3. Considerazioni finali 323

Bibliografia 327
Curriculum Vitae 345
Dichiarazione di autenticità 347
Allegati 349

IMMAGINI IN COPERTINA

Fronte: sullo sfondo si vede il fronte del ghiacciaio roccioso Pizzo Nero situato alta Valle Bedretto.
In primo piano nel riquadro grande si vedono il fronte del ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord situato nella regione del Passo del Gottardo.
Nei riquadri piccoli sono mostrati tre momenti di ricerca applicata, dall'alto si vedono: analisi di un interferogramma InSAR, rilevamento di un punto DGPS sul ghiacciao roccioso di Stabbio di Largario e tracciamento idrologico mediante sulforodamina-B in Valle di Sceru.

Retro: panorama del ghiacciaio roccioso di Ganoni di Schenadüi in Val Cadlimo (foto di Martino Buzzi, ripresa dal versante meridionale del Piz Rondadura (3015 m slm).

RIASSUNTO

Per quanto concerne le ricerche sulla ripartizione sulle caratteristiche del permafrost e dei ghiacciai rocciosi, le Alpi Ticinesi sono state finora un terreno di studio relativamente marginale rispetto ad altre regioni delle Alpi Svizzere. Le prime ricerche in questo campo avevano prevalentemente un carattere descrittivo e regionale. Il principale contributo scientifico che ha fornito questo lavoro è stato quello di iniziare in modo sistematico lo studio degli ambienti periglaciali e delle loro forme nel Cantone Ticino e in alcune zone della Regione Gottardo e ha permesso di colmare le lacune di conoscenza sulle caratteristiche di questi specifici ambienti che presentano delle particolari condizioni morfoclimatiche, le quali causano dei movimenti di terreno caratteristici e a volta contrari alle altre regioni alpine.
Il primo passo per raggiungere questo obiettivo, è stato quello di elaborare una mappa dei movimenti di terreno per le Alpi Ticinesi. In Ticino sono stati catalogati 203 movimenti di terreno InSAR, 173 dei quali si trovano in ambiente periglaciale, appartenenti a differenti forme geomorfologiche, di cui la maggior parte sono ghiacciai rocciosi. A causa del clima maggiormente oceanico delle Alpi Ticinesi Occidentali, le forme di origine glaciale presentano una maggiore densità rispetto alle Alpi Ticinesi Orientali. Questo produce delle velocità InSAR generalmente più elevate nei terreni occidentali rispetto a quelli orientali. La causa è da ricercare nello scioglimento estivo del ghiaccio sedimentario, presente in misura maggiore nei terreni delle Alpi Ticinesi Occidentali.
Il catasto dei movimenti InSAR è servito per elaborare il primo catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi: sono stati catalogati 203 elementi, 57 dei quali attivi, 34 inattivi e 112 fossili. A scala regionale, i ghiacciai rocciosi sono ripartiti in modo abbastanza uniforme tra le Alpi Ticinesi Occidentali e Orientali. In generale la distribuzione sul territorio dei ghiacciai rocciosi riflette la distribuzione dei movimenti di terreno InSAR. Sulla base dei ghiacciai rocciosi attivi e inattivi catalogati, è stato possibile determinare un modello della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo a scala regionale (PERMATI), questo presenta delle differenze con altre regioni alpine in ragione delle particolari condizioni morfoclimatiche delle Alpi Ticinesi.
Il catasto dei ghiacciai rocciosi ha permesso di selezionare 12 ghiacciai rocciosi in cui dal 2009 è iniziato un monitoraggio cinematico e termico. I primi risultati hanno evidenziato una certa lentezza per ciò che concerne le velocità dei loro movimenti verticali e orizzontali, in modo particolare se paragonati ai ghiacciai rocciosi delle Alpi Vallesane. I valori scoperti sono tuttavia confrontabili per magnitudine a quelli delle Alpi Retiche e delle Alpi Centrali Italiane. A livello regionale non è stato possibile evidenziare significative differenze cinematiche tra le Alpi Ticinesi Orientali e Occidentali. Le maggiori differenze tra i terreni occidentali e quelli orientali si riproducono a livello dinamico: i ghiacciai delle Alpi Ticinesi Occidentali presentano maggiori variazioni stagionali e una maggiore origine glaciale (a cuore di ghiaccio o morenica). La cinematica di un ghiacciaio roccioso-tipo delle Alpi Ticinesi sembra essere influenzata principalmente dai parametri di orientazione, dal tipo di sedimenti e dalla topografia, mentre la dinamica sembra essere influenzata maggiormente dalle forme di glacialismo presenti durante la PEG. La meccanica interna di un ghiacciaio roccioso è la combinazione di questi fattori e, a sua volta, è causa della forma del ghiacciaio roccioso. Considerando la relazione significativa tra le variazioni di velocità dei ghiacciai rocciosi e la temperatura media annuale del suolo (MAGST) da una parte, e il comportamento relativamente omogeneo dei ghiacciai rocciosi alla scala alpina dall'altra parte, ne consegue che la cinematica di un ghiacciaio roccioso è fortemente influenzata dalle variazioni climatiche alla scala sovra regionale caratterizzate negli ultimi decenni da un importante aumento della temperatura media annuale dell'aria (MAAT).
Per meglio comprendere come la circolazione dell'acqua all'interno di un ghiacciaio roccioso possa influenzarne la dinamica e la cinematica, sono state eseguite delle prove di multitracciamento su tre ghiacciai rocciosi. I risultati hanno evidenziato che un apporto importante di acqua, associato a un lento drenaggio, influenza le variazioni stagionali delle velocità orizzontali e verticali (aspetti dinamici), più che la loro magnitudine (aspetti cinematici). Una prova di multitracciamento effettuata sul ghiacciaio roccioso di Tsavolire (VS) dopo 22 anni ha mostrato una probabile modifica (rottura) dei percorsi sub-permafrost dell'acqua, testimoniata dalla modifica della curva di restituzione. Questa modifica dei percorsi è stata causata dall'accelerazione cinematica avvenuta in questi ultimi due decenni. Se la cinematica di un ghiacciaio roccioso è riconducibile a molteplici fattori d'influenza specifici, lo studio idrologico e il monitoraggio termico e cinematico hanno confermato la presenza di una componente termica e di una componente idrologica nella dinamica dei ghiacciai rocciosi. La componente idrologica influenza maggiormente le variazioni a scala stagionale (durante il periodo della fusione della copertura nevosa), mentre quella termica, oltre a produrre delle accelerazioni stagionali (a estate inoltrata), produce anche delle variazioni cinematiche sul periodo pluriannuale. Questa conclusione generale può quindi spiegare i

caratteristici movimenti dei ghiacciai rocciosi del versante sudalpino, legati alle sue specifiche condizioni morfoclimatiche.
Queste ricerche geomorfologiche, hanno permesso di condurre anche una ricerca in campo didattico. Lo scopo era di osservare come i ragazzi del liceo iscritti ai LAM percepiscono e rappresentano la realtà che incontrano sul terreno, permettendo un'implementazione del dispositivo didattico applicato in corso d'opera. In particolare è emersa l'importanza di una ponderata messa in campo dell'insegnamento tramite la scoperta, senza però esagerare con livelli socio-costruttivisti troppo elevati. Questa parte didattica ha rappresentato un grande valore aggiunto per questo lavoro, generando delle positive ricadute sui risultati ottenuti sia nel campo geografico, che in quello didattico.

Parole-chiave: Alpi Ticinesi; permafrost; ghiacciai rocciosi attivi, inattivi, fossili; movimenti di versante; catasto dei ghiacciai rocciosi; monitoraggio cinematico, termico; prove di multitracciamento; percezione e rappresentazione della realtà; implementazione didattica.

ABSTRACT

When it comes to research into permafrost and rock glacier locations and characteristics, The Alps of Ticino have played a minor role compared to other Swiss alpine regions. Initial research in this field was basically regional and descriptive. The main scientific contribution this work offers is the beginnings of a systematic study of periglacial environments and their forms in Canton Ticino and some areas of the Gotthard region. This study has plugged certain gaps in our knowledge of these specific environments, which present particular morphoclimatic conditions. Furthermore, these conditions cause characteristic land movements which differ from other alpine regions.
To reach these goals, the first step was to elaborate a map of land movements for the Alps of Ticino. In Ticino, 203 InSAR land movements have been catalogued, 173 of which are found in periglacial locations belonging to different geomorphological forms, most of which are rock glaciers. Owing to the more oceanic climate of the Western Alps of Ticino, forms of glacial origins are more frequent with respect to the Eastern Alps of Ticino. This generally produces greater InSAR velocity in western areas with respect to eastern ones. The cause lies in the summer melting of sedimentary ice, which is more prevalent in the Western Alps of Ticino.
The register of InSAR movements has enabled the creation of a first register of rock glaciers for the Alps of Ticino: 203 elements have been catalogued, 57 of which are active, 34 inactive and 112 relict. At a regional level, the rock glaciers are distributed fairly uniformly. In general the distribution of rock glaciers reflects the distribution of InSAR land movements. On the basis of the active and inactive rock glaciers which were recorded, it was possible to establish a potential distribution model for discontinuous permafrost on a regional scale (PERMATI), which shows differences from other Alpine regions caused by the particular morphoclimatic conditions of the Alps of Ticino.
The rock glacier register enabled a selection of 12 to be made, which, from 2009, have been monitored kinematically and thermally. Initial results have revealed a certain slowness regarding horizontal and vertical velocity especially when compared with the rock glaciers of the Valais Alps. The values found are however comparable for magnitude with those of the Rhaetic and Central Italian Alps. At a regional level no significant kinematic differences were found between the Western and Eastern Alps of Ticino. The main differences found between the two areas were at the dynamic level where the western Alps showed greater seasonal variation and greater glacial origin (with either an ice-core or moraine base). The kinematics of a rock-glacier type seems to be mainly influenced by parameters concerning orientation, sediment type and topography while the dynamics seems to be mainly influenced by the forms of glaciation present during PEG. The internal mechanics of a rock glacier is the combination of these factors, which in turn is the cause of the glacial rock form. Considering the important relationship between the variations of velocity of rock glaciers and the mean annual ground surface temperature (MAGST), and the relative homogenous behaviour of the rock glaciers on an alpine scale, it follows that the cinematic of the rock glaciers are strongly influenced by climatic variations on a more global scale, characterised in the last few decades by an important increase in the mean annual air temperature (MAAT).
To understand better the influence of internal water circulation on dynamics and kinematics, multi-tracking tests were carried out on three rock glaciers. The results show that a significant supply of water together with

slow drainage has more influence on the seasonal variations of the horizontal and vertical velocities (dynamic aspects) than on the magnitude (kinematic aspects). After 22 years without new data, a multi-tracking test was carried out on the Tsavolire rock glacier, which showed a probable modification (crack) in the sub-permafrost passage ways of water, which is confirmed by the change in the restitution curve. This has been caused by the cinematic acceleration of the last two decades. If the cinematic of the rock glacier is caused by many specific factors of influence, hydrological studies and thermal and cinematic monitoring have confirmed the presence of thermal and hydrological components which explain the dynamics of rock glaciers. The hydrological component has a greater influence on seasonal variations (during the snow melt period), whereas the thermal component, apart from producing seasonal accelerations (towards the end of summer), also produces annual cinematic variations. This general conclusion can therefore explain the characteristic movements of rock glaciers on the southern side of the Alps, which are linked to their specific morphoclimatic conditions.
This geomorphological research has also led to research in the teaching field. The aim of this research was to observe how, during their maturity paper research, high school students perceived and represented the reality encountered in the field in order to better implement the didactic programme used. What emerged was the importance of a measured approach using the pedagogy of discovery (inquiry-based learning) but without exaggeratedly high levels of socio-constructivist objectives. The didactic component gave great added value to this research, generating positive effects on the results obtained both in the geographic and didactic fields.

Key-words: Alps of Ticino, permafrost, active rock glaciers, inactive, relict, slope movements, rock glacier register, kinematic and thermal monitoring, multi-tracking tests, perception and representation of reality, didactic implementation.

ABBREVIAZIONI

3D	3 dimensioni
AAR	*Accumulation Area Ratio*
ALTO	*Active Layaer Thermal Offset:* parte dello sfasamento termico annuale medio tra l'aria dell'atmosfera e il tetto del permafrost dovuto alle caratteristiche dello strato attivo
APA	*American Psycological Association*
BTS	*Bottom Temperature Surface*
cm/d	*centimeter/day* = centimetri/giorno (cm/g)
cm/m	*centimeter/month* = centimetri/mese (cm/m)
cm/y	*centimeter/year* = centimetri/anno (cm/a)
DEM	*Digital Elevation Model*
DGPS	*Differential Global Positioning System*
DGPV	Deformazione Gravitativa Profonda di Versante
dm/m	*decimeter/month* = decimetri/mese (dm/m)
DP	Depressione del Permafrost (Δ LIP tra due generazioni di ghiacciai rocciosi)
ERT	*Electric Resistivity Tomography*
GFI	*Ground Freezing Index*
GPT	Gruppo Permafrost Ticino
gGR	generazione Ghiacciai Rocciosi
GR	Ghiacciaio Roccioso
GST	*Ground Surface Temperature*
GSTM	*Ground Surface Temperature Monitoring*
GTI	*Ground Thawing Index*
InSAR	*Interferometric Syntetic Aperture Radar*
IPTA	*Interferometric Point Target Analysis*
LAM	Lavoro di Maturità
LEG	Linea Equilibrio dei Ghiacciai
LIP	Limite Inferiore del Permafrost discontinuo
m slm	metri sul livello del mare
MAAT	*Mean Annual Air Temperature*
MAGST	*Mean Annual Ground Surface Temperature*
MAPT	*Mean Annual Permafrost Temperature*
MCS	*Master Control Station*
MNT	Modello Numerico di Terreno
PACE	*Permafrost and Climate in Europe*
PEG	Piccola Età Glaciale
PERMOS	*Permafrost Monitoring Switzerland*
RAR	*Real Aperture Radar*
RST	*Rock Surface Temperature*
SAR	*Syntetic Aperture Radar*
SHD	*Schmidt Hammer exposure-age Dating*
SMS	Scuole Medie Superiori
SnTO	*Snow Thermal Offset:* parte dello sfasamento termico annuale medio tra l'aria dell'atmosfera e il tetto del permafrost dovuto alle caratteristiche dell'innevamento
STO	*Surface Layaer Thermal Offset:* parte dello sfasamento termico annuale medio tra l'aria dell'atmosfera e il tetto del permafrost dovuto alle caratteristiche della superficie del terreno
WEqT	*Winter Equilibrium Temperature*

RINGRAZIAMENTI

Un lavoro di dottorato di questo tipo può essere portato a termine solo con l'aiuto di un grande numero di persone, anche a più livelli e con differenti modalità. Sperando di non dimenticare nessuno, tengo a ringraziare:

- il mio direttore di tesi, Prof. Reynald Delaloye, per il supporto scientifico ricevuto e soprattutto aver creduto in me e per avermi concesso la possibilità di effettuare una tesi in restando in Ticino;

- il Prof. Michel Monbaron, per aver accettato questo progetto di tesi nonostante i miei 12 anni di assenza dal mondo accademico;

- l'amico Dr. Cristian Scapozza, per la costruttiva collaborazione scientifica, senza la quale probabilmente questa tesi non sarebbe mai giunta a termine. A Cristian un grazie speciale anche per l'aiuto ricevuto sul terreno e per aver trascorso indimenticabili momenti in sua compagnia, ma soprattutto per avermi sempre incoraggiato durante i numerosi momenti di sconforto;

- la Prof.ssa Nicole Rege Colet, direttrice del Dipartimento Formazione e Apprendimento (DFA) del Cantone Ticino, per avermi seguito nell'elaborazione della parte didattica di questa tesi e per avermi insegnato tanto nel campo della didattica stessa. Nicole Rege Colet per me è stata un esempio di amore per la ricerca e di lealtà nei miei confronti, avendomi aiutato esclusivamente nel suo tempo libero in modo disinteressato;

- i miei genitori Ruggero e Gabriella, che, nonostante la loro non più giovane età, mi hanno sempre accompagnato con efficacia sui ghiacciai rocciosi, aiutandomi con il lavoro di terreno durante la maggior parte delle campagne di monitoraggio termico e cinematico;

- mia moglie Cristina per la scrupolosa revisione linguistica di questo lavoro;

- il Dr. Tazio Strozzi di Gamma Remote Sensing di Gümlingen (AG), per la fornitura degli interferogrammi InSAR e per il supporto scientifico con le analisi InSAR;

- il Dr. Xavier Bodin, per aver visionato e corretto i poligoni InSAR del catasto dei movimenti di terreno del Canton Ticino;

- Benno Staub, Loïc e Pascal Cougil, per avermi aiutato a realizzare le prove di multitracciamento nella Valle di Réchy e per la loro compagnia durante il campo di terreno;

- Franco Bernasconi e Loris Lacetti dell'Ufficio della Geomatica del Cantone Ticino, per avermi prestato lo strumento DGPS e per la competente consulenza tecnica che mi hanno sempre assicurato. Il fatto di aver avuto a disposizione uno strumento tutto mio, gratuitamente e per un tempo praticamente illimitato, mi ha dato la possibilità di effettuare le campagne di monitoraggio in modo più efficace e nei momenti più opportuni, così come in classe per spiegare il sistema agli allievi. Senza il loro strumento non sarebbe stato possibile raccogliere tutti i risultati DGPS per questa tesi;

- i collaboratori dell'Istituto di Scienze delle Terra della SUPSI di Trevano, per la fornitura dei fluorimetri e per il supporto scientifico delle prove di multitracciamento effettuate nelle Valli di Réchy e Sceru. In particolare: Prof. Silvio Seno, Dr. Cristian Ambrosi, Dr. Sebastian Pera, Sergio de Bernardi e Marco Simona;

- tutti i collaboratori del CHYN (*Centre for Hydrogeology and Geothermics, Neuchâtel*), che mi hanno aiutato con l'organizzazione delle prove di multitracciamento. In particolare il Dr. Pierre Schnegg (per avermi scaricato i dati dei fluorimetri e aiutato nella loro interpretazione) e Lorienne Thueler e Bibiane Schlunegger per le analisi dei fluocaptori;

- il geologo cantonale Giorgio Valenti, per la consulenza scientifica che mi ha fornito specialmente all'inizio di questo lavoro (quando ancora la confusione sul modo di procedere era totale) e per il volo in elicottero sul ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario il 16 ottobre 2009 per effettuare il monitoraggio GPS e il profilo ERT;

- il Prof. Sandro Rusconi, capo divisione dell'Ufficio degli studi universitari del Cantone Ticino, per avermi dato la possibilità di ricevere la borsa di ricerca del DECS che mi ha permesso di ottenere uno sgravio al liceo: senza questi 2 anni di insegnamento al 40%, non sarei riuscito a terminare la tesi in tempi accettabili;

- tutti gli amici e i colleghi dell'istituto di Geografia dell'Università di Friborgo, per le costruttive discussioni, gli aiuti sul terreno, la risoluzione dei frequenti problemi informatici e ogni altra sorta di bisogni: Benno Staub, Stefano Bergamaschi, Alexandre Vaira, David Sciboz, Prof Oliver Graefe, Dr. Sébastien Morard, Sina Schneider, Chloé Barboux, Erik Perrouchoud e la segretaria Marie Descloux;

- gli amici Camillo Rossi, Olivio Isidori, Giulia Ramelli, Nicola Deluigi, Matteo Clerici, Martin Brunati, Erika Storrer, Geogia Fontana, Armando Bodeo e Damien Abbet, per la compagnia e il prezioso aiuto sul terreno durante alcune campagne di rilevamento DGPS;

- i miei colleghi al Liceo 2 di Lugano: Marisa Rossi per i preziosi consigli in campo didattico, Claudio Ferrata per le rilettura del riassunto, Mauro Valli per il supporto informatico e Daniele Sartori e Mauro Luraschi per avermi sempre organizzato un orario settimanale che mi lasciava almeno un giorno libero durante la settimana da dedicare alla tesi, anche quando lavoravo a tempo pieno;

- il vicerettore del Collegio Papio di Ascona nonché amico geologo Paolo Scascighini, che mi ha aiutato con alcune campagne di monitoraggio. Paolo mi ha fornito interessanti spunti di riflessione e mi ha dato la possibilità di seguire alcuni lavori di maturità del suo Collegio, producendo un'inedita e costruttiva collaborazione tra licei;

- gli operai della OFIMA di Robièi e il signor Bruno Ascar, che hanno trasportato noi e il materiale da Robièi al lago Cavagnoli con i loro veicoli, facendoci guadagnare prezioso tempo di lavoro;

- il Dr. Marco Conedera del WSL (*Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research*), per aver seguito i miei allievi che hanno partecipato al concorso nazionale Scienza e Gioventù nel 2012;

- la Fondazione Berla di Lugano (fondazione Avv. Dott. Angelo Berla, console generale, e Teresita Berla nata Veglio), per aver acquistato 20 data-logger al GPT (Gruppo Permafrost Ticino) e aver reso possibile il monitoraggio termico su alcuni ghiacciai rocciosi della Valle di Blenio;

- il signor Mauro Bettini della ditta Bettini SAGL per la stampa finale di questo testo;

- tutti gli allievi del Liceo 2 di Lugano che hanno partecipato tra il 2010 e il 2012 ai lavori di maturità. Questo aiuto si è tradotto sul terreno in due ambiti: un aiuto materiale con il trasporto delle pesanti apparecchiature, il rilevamento dei punti e l'acquisizione dei dati dei data-logger e un aiuto più intellettuale durante le lunghe discussioni che mi hanno permesso di riflettere sulle varie problematiche e di sfruttare le ipotesi di lavoro e i risultati prodotti da loro stessi: Alessio Aurecchia, Michelangelo Balmelli, Manuele Biadici, Sébastien Blanc, Armando Bodeo, Giulia Censi, Antonio Dabormida, Romeo Dell'Era, Massimiliano Lischetti, Patrick Puricelli, Arianna Rusca, Sabina Walder, Jasmine Altin, Nicola Barchi, Luca Bizzozzero, Kevin Bonjour, Loris Compagno, Chiara Giannone, Tessa Guggiari, Lisa Mazzolini, Diego Medolago, Matteo Netzer e Gino Sartori.

Parte I: INTRODUZIONE E PROBLEMATICA GENERALE

1. PREFAZIONE

Quando si decide di iniziare una tesi di dottorato a quasi 40 anni, dopo aver lasciato il mondo universitario da oltre 2 lustri e avere intrapreso una carriera professionale soddisfacente, significa che le motivazioni che stanno alla base di questa decisione sono come minimo straordinarie. Queste motivazioni vanno ricercate sia in un contesto personale sia in uno scientifico (v. cap. 2).

Motivazioni personali

A livello personale le motivazioni sono da ricercare nella mia carriera scolastica e professionale: dopo aver completato i miei studi presso l'Università di Friborgo ottenendo un diploma in geologia-mineralogia (1996) e un diploma DMG in geografia (1997), ho lavorato 2 anni come geologo (per l'allora istituto geologico cantonale), in seguito come idrogeologo (su mandato Alp-Transit) e per lo studio privato *Jean-Claude Bestenheider Geologia* di Bellinzona. Dopo 4 abilitazioni all'insegnamento in differenti discipline e ordini scolastici, sono approdato nel campo dell'insegnamento nel settore medio, successivamente nel settore professionale ed infine al Liceo, posto che occupo tutt'ora (v. curriculum vitae, parte VII).
Questo decennio professionale nell'ambito della scuola, ha fatto crescere in me una sempre maggiore necessità di aggiornamento e approfondimento disciplinare, metodologico e didattico.
In questi anni di insegnamento al liceo ho potuto constatare l'enorme interesse che i temi di geografia fisica suscitavano nei ragazzi, sull'onda del moda mediatica legata ai cambiamenti climatici e dei differenti eventi estremi che sempre più spesso si verificano. Questo interesse però non è supportato a sufficienza dai programmi scolastici. Purtroppo la geografia fisica non riveste un ruolo importante nei programmi liceali, al contrario invece dei campi umani ed economici. Trovo questo approccio limitante, dato che i differenti campi d'applicazione della geografia dovrebbero essere complementari e avere un medesimo peso per interagire costruttivamente tra di loro. Di conseguenza il progetto di una tesi in geografia fisica rispondeva molto bene a queste mie necessità e mi dava la possibilità di approfondire aspetti didattici anche direttamente sul terreno. A livello disciplinare potevo in questo modo aver accesso a nuove conoscenze scientifiche e metodologiche, dato che il lavoro all'università mi avrebbe permesso di essere in contatto con differenti persone specialiste in campi specifici.
Mi sono reso conto come a livello scientifico e soprattutto metodologico, dal termine dei miei studi, l'evoluzione abbia fatto passi enormi. In particolare le innovazioni informatiche dagli anni novanta del secolo scorso a oggi sono state impressionanti. A quei tempi l'informatica era usata principalmente come strumento di videoscrittura, mentre oggi l'arrivo di nuovi applicativi e strumenti ha cambiato notevolmente il modo di lavorare dei ricercatori, offrendo possibilità e funzioni un tempo impensabili.
In questo mio lavoro d'aggiornamento ho voluto coinvolgere anche il mio istituto (LILU2) in modo che la mia ricerca avesse delle conseguenze, spero positive, sulla mia professione di docente. Volevo fare in modo che il mondo accademico fosse maggiormente vicino alla percezione dei miei allievi. L'università è spesso percepita come lontana dal mondo professionale e il suo ruolo è visto solo come uno strumento per avere un "foglio di carta" in mano con cui avere accesso al mondo reale.
La principale motivazione personale di questa tesi era quindi di aggiornare le mie conoscenze scientifiche, didattiche e metodologiche al fine di implementare le competenze in campo professionale.

Conduzione e collaborazioni

Alcune campagne di misura sono state rese possibili dalla collaborazione di differenti partner, specialmente per la fornitura di materiale tecnico e l'analisi di campioni raccolti, in particolare vorrei citare: Giorgio Valenti (Sezione cantonale forestale, ufficio dei pericoli naturali, degli incendi e dei progetti, Bellinzona); Loris Lancetti e Franco Bernasconi (Ufficio cantonale della geomatica, Giubiasco); Pierre Schnegg (Albillia Sàrl, Neuchâtel); Lorienne Thueler (Centre for Hydrogeology and Geothermics - CHYN Neuchâtel); Sebastian Pera (Istituto scienze della Terra - IST, SUPSI, Trevano); Nicole Rege-Colet (Dipartimento Formazione e Apprendimento - DFA, Locarno); Cristian Scapozza (Institut de Géographie de l'Université de Lausanne – IGUL).

Va sottolineato che 24 allievi del liceo di Lugano 2 hanno realizzato i loro LAM con i dati raccolti in questa occasione (v. parte VI) e un lavoro che si è distinto per contenuti e forma è stato anche pubblicato (Bizzozzero & Sartori, 2011 e 2012).
Intendo inoltre sottolineare come questa tesi sia stata condotta dal 2008 al 2011 esclusivamente durante il tempo libero (fine settimana e vacanze scolastiche), dato che durante questo periodo ho lavorato a tempo pieno presso il Liceo 2 di Lugano. Negli anni 2012-13 ho usufruito di una borsa di ricerca dall'ufficio per gli studi universitari per la promozione della lingua italiana in Svizzera. Questa borsa mi ha permesso di ottenere uno sgravio del 40% da dedicare alle ultime misure di terreno e soprattutto alla redazione finale di questo testo. Visto lo scopo della borsa di cui sopra, la scelta di scrivere la tesi in italiano è stata praticamente obbligata. Essendo finora questo l'unico lavoro di ricerca sistematico sul permafrost in Ticino scritto in italiano, si spera che possa fungere da riferimento per altre attività di ricerca sul territorio regionale, in particolare nelle biblioteche dei licei per gli allievi che desiderano in futuro approfondire l'argomento mediante i loro LAM.
Per questo lavoro sono stati usati dati raccolti fino a ottobre 2012 e idrologici raccolti fino ad agosto 2013. I dati più recenti saranno integrati solamente in future pubblicazioni.

2. INTRODUZIONE

2.1. MOTIVAZIONI SCIENTIFICHE

Lacune di conoscenza in Ticino

La scelta di contribuire allo studio del permafrost e delle sue conseguenze sui movimenti di versante in ambiente di alta montagna è stata favorita dalla curiosità verso questo tipo di fenomeno, giustificata dalla relativa scarsità di studi disponibili in Ticino (v. cap. 3). **Rispetto ad altri cantoni della Svizzera, il Ticino all'inizio di questo lavoro (2008) si presentava in ritardo per ciò che riguarda lo studio e il monitoraggio del permafrost.** Una mia motivazione scientifica era quindi di fornire un contributo allo studio e all'insegnamento dei movimenti di versante e delle loro cause in ambiente periglaciale nel Cantone Ticino. **Con questo progetto si vuole colmare, almeno in parte, le lacune di conoscenza sulle caratteristiche endemiche del permafrost presente in Ticino, nonché contribuire a implementare la didattica dell'insegnamento applicato sul terreno nel settore professionale che mi concerne, ossia l'insegnamento nel settore medio superiore (liceo).** In particolare quest'ultima motivazione mi ha permesso di combinare l'implementazione della ricerca scientifica con l'implementazione della ricerca didattica: durante questa tesi il mio ruolo è stato allo stesso tempo di ricercatore (condotto dal direttore di tesi) e di ricercatore nei confronti dei miei allievi di liceo alle prese con il loro lavori di maturità. Questo doppio ruolo mi ha consentito di trasmettere ai miei allievi in tempo reale i risultati scientifici e metodologici che scaturivano dalla mia ricerca, con ovvi benefici didattici (v. parte VI).

Riscaldamento del clima, del permafrost e rischi naturali

Ultimamente si sente parlare molto di permafrost in relazione ai cambiamenti climatici un po' per necessità e forse un po' per una sorta di moda del momento. La problematica del degrado del permafrost alpino causato dal riscaldamento globale, ha favorito in questi ultimi anni il moltiplicarsi delle ricerche e degli articoli sui media. L'Ufficio Federale dell'Ambiente (UFAM) ha appena pubblicato un rapporto nel quale descrive i cambiamenti climatici e le loro ripercussioni sulla criosfera avvenuti dalla fine dell'ultima era glaciale 10`000 anni fa. In questo rapporto si sottolinea che l'accelerazione di questi cambiamenti degli ultimi 3-4 decenni è da imputare a cause antropiche: un fatto, questo, che non viene più contestato dalla comunità scientifica (UFAM, 2013).
L'interesse per lo studio del permafrost è quindi sempre più importante, dato che sembrerebbe che il riscaldamento del permafrost sia all'origine di instabilità di versanti potenzialmente pericolosi per l'uomo (v. Beniston & Haeberli, 2001; Haeberli & Beniston, 1998; Haeberli *et al.*, 1993; 1997). Questo tema è molto sentito anche dai non addetti ai lavori e spesso i media evidenziano i problemi che comportano il degrado del permafrost. Il TCS svizzero (2013) ha pubblicato un articolo che mette in relazione il riscaldamento del permafrost con frane e colate di detriti che nascono dai "ghiacciai morenici" (espressione

volgare per descrivere i ghiacciai rocciosi), situati in Vallese nelle regioni del Grabengufer, Gugla, Randa e Zinal. In questi siti delle colate di detrito minacciano e a volte colpiscono importanti vie di comunicazione e aree abitate. Per tenere sotto controllo i movimenti di queste colate di detrito si cerca di monitorare, mediante sistemi radar e GPS, i movimenti di questi siti a rischio.
Perruchoud & Delaloye (2007) e Kääb *et al.* (2007b) hanno evidenziato un'accelerazione dei movimenti di versante in terreni gelati: i primi autori hanno mostrato, grazie alla fotogrammetria, per il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson (Valle di Réchy, VS), un aumento del 100% delle velocità orizzontali negli ultimi due decenni. Kääb (2005) ha mostrato, sempre a Becs de Bosson tra i periodi 1986-1991 e 1991-1999, un'accelerazione delle velocità di superficie.
Kääb *et al.* (1997) hanno mostrato un legame tra il riscaldamento dell'atmosfera con un significativo incremento delle velocità dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Svizzere. Questa conclusione è il risultato di un monitoraggio del ghiacciaio roccioso di Gruben (Saastal, Alpi Vallesane) con la fotogrammetria dal 1970 al 1995. Sono stati rilevati i movimenti in 3D, con una relazione diretta tra le velocità orizzontali e verticali. Si sono notate delle correlazioni tra la subsidenza del corpo del GR con le fluttuazioni del bilancio di massa dei ghiacciai limitrofi. Le medesime cause climatiche sono all'origine di questo tipo di dinamica, quasi parallela tra una forma glaciale (ghiacciaio) e una periglaciale (ghiacciaio roccioso). Sempre secondo questi autori, i principali fattori d'influenza sulla dinamica e cinematica dei ghiacciai rocciosi sono: a scala regionale il clima, la temperatura dell'aria (MAAT = *Mean Annual Air Temperature*) e le precipitazioni; a scala locale i fattori specifici come l'esposizione, il substrato roccioso su cui poggia il materiale sciolto e la topografia.
Seppi (2006) ha discusso i cambiamenti morfologici dei ghiacciai rocciosi in funzione del riscaldamento globale. Questi autori sono arrivati alla conclusione che i ghiacciai rocciosi reagiscono molto più lentamente dei ghiacciai al riscaldamento globale, dato che per adattarsi ai cambiamenti necessitano di decenni/secoli.
Scapozza (2008) sostiene che il degrado termico dei terreni gelati in permanenza sembra essere globale e tocca sia il substrato roccioso, sia i terreni sciolti. L'aumento della plasticità del ghiaccio, causata da un aumento della temperatura è all'origine di un accelerazione dei movimenti di terreno in ambienti periglaciali alpini. Questi fenomeni si sono tradotti in un'accelerazione dei movimenti dei ghiacciai rocciosi a scala alpina, come confermato da Delaloye *et al.* (2005), Lambiel & Delaloye (2004) e innumerevoli altri autori.
Tengo comunque a sottolineare come **questa tesi non abbia nessuna velleità di investigare il degrado del permafrost in funzione dei cambiamenti climatici avvenuti in Ticino** poiché i dati raccolti, principalmente dal 2009 al 2012, non mostrano che una piccola parte di questo processo che per essere analizzato correttamente necessiterebbe di una finestra spazio-temporale ben più grande. Questo è ancora più importante se si considera la grande inerzia del permafrost dinnanzi al riscaldamento delle temperature: come sottolineato da Sc/nat (2009), dove si evidenzia come il permafrost a grande profondità non sembra ancora in grado di reagire al riscaldamento globale. Tuttavia lo studio del riscaldamento del permafrost alpino necessita di modelli che possano spiegare le caratteristiche cinematiche, dinamiche, idrologiche e la sua ripartizione. Ed è proprio in tal senso che questa tesi intende orientarsi: essa vuole fornire delle chiavi di lettura della presenza, della dinamica e del comportamento idrologico del permafrost che si trova a Sud delle Alpi in funzione delle sue specificità climatiche (v. punto seguente).

Inizio di un monitoraggio termico e cinematico

Questa tesi intende inoltre gettare la basi per uno studio a lungo termine del permafrost in Ticino basato su un monitoraggio cinematico e termico, come del resto si sta già compiendo in Vallese, Berna e Grigioni (v. Delaloye *et al*., 2010a). L'importanza di questo tipo di ricerca è stata d'altra parte messa in evidenza da lavori condotti da Haeberli (1993) e Haeberli *et al.* (1993). A seguito di ciò, sono state create diverse reti di monitoraggio del permafrost: in Europa il progetto **PACE** – *Permafrost and Climate in Europe*, (v. Harris & Vonder Mühll, 2001; Harris *et al.,* 2001; 2003) e in Svizzera il progetto **PERMOS** – *Permafrost Monitoring Switzerland*, (v. Vonder Mühll *et al*., 2004). In Ticino, anche grazie all'impulso iniziale di questa tesi, è nato il **GPT** – Gruppo Permafrost Ticino con lo scopo di coordinare i differenti studi sul permafrost (v. parte IV).
Un simile lavoro di monitoraggio non è mai stato condotto sul territorio del cantone in modo sistematico ed è in questo senso che questo lavoro intende operare. Scapozza (2008) ha svolto una ricerca parziale in questo ambito solo per alcune regioni della Valle di Blenio e solo su dati rilevati in una finestra temporale limitata a un anno di rilevamenti per lo più geofisici. Fino all'inizio di questo lavoro nessun sito al Sud delle Alpi era stato incluso nella rete PERMOS. Come anche evidenziato a suo tempo da Scapozza (2008), questa situazione potrebbe spiegarsi con una generale mancanza d'interesse per il tema causata forse dall'assenza di

istituti che si occupano di studiare il permafrost. L'immagine del Ticino in Svizzera è quella della *"Sonnenstube"*, lontana dagli ambienti freddi oggetto del nostro interesse.
L'unico aspetto che invece sembrava giustificare l'interesse per lo studio del permafrost in Ticino è la preoccupazione per i rischi naturali legati al riscaldamento del permafrost (Dipartimento del territorio, 2002; OcCC, 2003; 2002; Valenti, 2006) ed è da questa preoccupazione che sono iniziati i primi studi (v. cap. 3.3).
La comprensione della reazione del permafrost ai cambiamenti climatici deve quindi tradursi in un'integrazione dei dati di monitoraggio con studi locali al fine di determinare delle eventuali specificità regionali (v. punto precedente).
I profili termici rilevati in occasione del programma PACE indicano globalmente una tendenza al riscaldamento delle temperatura del permafrost, con differenze regionali tra le perforazioni delle Alpi Svizzere e delle Alpi Italiane con quelli delle regioni Scandinave e Spitzberg, dove per queste ultime le perturbazioni topografiche e le variazioni interannuali di temperatura sono inferiori a causa delle differenti condizioni d'innevamento (Harris *et al.*, 2003). Secondo Scapozza (2008) a livello delle Alpi Svizzere la forte variazione interannuale delle temperature dovuta alle perturbazioni topografiche e alle variazioni d'innevamento sui siti di perforazione PERMOS non permette ancora di definire delle tendenze regionali.
Nonostante ciò i modelli climatici regionali (Giorgi & Mearns, 1991;1999) prevedono, per la fine del 21° secolo, delle differenze di aumento delle temperature medie tra la regione della Svizzera tedesca (+1.3 °C), della Svizzera occidentale (+1.6 °C) e del Sud delle Alpi (+ 1.0 °C), in rapporto alle temperature medie del 20° secolo. I modelli più recenti (MeteoSvizzera, 2014) prevedono dati simili: il clima svizzero cambierebbe nel corso dei prossimi decenni, ma si prevede che si stabilizzerà su un valore di riscaldamento medio sull'arco di tutte le stagioni compreso tra 1,2 e 1,8°C comportando anche una crescente siccità estiva. Il margine d'errore dovuto alle imperfezioni dei modelli climatici e alla variabilità naturale del clima ammontano in genere a circa 1°C per quanto riguarda la temperatura e a circa 15% per quanto riguarda le precipitazioni.

Specificità morfoclimatiche del Sud delle Alpi e movimenti di terreno in ambienti periglaciali

È generalmente risaputo che il versante sud delle Alpi presenta delle caratteristiche climatiche differenti rispetto a quello a nord, per ciò che concerne in particolare le temperature dell'aria e le precipitazioni (pioggia e neve). **In particolare le precipitazioni possono differire tra i due versanti per regime e quantitativi anche durante lo stesso periodo di rilevamento. Queste differenze potrebbero di conseguenza produrre al Sud delle Alpi, nei terreni in ambiente periglaciale, dei movimenti specifici per ciò che concerne dinamica e cinematica. Questa ipotesi è d'altronde in parte confermata dallo studio di Delaloye *et al.* (2008b), i quali hanno svolto un confronto sulle variazioni annuali dal 1999 al 2007 del movimento di 16 ghiacciai rocciosi situati in 6 regioni delle Alpi, ipotizzando per l'acqua un importante ruolo sulla meccanica dei movimenti in terreni periglaciali.**
Questo lavoro ha evidenziato delle fluttuazioni comuni dovute principalmente ai fattori climatici: ad esempio la media annuale delle temperature dell'aria (MAAT) determina la media annuale delle temperature del suolo (MAGST = *Mean Annual Ground Surface Temperature*) con una decorrelazione tra questi parametri di circa 1-2 mesi. Si sottolinea inoltre l'importanza dell'intensità del raffreddamento invernale e l'accumulo di neve per giustificare i cambiamenti di velocità dei terreni gelati sciolti. **Ma il risultato decisamente più interessante è legato alle velocità orizzontali dei ghiacciai rocciosi delle 6 regioni studiate: come mostra la fig. 1.1 nelle regioni 2,3,5 e 6, situate prevalentemente sui versanti nordalpini le velocità massime si sono registrate tra la fine del 2003 e il 2004 mentre nelle regioni 1 e 4, situate sui versanti sudalpini, si sono registrati dei picchi di velocità anche nel 2001. I picchi di velocità del 2003/2004 sarebbero da imputare all'ondata di calore che ha interessato tutta l'Europa nell'estate 2003, mentre i picchi di velocità del 2001 sarebbero da ricondurre alle eccezionali precipitazioni invernali (neve) che si sono verificate nell'inverno 2000/2001 solamente a sud delle Alpi. Delaloye *et al.* (2008b) concludono quindi che la cinematica di un ghiacciaio roccioso è influenzata sia da una componente termica sia da una idrologica, anche se quest'ultima è ancora in parte da dimostrare. È partendo da questi presupposti che questo lavoro intende investigare la cinematica e la dinamica dei ghiacciai rocciosi ticinesi, e in particolare l'influenza che produce l'acqua che entra nel sistema di questi terreni gelati dei versanti sudalpini.**
Non da ultimo, come messo in evidenza da Delaloye (2004) e Hoelzle *et al.* (2005), gli studi di contesti locali e regionali permettono di contribuire alla conoscenza di certi meccanismi che stanno alla base del comportamento termico del permafrost. A seguito di questa considerazione, numerosi studi sono stati

condotti sulla descrizione e l'analisi dei processi che regolano la distribuzione e le caratteristiche dinamiche del permafrost in differenti contesti di altitudine, come per esempio Delaloye & Lambiel (2005), Delaloye & Reynard (2001), Delaloye *et al*. *(*2003a), Kneisel *et al*. (2000), Lambiel *et al*. (2004), Pieracci (2006), Reynard *et al*. (2003).

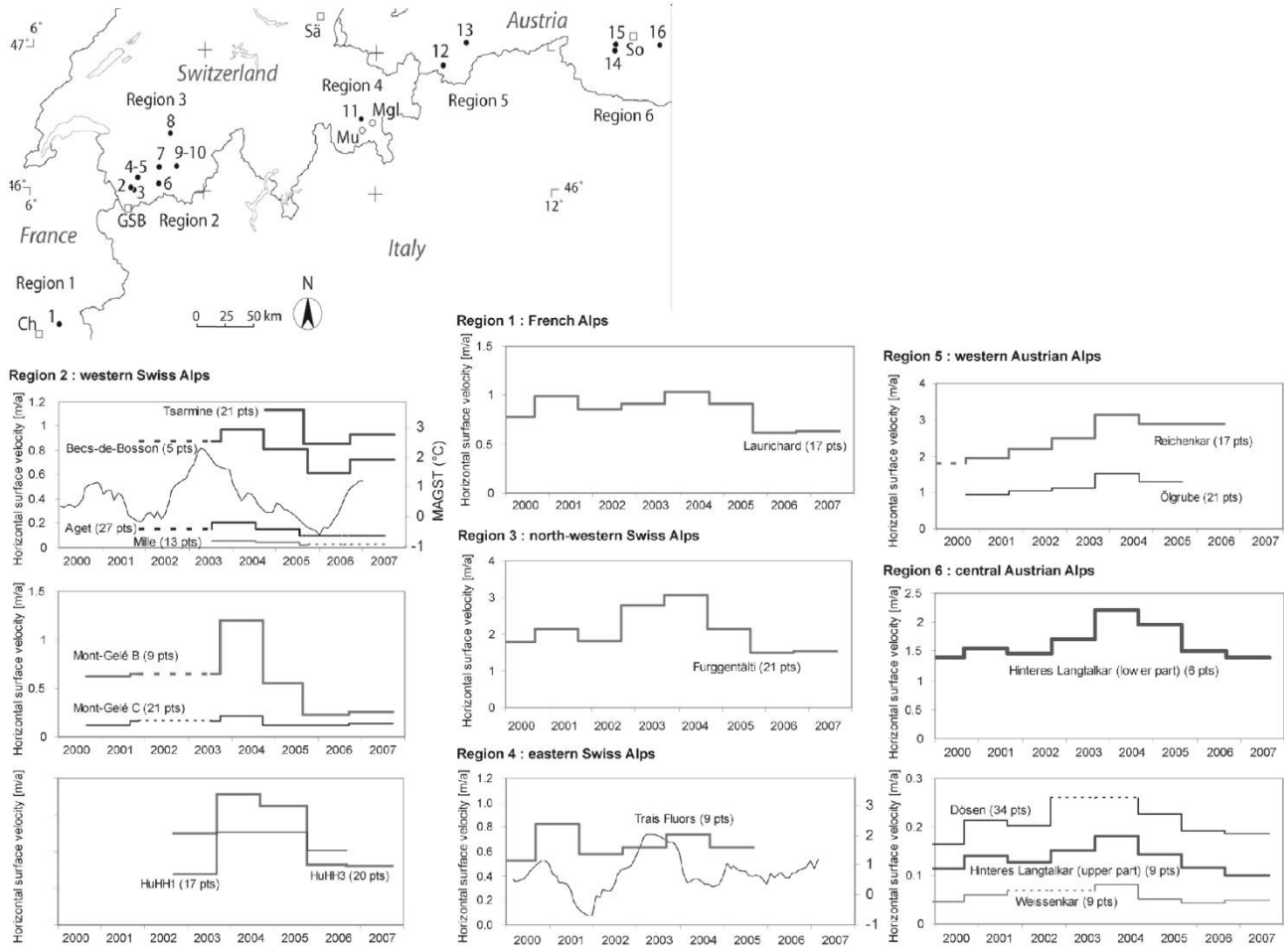


Fig. 1.1: localizzazione delle 6 regioni alpine e movimenti orizzontali di 16 ghiacciai rocciosi (Delaloye *et al.*, 2008b).

2.2. OBIETTIVI GENERALI E QUESTIONI DI RICERCA

Sulla base delle motivazioni viste nel precedente capitolo, un primo obiettivo sorge spontaneo, e cioè:

- **studiare la distribuzione e le caratteristiche del permafrost al Sud delle Alpi e dei movimenti di terreno ad esso associati in un contesto alpino.**

Questo obiettivo è stato adoperato come contesto di ricerca per raggiungere il secondo obiettivo di questa tesi e cioè:

- **osservare come gli allievi del liceo percepiscono e rappresentano la realtà sul terreno al fine di implementare l'insegnamento del permafrost e della geomorfologia in generale sul terreno.**

Questi due obiettivi generali hanno permesso di formulare le seguenti questioni di ricerca che sono alla base del relativo del percorso di questa tesi:

1. *Esistono dei movimenti di versante in zona di alta montagna in Ticino? A quali forme sono associati?*

Si vuole scoprire prima di tutto se esistono dei movimenti di versante in ambiente periglaciale in Ticino e dove sono situati con particolare attenzione ai ghiacciai rocciosi. Si vuole elaborare una mappa di questi movimenti per scoprire la loro superficie e velocità. Ogni singolo movimento sarà associato ad una precisa forma geomorfologica.

2. *Quali di questi movimenti sono causati dalla reptazione del permafrost?*

Si vuole scoprire se e in che modo la reptazione del permafrost influenza questi movimenti.

3. *Quali sono le specificità cinematiche e dinamiche di questi movimenti?*

Si vuole scoprire se esistono delle differenze dinamiche e cinematiche di questi movimenti di terreno, nel territorio formato dalle Alpi Ticinesi e dalla Regione Gottardo. Per ottenere ciò si inizierà un monitoraggio cinematico e termico. Si vogliono confrontare le caratteristiche di questi movimenti con quelli misurati in altre regioni alpine al fine di comprenderne le cause.

4. *Quale ruolo svolge l'acqua che entra in un terreno periglaciale (ghiacciaio roccioso)?*

Si vuole scoprire in che modo l'apporto di acqua che entra in ghiacciaio roccioso in particolare durante il periodo della fusione delle nevi può influenzare i movimenti di questi corpi mobili gelati, anche tramite un confronto con i ghiacciai rocciosi di altre regioni delle Alpi (in particolare quelli in Vallese). Si vuole investigare il modo in cui l'acqua circola all'interno di un ghiacciaio roccioso. Infine si vuole scoprire se il riscaldamento globale potrebbe comportare dei cambiamenti qualitativi o quantitativi sull'azione di questi processi idrologici.

5. *Quali percorsi d'apprendimento posso mettere in pratica per implementare l'insegnamento del permafrost sul terreno nel settore medio superiore?*

Si vuole osservare come i ragazzi iscritti ai LAM percepiscono e rappresentano la realtà che incontrano sul terreno. Questa osservazione dovrebbe permettere un'implementazione del percorso pedagogico messo in opera grazie allo studio del permafrost (v. questioni di ricerca 1-4).

2.3. ORGANIZZAZIONE E STRUTTURA DELLA TESI

Questa tesi è suddivisa in 7 parti: la **prima parte** vuole introdurre il contesto di studio, gli obiettivi generali e il contesto scientifico generale di ricerca, il quale dovrebbe fornire un'indicazione generale sullo stato delle ricerche del permafrost in Ticino.
Per rispondere a questioni generali di ricerca, si sono utilizzate 5 unità di ricerca specifiche. Ogni unità di ricerca rappresenta uno strumento di ricerca specifico in uno specifico settore d'indagine. Le unità di ricerca specifiche presentano i loro obiettivi e il loro contesto scientifico che ha lo scopo di presentare lo stato attuale delle conoscenze nel campo investigato, una descrizione dei metodi usati, i risultati, la loro discussione e le prospettive future. Queste unità di ricerca interagiscono tra di loro: i risultati ottenuti da una di loro dovrebbero portare degli elementi di comprensione alle questioni specifiche di altre e viceversa.
La **settima parte** cercherà di utilizzare i risultati scaturiti dalle unità di ricerca specifiche per elaborare una discussione e delle conclusioni generali, nonché di delineare le prospettive future d'indagine (fig. 1.2).
In particolare la **seconda parte,** mediante il metodo dell'interferometria radar satellitare (InSAR), avrà lo scopo di elaborare una mappa di tutti i movimenti di versante in ambiente d'alta montagna. La **terza parte,** usando le foto aeree e i risultati dei movimenti di terreno ottenuti con InSAR (*Interferometric Syntetic Aperture Radar*), avrà lo scopo di elaborare un catasto dei ghiacciai rocciosi presenti in Ticino con le loro principali caratteristiche morfologiche e cinematiche. Grazie alla ripartizione dei ghiacciai rocciosi verrà elaborata una carta sulla distribuzione del permafrost. Questo catasto fungerà da risorsa per scegliere una decina di siti per iniziare un monitoraggio cinematico e termico di altrettanti ghiacciai rocciosi.

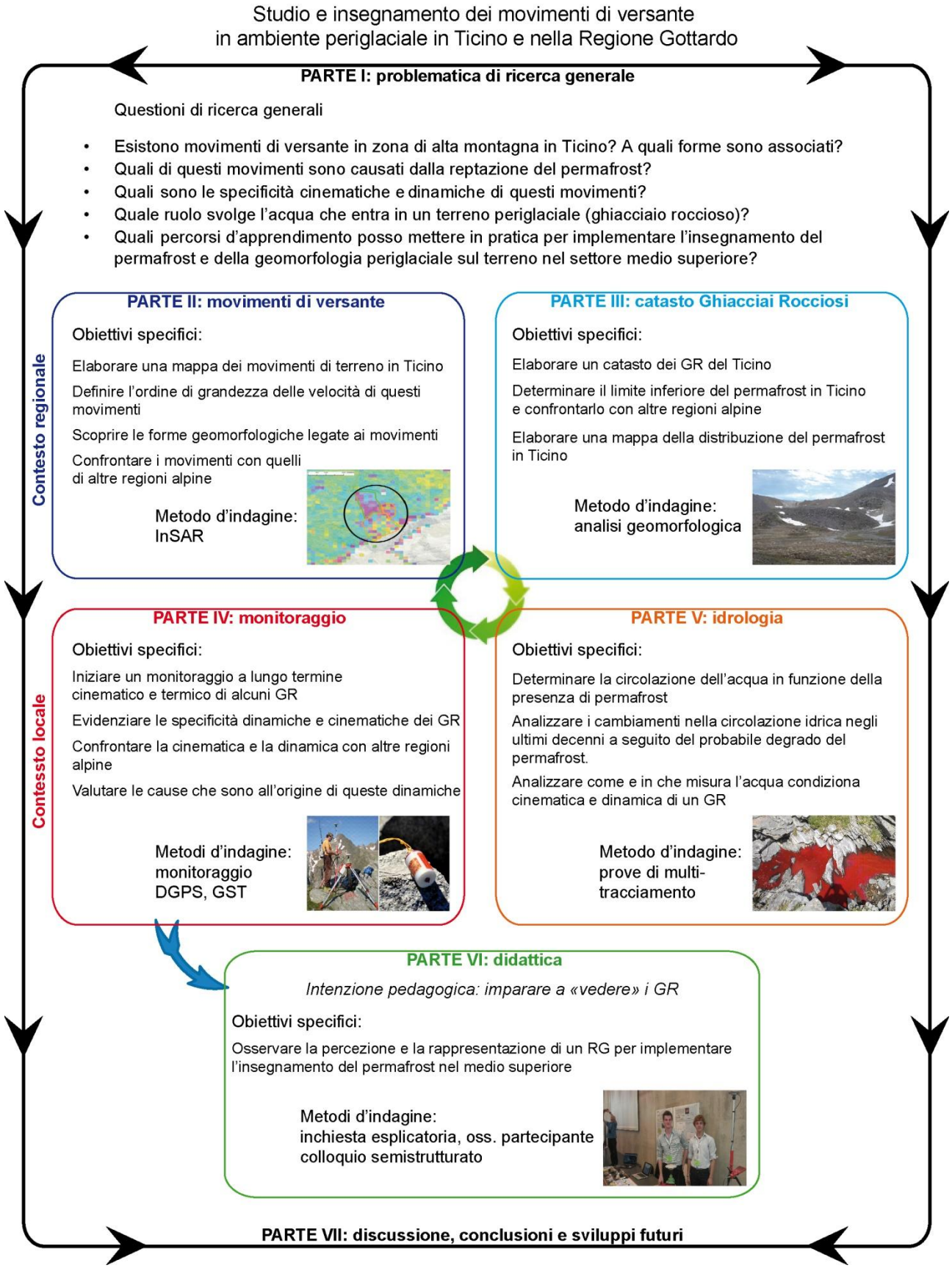


Fig. 1.2: struttura della tesi. Si notino le interazioni tra la parti che compongono questo lavoro.

A questo punto inizierà la **quarta parte,** che si occuperà di analizzare i principali risultati sui movimenti e il regime termico di questi ghiacciai rocciosi, mediante i metodi DGPS (*Differential Global Positioning System*) e GSTM (*Ground Surface Temperature Monitoring*). In questa parte saranno valutati e analizzati i fattori e i processi che stanno alla base dei movimenti dei ghiacciai rocciosi. Tra questi fattori possiamo già citare l'influenza dell'apporto idrico, della circolazione all'interno del corpo del ghiacciaio roccioso dell'acqua e del suo drenaggio dal sistema. Per comprendere meglio i processi legati alla circolazione dell'acqua in presenza di terreni ghiacciati e ai possibili cambiamenti legati all'eventuale degrado del permafrost, entra in gioco la **quinta parte** mediante la messa in opera di prove di multitracciamento di ghiacciai rocciosi e ambienti di alta montagna.
Da notare il cambiamento di scala che si verifica tra le parti II-III dove si investiga tutto il Cantone Ticino in un contesto regionale e le parti IV-V dove si conduce ricerca in un contesto locale, relativo ai differenti siti.
La parte del monitoraggio (parte IV) è stata possibile grazie all'aiuto degli allievi iscritti ai lavori di maturità che ho organizzato al liceo nel 2010 e nel 2011. Questo lavoro di monitoraggio è servito da contesto per rispondere agli obiettivi della **sesta parte,** la parte didattica di questa tesi che ritengo essere il vero valore aggiunto per la mia carriera professionale di insegnante di liceo.

2.4. SITI INVESTIGATI E DATI UTILIZZATI

I risultati presentati e discussi in questa tesi derivano da studi su carte, ortofoto e interferogrammi InSAR disponibili per il periodo 1992-2011 e da oltre 120 giornate di terreno effettuate tra luglio 2009 e l'estate 2013 in 14 siti 2 valli e 2 grandi regioni situate in Ticino, Uri e Vallese (fig. 1.3).
Le Alpi Ticinesi e la Regione Gottardo sono state oggetto di investigazioni InSAR per elaborare il catasto dei movimenti InSAR (v. parte II).
Le Alpi Ticinesi sono state investigate principalmente con ortofoto e carte topografiche al fine di elaborare il catasto dei ghiacciai rocciosi del Ticino (v. parte III).
Nei 12 siti delle Alpi Ticinesi e Regione Gottardo è stato eseguito un monitoraggio termico e cinematico (v. parte IV).
Le due Valli di Réchy e Sceru sono state oggetto di indagini idrologiche: in particolare sui ghiacciai rocciosi di Tsavolire, Becs de Bosson e Piancabella si sono effettuati delle prove di multitracciamento (v. parte V).
Tra il 2010 e il 2011 è inoltre stata condotta la ricerca in campo didattico, sia in classe (Liceo di Lugano2), che su alcuni ghiacciai rocciosi (v. parte VI).

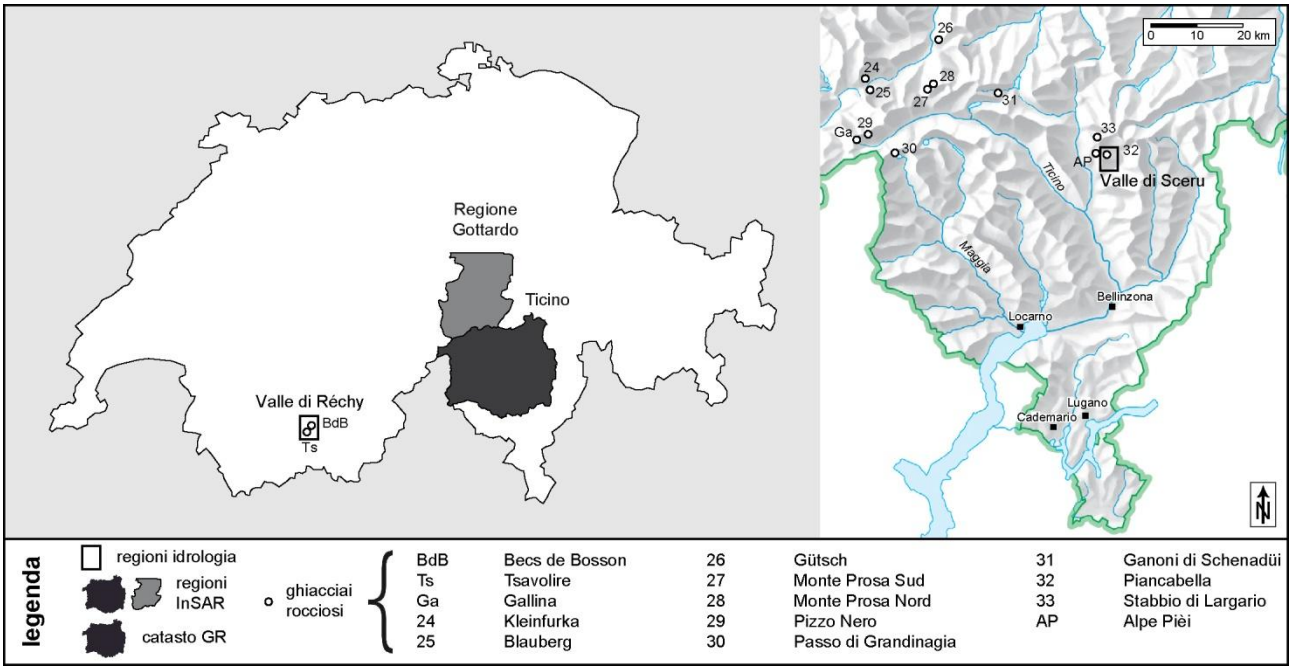


Fig. 1.3: localizzazione dei differenti siti e regioni di studio. Riprodotto con l'autorizzazione di swisstopo (BA12002).

Maggiori dettagli di localizzazione geografica, geologia, geomorfologia e idrologia saranno approfonditi e spiegati all'interno di ogni singola parte che compone questa tesi.
Le stazioni di riferimento per i parametri climatici sono state scelte in base alla loro prossimità con il ghiacciaio roccioso monitorato (v parte IV, cap. 4), in modo da rappresentare le specificità climatiche regionali. Si sono scelte le stazioni di Meteo Svizzera Gütsch (690140/167590 a 2287 m slm) per i ghiacciai rocciosi situati nella Regione Gottardo, Robièi (682587/144091 a 1894 m slm) per i ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi Occidentali, Matro (714260/140940 a 2171 m slm) e Acquarossa/Comprovasco (714998/146440 a 575 m slm) per le Alpi Ticinesi Occidentali. I dati sono stati scaricati dal portale dati di Meteo Svizzera (IDAweb).

3. CONTESTO SCIENTIFICO GENERALE

Per ciò che concerne il contesto scientifico, si intende precisare e in certi casi illustrare le principali nozioni generali che concernono il permafrost e gli ambienti periglaciali dapprima nelle Alpi e poi in Ticino, con particolare riguardo ai ghiacciai rocciosi. Si vogliono inoltre spiegare i principali fattori di controllo e di ripartizione del permafrost, con lo scopo di contestualizzarli in abito regionale (Cantone Ticino). Inoltre si vogliono brevemente elencare e riassumere i principali lavori che hanno interessato lo studio del permafrost e quindi di illustrare lo stato della ricerca su questo tema in Ticino e nella parte alta dalla Valle di Réchy, ossia i principali siti studiati in questa tesi.
I contesti scientifici specifici di ricerca e la presentazione dei differenti siti investigati saranno invece trattati in modo dettagliato all'interno di ogni singola unità di ricerca specifica.

3.1. GLI AMBIENTI PERIGLACIALI ALPINI

Definizioni ed estensione spaziale

Secondo French (2000) il termine periglaciale (letteralmente "intorno al glaciale") è stato usato la prima volta nel 1909 dal geologo polacco Walery von Lozinski per descrivere le forme e i processi delle aree glacializzate attorno alle calotte polari. Questa definizione in origine veniva usata da von Lozinski per descrivere ciò che adesso chiamiamo **ambiente proglaciale**. Il termine periglaciale ora sta a definire **gli ambienti caratterizzati dall'azione del gelo e/o dei processi legati al permafrost e al clima che lo genera** (French, 1996; 2000). Secondo Scapozza (2008) lo studio degli ambienti periglaciali si è occupato fino al 1960 prevalentemente delle regioni artiche e antartiche, trascurando invece gli ambienti periglaciali alpini. **L'ambiente periglaciale alpino descrive le condizioni fredde, non glaciali tipiche delle alte altitudini**, e caratterizza praticamente tutte le catene montuose del pianeta.
Il permafrost, che definisce gli ambienti periglaciali, è presente in Svizzera occupando il 5% - 6% della superficie, secondo i modelli elaborati da Keller *et al.* (1998) e Vonder Mühll (1999). Il territorio occupato da permafrost in Svizzera si può quindi quantificare in circa 1000 km^2. Questo valore è significativamente più alto se confrontato con la superficie ricoperta dai ghiacciai che nel 1973 era del 3%: i cantoni più interessati da questo fenomeno sono i cantoni di montagna come il Vallese, il Grigioni e il Canton Berna (Valenti, 2006). L'assetto geomorfologico delle Alpi (caratterizzato da ripidi versanti spesso costituiti da roccia con differenti qualità geomeccaniche e ricoperta generalmente da terreni con genesi diverse) e il clima contraddistinto da una media annuale più elevata della temperatura dell'aria, rendono il permafrost alpino diverso da quello artico. Nelle Alpi si osservano in particolare forme generate dalla gravità come ad esempio i processi di soliflusso del terreno (saturazione dello strato attivo) e soprattutto i ghiacciai rocciosi, considerati i migliori indicatori di permafrost (Valenti, 2006).

Primi studi degli ambienti periglaciali

Dietrich Barsch è stato uno dei pionieri nello studio degli ambienti periglaciali alpini: in particolare dal 1960 in avanti molti sono stati i suoi studi soprattutto nei Grigioni che si sono occupati della distribuzione e struttura delle forme geomorfologiche associate a questi ambienti freddi (per esempio Barsch 1969, 1971, 1978). Sempre in Svizzera un impulso allo studio degli ambienti periglaciali alpini e dei ghiacciai rocciosi è stato dato anche da Wilfried Haeberli, professore del dipartimento di geografia dell'Università di Zurigo, con

innumerevoli lavori (per esempio Haeberli, 1983; 1985; 1990 e 1993). Barsch e Haeberli sono stati pionieri dello studio di questi ambienti tramite metodi geofisici (come per esempio la sismica rifrazione, la geoelettrica e BTS - *Bottom Temperature of the winter Snow cover*) (v. Barsch, 1973; Haeberli, 1973; 1975). Per concludere questo breve quadro storico dello studio degli ambienti periglaciali, nelle Alpi Francesi possiamo citare i lavori di Assier (1981) e Evin (1983; 1984), nelle Alpi Italiane quelli di Smiraglia (1985; 1989) e nelle Alpi Austriache quelli di Kerschner (1976; 1978a; 1978b; 1983; 1985; 1986; 1990), il quale ha applicato lo studio paleoclimatico ai ghiacciai rocciosi.

3.2. IL PERMAFROST

Definizione

Permafrost è un vocabolo inglese di origine germanica, composto di *perma(nent)* permanente e *frost* gelato, in uso dal 1974 anche in italiano. Esiste anche la voce "italianizzata" di permagèlo, sinonimo di permafrost, in uso solo dal 1987 come parziale calco dell'inglese permafrost (Dogliotti & Rosiello, 1999).
La definizione del permafrost è citata da un numero incalcolabile di autori i quali, pur con qualche leggera differenza, sono concordi nell'affermare che si tratta **di materiale di sub superficie (come morene, suoli, falde di detrito, ghiacciai rocciosi, roccia) la cui temperatura è costantemente inferiore allo zero per almeno un anno** (Wasburn, 1979). Delaloye (2004) completa questa definizione con il caso in cui la temperatura del suolo sia esattamente uguale a zero, cioè al punto di cambiamento di stato dell'acqua. Lo stesso autore fa notare come un permafrost con queste caratteristiche termiche si può trovare ai confini del suo ambiente di presenza, situazione sempre più frequente e causata dal riscaldamento climatico, come si è constatato in una perforazione sulla falda di detrito a Lapire (VS) dove sono state misurate, a partire da 4.5 m di profondità, temperature di 0°C con errore di misura di +/- 0.1°C (Delaloye *et al.*, 2001).

Stratigrafia

Se il permafrost è in equilibrio con le condizioni climatiche, la pendenza del suo profilo dovrebbe seguire il gradiente geotermico della litosfera (dell'ordine di 1-3°C/100m). Secondo Delaloye (2004) e Haeberli *et al.* (1993), un cambiamento della temperatura in superficie genera delle modifiche dello spessore dello strato attivo del permafrost a scala annuale, produce delle modifiche della curva del profilo termico a scala decennale e uno spostamento verticale della base del permafrost a scala secolare. **Attualmente le condizioni termiche della superficie non sono in equilibrio con le condizioni termiche della parte sottostante, il che condurrebbe a una tendenza al riscaldamento del permafrost** (*thermal offset* o sfasamento termico nello strato attivo) (v. per es. PERMOS, 2013; Harris *et al.*, 2003).
Il profilo termico verticale del permafrost può essere, secondo Gruber *et al*. (2004a), modificato dalla topografia accidentata del terreno. Inoltre la profondità del permafrost può essere stimata partendo dal gradiente geotermico e dalla temperatura media annuale della superficie del terreno (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*).

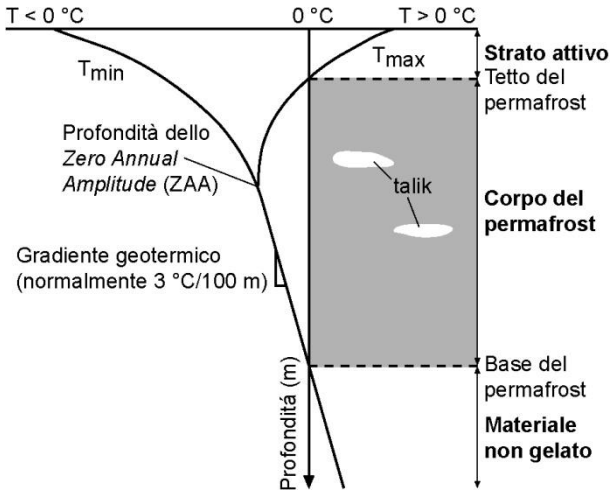


Fig. 1.4:

stratigrafia tipica del permafrost e caratteristiche termiche in superficie e in profondità in presenza di permafrost (figura rielaborata da Scapozza, 2008; French, 1996).

Il permafrost, partendo dalla superficie del terreno (fig. 1.4), si compone di uno **strato attivo** che sgela in primavera e rigela alla fine dell'autunno. Innumerevoli perforazioni eseguite nelle Alpi hanno evidenziato che lo spessore di questo strato varia generalmente tra 3 e 5 metri (PERMOS, 2010). Sotto questo strato attivo si trova il **tetto del permafrost** e sotto ancora in **corpo del permafrost,** che costituisce la parte gelata in permanenza. All'interno di questo strato possono trovarsi i **taliks**, parti non gelate. Queste parti sono evidentemente presenti in maggior percentuale di volume in un permafrost caldo, inoltre possono rivelarsi molto influenti sui processi idrologici influenzando la circolazione ipogea dell'acqua. La **base del permafrost** separa il corpo del permafrost dal terreno non ghiacciato sottostante. Nelle Alpi la base del permafrost si trova generalmente a profondità di ordine decametrico.

Bilancio energetico e tipologie

Il permafrost è un fenomeno esclusivamente termico, ciò che non comporta necessariamente la presenza di ghiaccio. La presenza di ghiaccio è possibile sei i materiali della sub superficie presentano la necessaria porosità che permette all'acqua che si infiltra di gelare.
Il permafrost può caratterizzare terreni completamente privi di ghiaccio, in questo caso si parla di **permafrost secco.** Quando invece il ghiaccio è presente si possono operare delle distinzioni a seconda delle proporzioni del volume di ghiaccio in funzione del volume degli interstizi (grado di saturazione). Il permafrost di definisce **insaturo** quando il ghiaccio non riesce a riempire completamente gli interstizi d'aria, **saturo** quando il ghiaccio occupa tutti i pori e **soprassaturo** quando il volume del ghiaccio è superiore a quello dei pori (fig. 1.5).

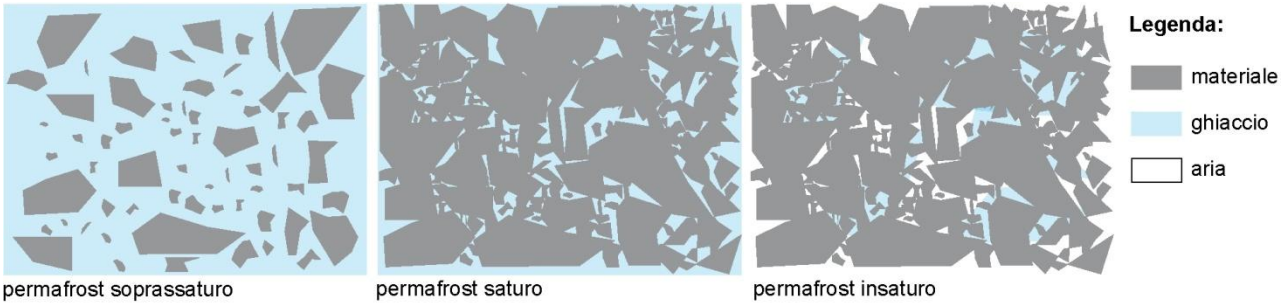


Fig. 1.5: grado di saturazione del permafrost.

In relazione invece alla superficie occupata dal permafrost, si può distinguere il **permafrost continuo** (>80% della superficie), il **permafrost discontinuo** (80%-30%) e **permafrost sporadico** (<30%) (Guodong & Dramis, 1992; Harris, 1986).

In relazione alla temperatura del permafrost (Delaloye, 2004) propone tre categorie:

- **permafrost freddo:** quando la sua temperatura annuale media (MAPT = *Mean Annual Permafrost Temperature*) è distintamente inferiore a ~0 °C (< ~0,5 °C) e nessun valore istantaneo sia uguale a ~0 °C;

- **permafrost semi-temperato:** quando MAPT è vicino a ~0 °C (> ~0,5 °C) o quando i valori di ~0 °C sono occasionalmente raggiunti;

- **permafrost temperato:** quando la sua temperatura è invariabilmente uguale a ~0 °C.

Il riscaldamento del permafrost deve quindi tradursi in un passaggio di queste categorie e la sua sparizione deve forzatamente passare dallo stato temperato. In questo ultimo caso il flusso di calore latente provocato dal cambiamento di stato del ghiaccio aumenta notevolmente l'inerzia termica del permafrost e potrebbe mantenersi anche per lungo tempo (Scapozza, 2008; Delaloye *et al.*, 2003b).
Dato che il permafrost è un fenomeno termico, la sua presenza e la sua evoluzione sono causate da un bilancio energetico che in un caso **tipico** (da flussi d'energia verticali) ha luogo tra il tetto del permafrost, lo strato attivo, l'eventuale neve e l'atmosfera (Delaloye, 2004). Chiaramente questi strati possono presentare

caratteristiche variabili che possono modificare il loro effetto di filtro tra l'atmosfera e il corpo del permafrost (v. Hoelzle *et al.*, 2001).
Nei casi **atipici** invece i fattori che controllano il permafrost provengono "da sotto" o lateralmente dal corpo del permafrost e possono rappresentare il gradiente geotermico e processi particolari come circolazione sotterranea d'aria e d'acqua.

3.3. TIPO DI GHIACCIO IN UN CORPO SEDIMENTARIO MOBILE GHIACCIATO

Haeberli & Vonder Mühll (1996) riprendendo i lavori di Schumskii (1964), propongono due tipologie principali di ghiaccio che si possono ritrovare nei corpi sedimentari mobili ghiacciati come i ghiacciai rocciosi, le falde di detrito o le morene:

- **ghiaccio sedimentario** (*sedimentary ice*): la sedimentazione del ghiaccio comporta un processo di compattazione (*firnification*) dello strato nevoso che si trasforma lentamente in ghiaccio. Questo è il processo che si verifica sui ghiacciai e sui coni valangari permanenti. In entrambi i casi il bilancio di massa deve essere positivo, per favorire l'accumulo di nuovo ghiaccio. Secondo Delaloye (2004), il ghiaccio sedimentario si può trovare nel permafrost solo in situazioni particolari come nei margini pro glaciali;

- **ghiaccio di congelamento** (*congelation ice*): si forma dal gelo o rigelo dell'acqua liquida preferibilmente nello strato attivo, a contatto del tetto del permafrost. In altri casi il congelamento può avvenire sulla superficie (se il drenaggio è insufficiente) come per esempio alla base di in nevaio (producendo gli *ice patch* o i *burried ice field*, neve sepolta) oppure alla base del permafrost se si verifica per esempio un'estensione longitudinale del corpo ghiacciato (Delaloye, 2004). Questo tipo di ghiaccio rappresenta la forma più diffusa nei terreni mobili. Secondo French (1996) in questi casi il ghiaccio può essere **interstiziale** (*interstitial ice*) quando si forma nei vuoti tra detriti con granulometrie superiori a 0.01 mm, di **segregazione** (*segregation ice*) quando si forma per migrazione capillare dell'acqua tra detriti con granulometria inferiore a 0.01 mm, d'**intrusione** (*injection ice*) quando si forma per migrazione d'acqua che gela a contatto del permafrost e di **fessura** (*vein ice*) quando l'acqua penetra nelle fessure alla superficie del terreno.

3.4. FATTORI DI CONTROLLO E RIPARTIZIONE DEL PERMAFROST

La comunità scientifica è concorde nel definire che nelle Alpi il limite inferiore del permafrost è controllato dalla temperatura annuale media dell'aria (MAAT – *Mean Annual Air Temperature*).
Il limite inferiore del permafrost discontinuo corrisponde secondo Haeberli (1985) all'isoterma di MAA -1/-2 °C, mentre il limite del permafrost continuo segue l'isoterma di MAAT -6/-7 °C (French, 1996). In realtà per valutare la presenza del permafrost si devono tenere in considerazione differenti fattori a differenti scale spaziali (fig. 1.6) che possono influenzare il flusso d'energia tra l'atmosfera e il tetto del permafrost. A piccola scala (continentale) sono predominanti i fattori astronomici; a scala regionale il clima; a scala locale la topografia del sito; mentre a scale più grandi (oggetto) saranno fondamentali i fattori caratteristici del sito in questione come la neve, la superficie del terreno e lo strato attivo. In pratica, passando da un contesto continentale al contesto dell'oggetto, i fattori di controllo e ripartizione del permafrost sommandosi contribuiscono in sequenza alla sua ripartizione (Lambiel, 2006).

3.4.1. SCALA CONTINENTALE

A livello mondiale il permafrost occupa circa il 20% della superficie terrestre totale e il 25% della superficie terrestre dell'emisfero Nord: tutto ciò si traduce in un volume complessivo stimato di 500´000 km^3 di ghiaccio contenuto (Brown 1997; Brown *et al.*, 1998; Valenti, 2006). La maggior parte di questo ghiaccio (permafrost **zonale**) è contenuto nelle regioni artiche e antartiche, mentre solamente il 6-7% si trova nelle regioni temperate a elevate altitudini (permafrost **azonale**): di quest'ultimo l'80% si trova in Asia, il 19,4% nelle Americhe e solo il restante 0.2% sulle montagne europee (Stearns, 1966).

Tutto ciò è il risultato del flusso d'energia che giunge al suolo e che determina i differenti biomi. Per ciò che concerne il permafrost zonale, i fattori che lo determinano sono principalmente la **latitudine** e la **continentalità** che, assieme alle **correnti oceaniche**, influiscono sulla MAAT e quindi sul permafrost. Il permafrost azonale è invece controllato dall'altitudine che favorisce una diminuzione delle temperature, anche se secondo Guodong & Dramis (1992) a livello globale è difficile stabilire una relazione tra MAAT e presenza del permafrost azonale; MAAT che invece può avere un'influenza significativa solo a scala regionale (Scapozza, 2008).

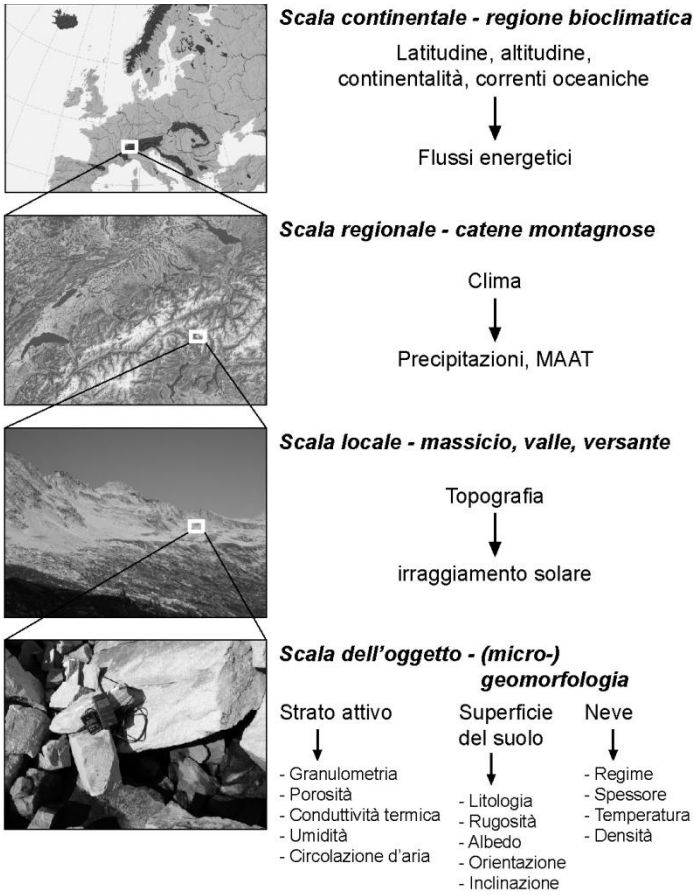


Fig. 1.6:

fattori di controllo della ripartizione del permafrost secondo la scala considerata (immagine modificata da Scapozza, 2011; Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Gruber, 2005).

3.4.2. SCALA REGIONALE

A scala regionale delle Alpi svizzere (fig. 1.7) il principale fattore di controllo del permafrost è il clima che si compone principalmente di **temperatura e precipitazioni**. La diminuzione delle temperature in funzione dell'altezza produce una diminuzione della MAAT (v, Guodong & Dramis, 1992).

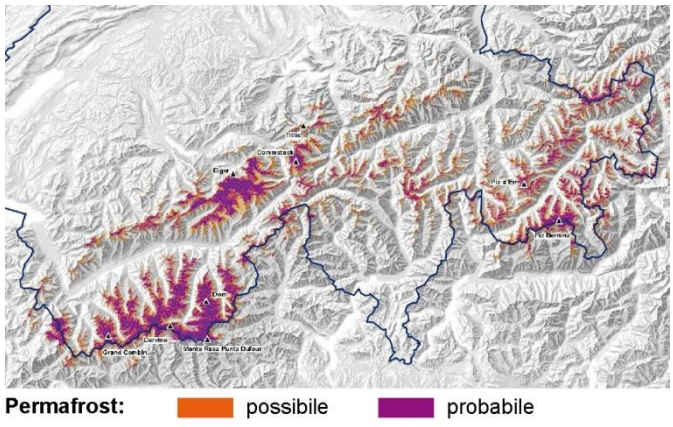


Fig. 1.7:

ripartizione del permafrost a scala regionale (Alpi Svizzere) (UFAM, 2005). Si noti la presenza del permafrost in maggior parte sulle Alpi Vallesane, Grigionesi e Bernesi, in concomitanza dei terreni a quote più elevate. In base a questo modello, il Canton Ticino è toccato solamente in misura marginale dal permafrost possibile.

MAAT può tuttavia differire da regione a regione ed eventualmente aumentare in funzione del riscaldamento globale (Scapozza, 2011). Le precipitazioni svolgono un ruolo fondamentale sulla ripartizione del permafrost, in particolare quelle nevose invernali a causa dell'effetto isolante della neve sul suolo (durata e spessore dello strato nevoso).

3.4.3. SCALA LOCALE

A scala locale, come potrebbe essere la Valle di Sceru (fig. 1.8) (situata in Alta Val Malvaglia, Ti), la MAAT non permette più di spiegare la ripartizione del permafrost (Hoelzle *et al*., 2001). Qui sono importanti le variazioni dell'irraggiamento solare dovute alla **topografia**, che è direttamente correlata all'orientazione e alla pendenza. Pareti rocciose e versanti di montagne che possono produrre zone ombreggiate possono anche influenzare direttamente la ripartizione del permafrost. Questi fattori influenzano la temperatura annuale media del terreno (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*) piuttosto che MAAT. A scala locale possiamo considerare quindi MAGST il principale indicatore di ripartizione del permafrost a scala locale.

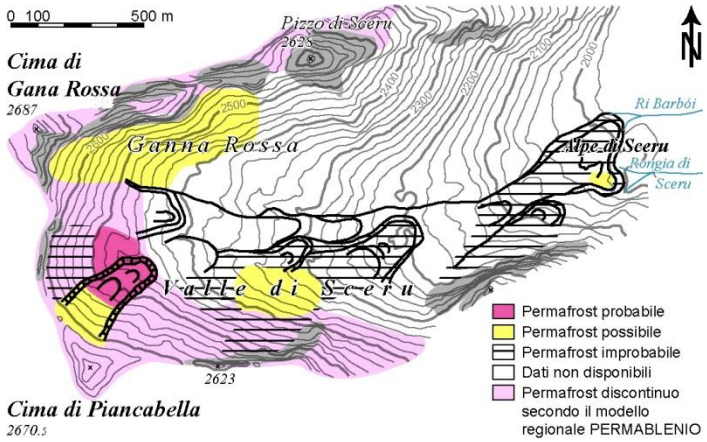


Fig. 1.8:

esempio di ripartizione del permafrost a scala locale (Valle di Sceru) (immagine modificata da Scapozza, 2008). La carta è stata disegnata mediante osservazioni di terreno e indagini geofisiche, quindi in assenza di perforazioni presenta un carattere probabilistico. È tuttavia interessante osservare la maggior presenza di permafrost probabile e possibile sul versante destro della valle, ossia quello esposto a nord e dunque più in ombra.

3.4.4. SCALA DELL'OGGETTO

Come suggerisce Delaloye (2004), nella realtà la ripartizione del permafrost a grande scala è controllata anche da altri fattori, che si comportano da "filtri" tra MAAT e il tetto del permafrost (fig. 1.9). Questi filtri producono uno sfasamento termico (*thermal offsets*) che può quindi modificare la presenza del permafrost. Partendo dall'alto il primo filtro è quello della **neve**, un materiale a bassa conduttività termica che si comporta da isolante sul suolo sottostante (Ishikawa, 2003). Secondo Keller (1994) il potere isolante della neve è direttamente proporzionale al suo spessore e alla sua durata e inversamente proporzionale alla sua densità.

Il secondo filtro è rappresentato dalla **superficie del terreno**: mediante la combinazione di differenti parametri topografici come l'orientazione, l'inclinazione e di parametri relativi alla natura del terreno (albedo, rugosità, granulometria, tipo di copertura), può condizionare gli scambi d'energia tra l'atmosfera e la superficie del terreno. Secondo Gruber *et al.* (2003), a parità di condizioni climatiche e di altitudine, questo filtro può produrre differenze spaziali di MAGST di diversi gradi. Chiaramente queste considerazioni sono valide solo quando il terreno è privo della copertura nevosa; in caso contrario l'unico filtro che regola il flusso d'energia tra l'atmosfera e il permafrost restano la neve e in parte i fattori topografici appena elencati, i quali continuano a influenzare il regime termico del manto nevoso e quindi il suo regime. Secondo Delaloye (2004) e Delaloye & Monbaron (2003) la neve, secondo il suo regime, è in grado di modificare di 1-2°C la differenza tra MAAT e MAGST.

Il terzo filtro di questo sfasamento termico a livello locale è dato dalla composizione e dalle caratteristiche (granulometria, porosità, conduttività termica,…) dello **strato attivo** del permafrost. Questo strato favorisce, a causa della circolazione d'aria al suo interno, dei trasferimenti atipici laterali di calore. Il trasferimento di calore tra l'atmosfera e il sottosuolo è quindi completamente differente se questo avviene in una parete rocciosa (dove lo scambio termico avviene direttamente tra l'aria e la roccia) o in terreni sciolti, dove il

flusso energetico dovrà attraversare un corpo costituito da roccia e vuoti riempiti d'aria o acqua. I pori presenti nei materiali sciolti lasciano passare l'aria, la neve e l'acqua piovana, aiutando l'accelerazione di scambi termici tra atmosfera e permafrost (Harris & Pedersen, 1998). In questo senso è quindi determinante la composizione granulometrica di un terreno, poiché la dimensione dei blocchi, il rapporto tra pieni e vuoti e la presenza d'acqua possono generare differenze sulla densità del terreno e quindi sulla potenziale capacità di trasmissione d'energia. L'aria fredda che stagna in questo strato attivo, in virtù delle sua bassa conducibilità termica, produce un effetto isolante sul tetto del permafrost (Delaloye, 2004). Questo fenomeno si verifica soprattutto nei terreni a grossa granulometria formati da grandi blocchi che, se ricoperti da una sottile copertura nevosa, permettono un contatto diretto tra l'atmosfera e il terreno (Humlun, 1997). Sempre in terreni a grossa granulometria si può verificare **l'effetto Balch** (*Balch effet*) (Balch, 1900) che consiste in una convezione d'aria (all'interno dello strato attivo e generata dalla differente densità tra l'aria calda e fredda), che comporta un raffreddamento della base dello strato attivo.
Come si può vedere, lo studio della circolazione dell'aria all'interno dello strato attivo è estremamente complesso e allo stato attuale delle ricerche non ancora del tutto conosciuto.
Lo strato attivo caratterizza numerosi terreni periglaciali mobili come le falde di detrito, le morene e i ghiacciai rocciosi e sovente è composto in profondità da materiali sciolti fini come limo e argilla spesso impregnati d'acqua. L'acqua è anche il loro vettore di trasporto e deposito. Durante il gelo-disgelo dell'acqua si consuma e si libera del calore latente che può perturbare lo stato termico della base dello strato attivo (Scapozza, 2008).

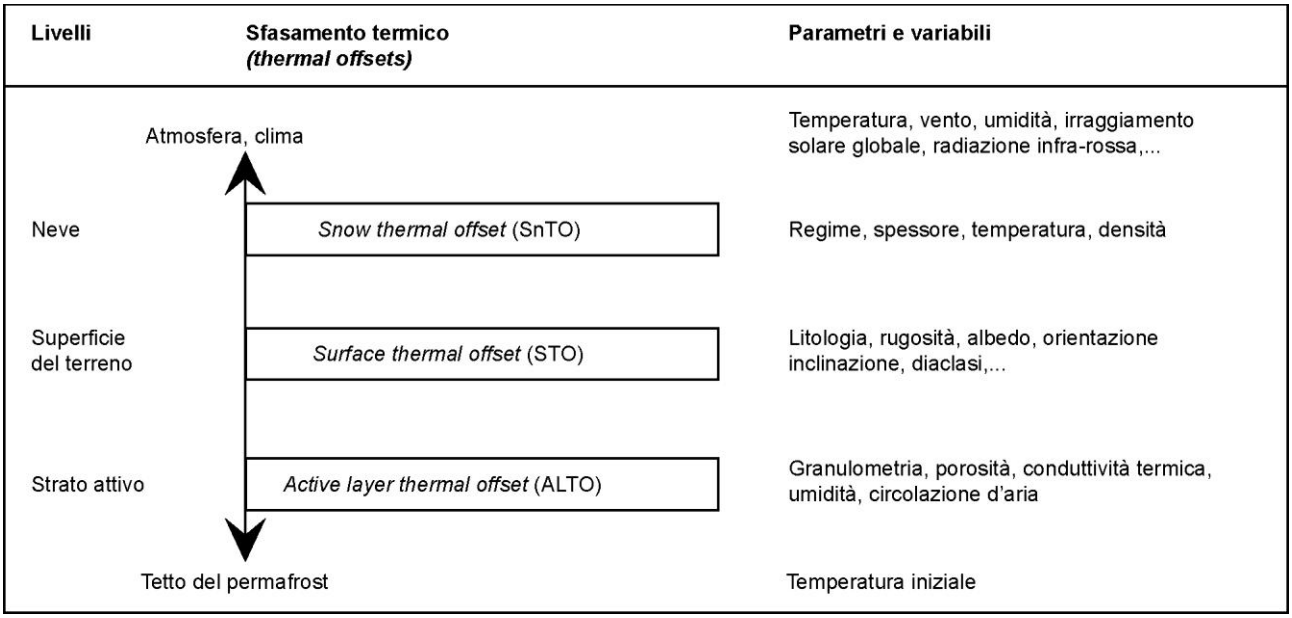


Fig. 1.9: relazioni tra atmosfera e tetto del permafrost: principali parametri e variabili del bilancio energetico e fonti di sfasamento termico (immagine modificata da Delaloye, 2004).

3.5. I GHIACCIAI ROCCIOSI

3.5.1. DEFINIZIONE, TIPOLOGIE E FORMAZIONE

I terreni sciolti di montagna (morene o falde di detrito su versanti in pendenza), quando presentano un permafrost discontinuo e soprassaturo in ghiaccio, possono iniziare a fluire a valle sotto l'effetto della deformazione del ghiaccio (Haeberli, 1985). Questo fenomeno, chiamato reptazione (*creep*) può produrre molte forme, tra cui le più evidenti sono i ghiacciai rocciosi. I ghiacciai rocciosi sono un processo periglaciale, quindi non glaciale, associato ai climi freddi. Ecco quindi spiegato perché **i ghiacciai rocciosi sono degli indicatori geomorfologici della presenza del permafrost discontinuo**. I ghiacciai rocciosi possono essere distinti in base:

- **all'origine del materiale mobile che lo compone:** possiamo distinguere i **ghiacciai rocciosi di versante** (*talus rock glacier*) alimentati dalle falde di detrito e i **ghiacciai rocciosi morenici** (*debris rock glacier*), alimentati da morene frontali o laterali. I ghiacciai rocciosi possono anche generarsi dai detriti d'alterazione che si trovano direttamente sul posto (*in situ*). Si possono distinguere infine i **ghiacciai rocciosi a "cuore di ghiaccio"** (*ice-cored rock glacier*) che sono invece delle forme risultanti dalla trasformazione in ghiacciaio roccioso di un ghiacciaio fortemente coperto in detriti rocciosi o di un ghiacciaio nero. Per i ghiacciai a cuore di ghiaccio, la loro origine non è periglaciale bensì glaciale (v. anche cap. 3.6);

- **alla loro forma:** possiamo distinguere i **ghiacciai rocciosi vallivi** (*tongue-shaped rock glacier*), quando la lunghezza è maggiore della larghezza e i **ghiacciai rocciosi lobati di versante** (*lobate rock glacier*) quando è invece maggiore la larghezza (Barsch, 1996). Per l'elaborazione di questo catasto sono stati considerati come ghiacciai rocciosi anche i *protalus ramparts*, altrimenti detti ghiacciai **rocciosi embrionali.** I ghiacciai rocciosi embrionali sono delle forme intermedie tra le falde di detrito attive e i ghiacciai rocciosi.
  Sempre in base alla forma, si possono distinguere i ghiacciai rocciosi **monomorfici o polimorfici** (*monomorphic/polimorphic rock glacier*). I primi si contraddistinguono per una forma regolare ad un solo lobo, il quale indica che si sono sviluppati in modo continuo (Frauenfelder & Kääb, 2000). Ghiacciai rocciosi di questo tipo sono spesso attivi. I ghiacciai rocciosi polimorfici presentano una struttura più complessa, con più lobi sovrapposti e con un diverso grado di attività di parti del loro corpo. I ghiacciai rocciosi polimorfici hanno superato varie fasi climatiche che ne hanno determinato sviluppi diversi, oppure risultanti da cambiamenti nel ritmo della produzione dei detriti che li alimentano, cambiamenti non necessariamente causati da variazioni di clima. Ghiacciai rocciosi polimorfici sono più facilmente inattivi (Scapozza & Fontana, 2009; Frauenfelder & Kääb, 2000; Lambiel & Reynard, 2003);

- **al loro grado di attività (fig. 1.10):** Barsch (1996) distingue i **ghiacciai rocciosi attivi** (fig. 1.10-C e 1.10-D), che contengono ghiaccio e presentano delle velocità di spostamento superficiale tra 0.1 e 2 m/a (Delaloye, 2004; Scapozza, 2008), i **ghiacciai rocciosi inattivi** (fig. 1.10-B), che contengono ghiaccio ma che non presentano più movimento o deformazioni (o comunque dei movimenti dell'ordine di cm/a) e i **ghiacciai rocciosi relitti (o fossili)** (fig. 1.10-A) che non presentano più ghiaccio al loro interno. Barsch (1996) spiega che nel caso d'inattività, si possono distinguere un'**inattività climatica**, dovuta alla parziale fusione del ghiaccio che non può più deformarsi e quindi produrre movimenti e un'**inattività dinamica**, dovuta a un ostacolo o alla topografia che impedisce meccanicamente il movimento. Delaloye (2004) evidenzia a questo proposito come una differenziazione del grado d'attività può essere fatta solo mediante misure di movimento, come per esempio con DGPS oppure con InSAR. Solamente con metodi empirici (per es. con metodi geofisici o perforazioni) è inoltre possibile valutare la presenza di ghiaccio all'interno di un ghiacciaio roccioso. Queste nuove metodologie d'indagine sul terreno hanno inoltre permesso di comprendere meglio la dinamica e la cinematica di questi corpi fluenti e quindi è stato possibile definire delle ulteriori categorie all'interno della ghiacciai rocciosi attivi (Lambiel *et al.*, 2008):

  - **ghiacciai rocciosi destabilizzati** (*destabilized rock glacier / surging rock glacier*) (fig. 1.10-D). Questi corpi presentano delle velocità superiori a 3 m/a, con evidenti segni di destabilizzazione recente, come crepacci, superficie instabile, assenza totale di licheni,…);

  - **ghiacciai rocciosi a movimento rapido** (*rapidly moving rock glacier*). In questo caso le velocità si situano tra i 2 m/a dei ghiacciai rocciosi attivi e i 3 m/a dei ghiacciai rocciosi destabilizzati. Non sono presenti segni di destabilizzazione evidenti;

  - **ghiacciai rocciosi riattivati** (*reactivated rock glacier*). Ghiacciai rocciosi che si muovono, ma che prima erano inattivi e presentavano segni di inattività, come la presenza di licheni e vegetazione.

Le misure di deformazione effettuate nelle perforazioni hanno permesso di evidenziare come il movimento di un ghiacciaio roccioso si origini da una deformazione interna dei sedimenti gelati, i quali spesso poggiano

su un piano di taglio. La deformazione alla base del corpo gelato è quasi sempre nulla, a causa dell'attrito del fondo con la roccia sottostante (*bedrock*) (Arenson *et al.*, 2002).
Esistono due principali teorie circa la formazione di un ghiacciaio roccioso. Secondo la **teoria periglaciale** (Haeberli, 1985; Barsch, 1996) il ghiaccio contenuto all'interno del corpo si forma dal congelamento in profondità delle acque di fusione della neve e dalla compattazione della neve stessa (neve proveniente da precipitazioni e da valanghe).
La seconda teoria (**teoria glaciale**) spiega la formazione dei ghiacciai rocciosi come affossamento di un ghiacciaio residuo sotto i detriti provenienti dai versanti o morene circostanti (per approfondimenti si veda anche Scapozza, 2008).
Per la formazione di un ghiacciaio roccioso sono comunque necessarie tre condizioni: una media annuale della temperatura dell'aria (MAAT) abbastanza bassa da permettere l'esistenza di permafrost, una pendenza sufficiente a permettere al permafrost di mettersi in moto e un apporto sufficiente di detriti rocciosi, che come abbiamo visto, possono essere di origine morenica, di versante gravitativa o di alterazione sul posto.

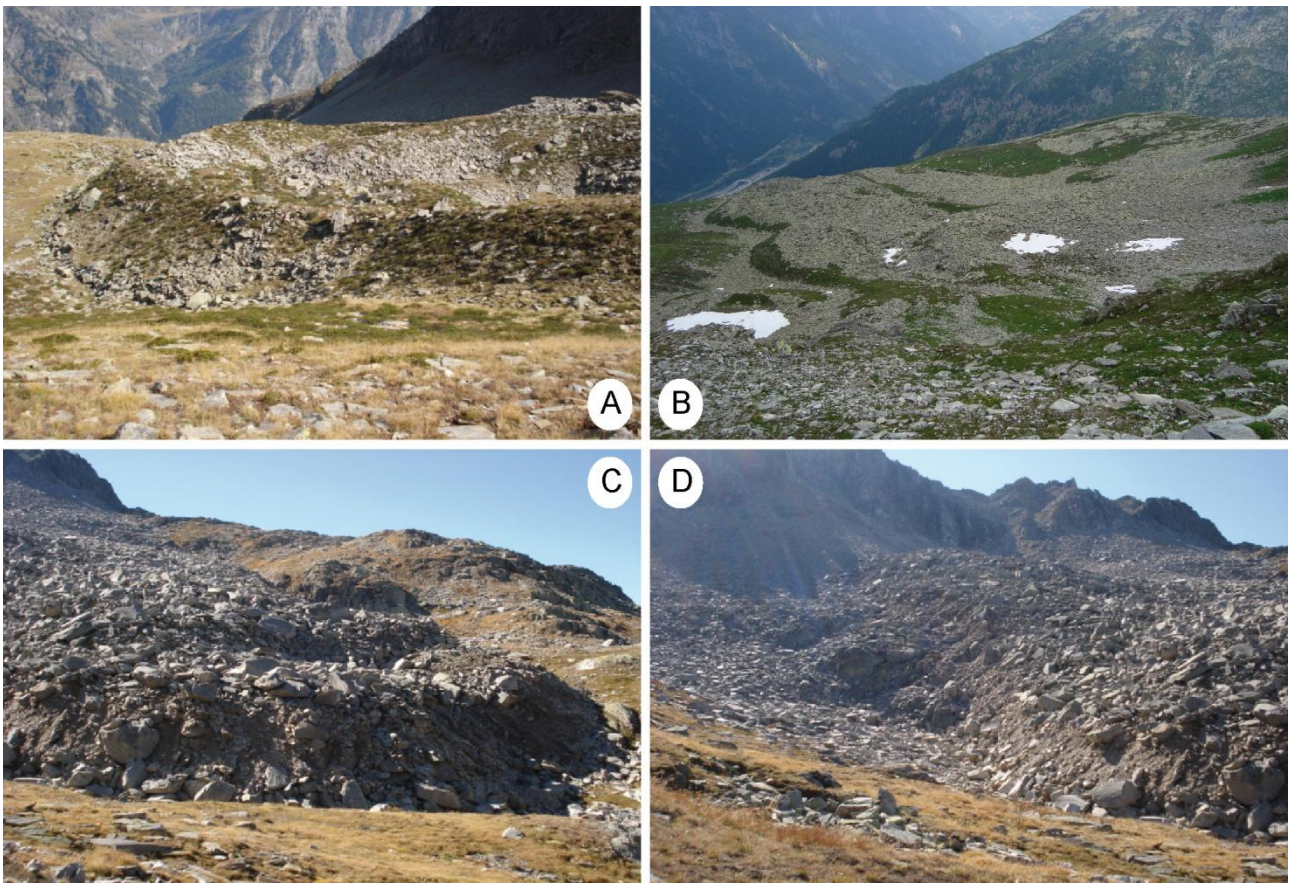


Fig. 1.10: esempi di gradi di attività di ghiacciai rocciosi. (A) ghiacciaio roccioso fossile/relitto Sasso di Luzzone (Alpi Ticinesi Orientali): si noti la colonizzazione importante da parte della vegetazione. (B) ghiacciaio roccioso inattivo di Guetsch (Regione Gottardo): si noti il fronte parzialmente colonizzato dai licheni. Misure DGPS hanno indicato una velocità media orizzontale per il periodo 2009-2012 di 2 cm/a solo per il fronte superiore. (C) ghiacciaio roccioso attivo Prosa Nord: si noti la forte pendenza del fronte e un secondo fronte sovrapposto su un piano di taglio. Misure DGPS hanno indicato una velocità media orizzontale per il periodo 2009-2012 di 40 cm/a. (D) fianco destro del ghiacciaio roccioso attivo Prosa Nord: si noti il limite netto del fianco del ghiacciaio roccioso causato dalla sua elevata dinamicità.

3.5.2. MORFOLOGIA E FATTORI DI CONTROLLO

Il ghiacciaio roccioso presenta una caratteristica morfologia, caratterizzata da rughe e depressioni, fenomeni che stanno a testimoniare il suo flusso a valle che si è verificato nel passato o si verifica tuttora. Questo flusso produce i tipici archi, perpendicolari alla direzione di scorrimento causati da fenomeni di compressione (fig. 1.11-A). Questi archi, con le depressioni allungate longitudinali, una zona a monte di

alimentazione in detriti, il fronte ripido e ben delimitato (fig. 1.11-B), la superficie ricoperta da blocchi e l'assenza di un drenaggio in superficie, rendono di fatto possibile distinguere i ghiacciai rocciosi da altre forme caratteristiche di ambienti periglaciali (Schoeneich, 1992; Scapozza, 2008).
La presenza di vegetazione (da semplici licheni a specie più alte) sui blocchi che formano un ghiacciaio roccioso e la pendenza del fronte, possono essere degli indicatori sullo stato d'attività: più l'attività è importante, meno vegetazione potrà stabilirsi e il fronte sarà ripido. I ghiacciai rocciosi fossili possono anche presentare numerose depressioni termocarsiche (depressioni più o meno estese) formatesi dalla fusione del ghiaccio sottostante (Ikeda & Matsuoka, 2002).

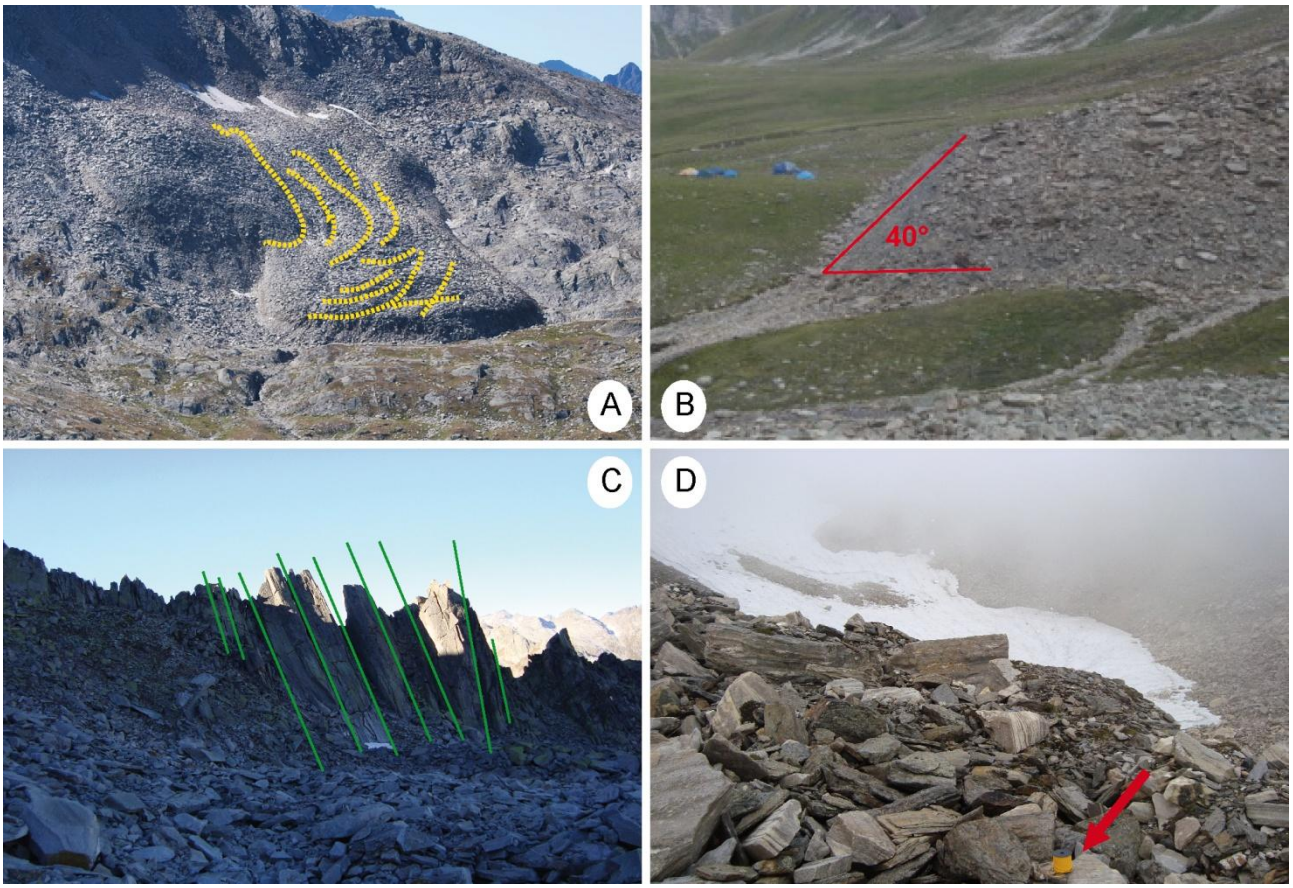


Fig. 1.11: (A) rughe e linee di flusso arcuati sul ghiacciaio roccioso di Ganoni di Schenadüi (Val Cadlimo) (foto Martino Buzzi, ripresa dal versante meridionale del Pizzo Rondadura). (B) fronte del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson (Val de Réchy – VS): si noti la pendenza di circa 40° a indicare uno stato attivo. (C) faglie e diaclasi (linee verdi) sul versante granitico sovrastante il ghiacciaio roccioso di Monte Prosa Sud che generano un ghiacciaio roccioso a blocchi di grandi dimensioni. (D) calcescisti e marmi che generano un ghiacciaio roccioso "a ciottoli" (Passo di Grandinagia, Valle Maggia), formato da detriti appiattiti di piccole dimensioni (si noti il confronto con il rotolo di corda, freccia rossa).

Secondo (Ikeda & Matsuoka, 2005), Frauenfelder (2005) e Scapozza (2008) si distinguono i **ghiacciai rocciosi "a blocchi"** (*bouldery rock glacier*, fig. 1.11-C) se i detriti che li compongono sono composti da rocce cristalline, le quali formano blocchi arrotondati o squadrati di grandi dimensioni, mentre si parla di **ghiacciai rocciosi "a ciottoli"** (*pebbly rock glacier*, fig. 1.11-D) se i blocchi che li compongono sono di origine scistosa o marnosa e producono elementi prevalentemente appiattiti e di piccola taglia. La dimensione dei blocchi che compone i ghiacciai rocciosi è anche determinata dalle faglie e dalle diaclasi neotettoniche: quando queste sono ravvicinate i blocchi saranno evidentemente più piccoli, mentre se queste sono distanti, i blocchi saranno più grandi. Come mostra la fig. 1.11-C le pareti sovrastanti il ghiacciaio roccioso Prosa Sud, presentano delle distanze tra le diaclasi di ordine decametrico che, associati alla litologia cristallina (graniti del San Gottardo), hanno prodotto un ghiacciaio roccioso a blocchi, fino a 10 m di diametro. Ecco quindi un esempio di come la geologia e la tettonica possano influenzare la morfologia dei ghiacciai rocciosi. La dimensione dei blocchi è anche dovuta alla topografia (effetti meccanici di fatturazione) e al clima (crioturbazione) (Frauenfelder, 2005). Secondo Delaloye & Morand (1998) la

litologia sembra essere un fattore determinante per l'esistenza e lo sviluppo dei ghiacciai rocciosi. In altri termini l'altezza del fronte e la sua grandezza sono influenzati dai differenti tipi di rocce. Per la regione dell'Entremont, questi autori hanno constatato che, a parità di condizioni morfoclimatiche, le rocce cristalline come gli gneiss e le quarziti, favoriscono lo sviluppo dei ghiacciai rocciosi con un tasso di occupazione del terreno del 10% (rispetto al 5% in presenza di terreni calcari).
Se sono presenti delle sorgenti al fronte dei ghiacciai rocciosi, la temperatura delle loro acque è indice o meno di presenza di permafrost. Se le temperature sono al di sotto dei 2°C, l'acqua è probabilmente venuta a contatto con il permafrost, mentre se le temperature sono superiori, allora siamo in presenza di un ghiacciaio roccioso privo di permafrost, quindi fossile. La tab. 1.1, riassume le principali caratteristiche morfologiche dei ghiacciai rocciosi secondo il loro grado d'attività.

Tipo GR	Fronte	Corpo	Sorgenti	Permafrost	Vegetazione	Movimenti	Materiale fine
Attivo	pendenza di 40-45°	Bombato Presenza di rughe e linee di flusso	0-2°C	Probabile o possibile	Quasi assente	Si	Presente al fronte in abbondanza
Inattivo	pendenza di 35-40°	Bombato Presenza limitata di rughe e linee di flusso	0-2°C	Probabile o possibile	Licheni presenti al fronte e sul corpo	No/se presenti solo limitati e su piccole parti	Raro al fronte
Fossile	pendenza <35°	Depressioni termocarsiche	>2°C	Assente	Copertura vegetale come ambiente circostante	No	Raro al fronte

Tab. 1.1: riassunto delle principali caratteristiche morfologiche dei ghiacciai rocciosi attivi, inattivi e fossili (tabella rielaborata da Haeberli, 1985).

Per concludere questa breve introduzione sulle tipologie e caratteristiche dei ghiacciai rocciosi, è possibile raggruppare i fattori di controllo per la formazione, lo sviluppo e l'inattivazione/fossilizzazione di un ghiacciaio roccioso in 4 fenomeni (fig. 1.12): il rilievo e la geologia, la struttura interna del ghiacciaio roccioso, il clima e l'idrometeorologia.

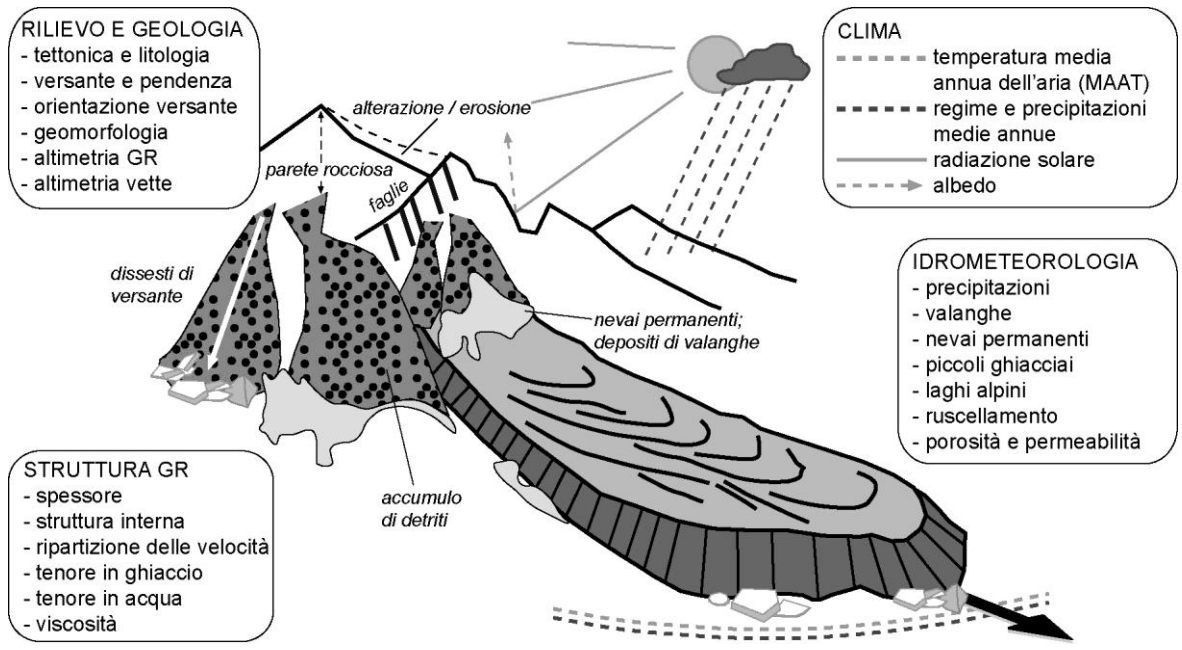


Fig. 1.12: fattori di controllo per la formazione, lo sviluppo e l'inattivazione/fossilizzazione di un ghiacciaio roccioso. (immagine modificata da Scapozza, 2008; Frauenfelder, 2005)

Rispetto al modello proposto da Scapozza (2008) e Frauenfelder (2005), il catasto dei movimenti InSAR e l'osservazione dei ghiacciai rocciosi studiati in questa tesi hanno messo in evidenza l'importanza dei seguenti aspetti supplementari:

- **altimetria**: in genere la minore altimetria può ridurre notevolmente la zona di potenziale sviluppo di ghiacciai rocciosi attivi. Questo anche in considerazione del fatto che normalmente una bassa altimetria delle vette sovrastanti questa fascia (spessore medio di circa 700 m) riduce notevolmente la quantità di detriti rocciosi che alimentano dall'alto i ghiacciai rocciosi;

- **tettonica e neotettonica:** faglie e diaclasi dei versanti sovrastanti il ghiacciaio roccioso (assieme alla litologia) sono responsabili della produzione di detriti più o meno grandi a dipendenza della loro densità e perciò di influenzarne composizione e struttura;

- **regime e quantità delle precipitazioni:** oltre i quantitativi assoluti, anche il regime delle precipitazioni influisce sui movimenti di un ghiacciaio roccioso, in particolare il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson a Réchy (v. parte V) ha evidenziato, come l'apporto di acqua durante il periodo della fusione delle nevi possa accelerare i movimenti orizzontali;

- **laghi alpini:** la presenza di laghi al termine di un ghiacciaio roccioso sembrerebbe rallentare i suoi movimenti, (o quantomeno influenzare la sua dinamica) come il caso del ghiacciaio roccioso Blauberg (regione del Passo del Furka) che ha il suo fronte all'interno di un laghetto (v. parte IV, cap. 4.2).

3.5.3. ETÀ DEI GHIACCIAI ROCCIOSI

I ghiacciai rocciosi attivi e inattivi si sono probabilmente sviluppati durante le fasi dell'Olocene, magari originatesi dai ghiacciai coperti di detriti (v. cap. 3.6). Il clima dell'Olocene è stato abbastanza simile all'attuale anche se durante questo periodo si sono registrati una decina di episodi di alternanza caldo-freddo, con fusione e riattivazione dei ghiacciai alpini (Jörin & Schlüchter, 2005). Secondo Lambiel & Reynard (2003) i ghiacciai rocciosi attivi sono più antichi di quelli inattivi, dato che hanno potuto svilupparsi all'inizio dell'Olocene, in regioni con altimetria più elevata. Scapozza (2008) sostiene invece che i ghiacciai rocciosi inattivi siano globalmente antecedenti a quelli attivi, sulla base di alcune datazioni al C^{14} di ghiacciai rocciosi in Valtellina, Appennini e Engadina, nonché sulla grande inerzia del permafrost ai cambiamenti climatici. La questione resta tuttavia ancora aperta, anche perché è riduttivo confrontare le datazioni di ghiacciai rocciosi che si trovano in siti con fattori di controllo per la formazione, lo sviluppo e l'inattivazione/fossilizzazione di un ghiacciaio roccioso endemici (v. fig. 3.3).
Per ciò che concerne invece la datazione dei ghiacciai rocciosi fossili, si potrebbe partire dal presupposto che questi sono situati a quote inferiori rispetto ai ghiacciai rocciosi attivi/inattivi. Secondo vari studi (Scapozza & Reynard, 2008; Delaloye & Morand, 1998; Lambiel, 1999; Frauenfelder *et al*., 2001; Monnier, 2004; Sailer & Kerschner, 1999; Baroni *et al*., 2004; Smiraglia, 1992; Guglielmin & Siletto, 2000; Dramis *et al*., 2003) nelle Alpi la depressione del permafrost (DP) tra i ghiacciai rocciosi attivi/inattivi e i fossili è compresa tra i 130 e i 600 m a dipendenza delle regioni. Considerando un gradiente termico medio di 0.6 °C/100m, la differenza di temperatura (ΔT°) per questa depressione varia da 0.8 a 3.6°C. Questo sarebbe un valore troppo elevato per giustificare una loro formazione durante l'Olocene, quindi è ipotizzabile che la formazione dei ghiacciai rocciosi fossili sia avvenuta durante il Tardiglaciale, quando le temperature medie erano nelle Alpi di 2-4 °C inferiori (Bonardi, 2008). La loro progressiva fossilizzazione è probabilmente avvenuta durante la transizione tra il Pleistocene e l'Olocene (10`000 BP).
Tenendo presente che i vari fattori di controllo per la formazione, lo sviluppo e l'inattivazione/fossilizzazione di un ghiacciaio roccioso possono presentare delle inezie elevate per la loro attivazione, è chiaro che i tempi di formazione di un ghiacciaio roccioso sono ripartiti su un ordine temporale a scala secolare. Lo stesso discorso può essere sostenuto per la tempistica di fossilizzazione. Per questo motivo è sempre difficile mettere in relazione la dinamica di un ghiacciaio roccioso con l'evoluzione del clima.

3.6. ALTRE FORME GEOMORFOLOGICHE DI MOVIMENTO DI TERRENO IN AMBIENTE PERIGLACIALE

Oltre ai ghiacciai rocciosi, in ambiente periglaciale (e non solo) possiamo riconoscere altre forme geomorfologiche. Queste forme sono state usate in particolare per la classificazione dei movimenti di terreno del catatsto dei movimenti di terreno elaborato tramite InSAR (v. cap. 3.5.2, Parte II).

Ghiacciaio coperto da sedimenti sciolti (e ghiacciaio nero)

I ghiacciai coperti sono parti di ghiacciaio o relitti di ghiaccio staccate dal corpo principale e coperte da materiale sciolto.
I ghiacciai neri sono invece delle forme intermedie tra i ghiacciai rocciosi e i ghiacciai ricoperti da sedimenti sciolti. Nei ghiacciai neri la forte copertura detritica può permettere loro di evolvere con il tempo in un ghiacciaio roccioso a cuore di ghiaccio (*ice-cored rockglaciers*), con una dinamica di flusso che è ibrida tra quella puramente periglaciale (come per i *talus* e i *debris rockglaciers*) e quella puramente glaciale (come per i ghiacciai e i glacio nevati).
Va tuttavia sottolineato come distinguere in modo esatto il passaggio da un ghiacciaio roccioso a un ghiacciaio nero a un ghiacciaio coperto e anche a un ghiacciaio, sia praticamente ancora impossibile da realizzare. Non sono ancora state definiti in modo sistematico i parametri che permetterebbero di classificare meglio queste forme. Al momento attuale per la classificazione di queste forme si lavora su parametri soggettivi.

Morena di spinta

Le morene di spinta si sono formate dall'avanzata dei ghiacciai durante la Piccola Età Glaciale (PEG). Si tratta principalmente di sedimenti gelati (morene, antichi ghiacciai rocciosi) situati sui lati ma anche sul fronte di questi ghiacciai della PEG, i quali hanno svolto un'azione di deformazione su questi sedimenti. Le morene di spinta hanno caratteristiche reologiche simili a quelle dei ghiacciai rocciosi e si distinguono dalla particolare morfologia a rughe di compressione concentriche (Haeberli, 1979; Lambiel & Schütz, 2008).

Morena

Varie forme di deposito glaciale. Il loro movimento è dovuto a geliflusso, ossia dall'affossamento del corpo causato dalla fusione del ghiaccio all'interno della massa gelata, oppure da fenomeni erosivi (gravitativi) della parete interna.

Lobi di geliflusso

In pratica si tratta di un fenomeno di soliflusso in ambiente periglaciale. Esso opera al periodo del disgelo, nello strato più superficiale di suolo completamente imbevuto d'acqua provocando il suo scivolamento sul pendio.

Detriti-mantello o falda di detrito

I detriti mantello si riconoscono come delle zone relativamente estese di scivolamento di materiale sciolto conseguente a processi di crio e termoclastismo, molto acclive e instabile. Il loro movimento è essenzialmente dovuto alla gravità e all'alterazione profonda in loco.

Dissesti di versante

La categoria dissesti di versante (Scapozza, 2013) si riferisce alle aree interessate da fenomeni di instabilità dei terreni secondo la classificazione di Varnes (1978) (traduzione italiana di Carrara *et al.*, 1985). Questa classificazione comprende termini come:

- **colata:** movimenti lenti e continui di materiale sciolto. Al contrario degli scivolamenti, le colate interessano prevalentemente la copertura detritica sciolta e risultano poco profonde. Presentano una tipica morfologia gibbosa (*hummocky*) data dalla presenza di numerose scarpate e controscarpate che si ripetono lungo tutta la superficie in movimento;

- **frana di tipo complesso e di crollo:** le frane di tipo complesso racchiudono quei tipi di dissesto in cui sono coinvolti molteplici processi non distinguibili separatamente, in particolare processi di scivolamento e di crollo che non sono chiaramente visibili;

- **scivolamento (rotazionale o traslazionale):** in questa categoria sono stati raggruppati tutti i movimenti franosi profondi (profondità > 10 m) caratterizzati da scivolamenti rotazionali o traslazionali di una massa di roccia o, più raramente, di terra, lungo uno o più piani di rottura. Le superfici di scivolamento sono spesso nettamente distinguibili e confinano l'intera zona di movimento;

- **deformazione gravitativa profonda di versante** (**DGPV):** in tedesco dette comunemente *Sackung*. Si tratta di fenomeni di *creeping* che interessano l'ammasso roccioso fino a elevate profondità alla scala del versante. L'agente scatenante di tali fenomeni è da ricercare perlopiù nel rilascio tensionale a seguito dello scioglimento dei ghiacciai pleistocenici (fenomeno detto anche frana di deglaciazione), mentre la forza di gravità determina le deformazioni lente di tali aree. Tipicamente le deformazioni avvengono con velocità di spostamento dell'ordine di qualche centimetro all'anno al massimo. Il riconoscimento di tali fenomeni si basa su evidenze morfologiche e morfostrutturali, come ad esempio: versanti con il tipico aspetto concavo-convesso associato alla presenza di piani di taglio o superfici di scivolamento visibili solo nel settore di testa; strutture tipo *graben* formate dall'associazione di scarpate e controscarpate a esse antitetiche che caratterizzano il più sovente la parte alta dei versanti soggetti a DGPV. Le frane di scivolamento di ordine inferiore e le frane di crollo caratterizzano spesso il piede della DGPV. Dato che le superfici di scivolamento sono spesso nettamente distinguibili solo nel settore di testa, a differenza delle frane di scivolamento per le DGPV non è possibile definire l'intero perimetro della zona di movimento. Le DGPV rotazionali scorrono su dei piani di taglio in modo simile ai ghiacciai rocciosi destabilizzati (Delaloye *et al.*, 2010a) (v. parte IV, cap. 2.4.1);

- **frana di crollo:** le frane di crollo (*Rockfall, Bergsturz*) riguardano distacchi in blocco di una massa rocciosa con volumetrie comprese tra 100 e 1'000'000 di m^3. Le frane di crollo comportano limitate forze di interazione tra i singoli elementi e mettono in gioco bassi valori di energia. Gli accumuli di frana di crollo si riconoscono facilmente per la presenza di enormi blocchi con forma irregolare e basso indice di sfericità e arrotondamento. Il più delle volte tali accumuli sono caratterizzati dall'assenza di matrice fine interstiziale.

3.7. CONTESTO CLIMATICO

Come visto in precedenza, i fattori di controllo della distribuzione del permafrost sono numerosi e caratteristici di differenti scale spaziali. Il Canton Ticino può essere posto in un contesto regionale in rapporto all'arco alpino. All'interno di questo contesto, i differenti siti investigati (v. parte IV) possono essere considerati a scala locale.
Lo scopo di questo capitolo è, in primo luogo, di analizzare il contesto spaziale del clima delle Alpi Ticinesi, ossia le specificità climatiche (temperatura, precipitazioni e irraggiamento solare), che possono influire sul controllo e sulla distribuzione del permafrost e di conseguenza sui movimenti dei terreni sciolti in ambiente periglaciale. In un secondo tempo si vuole analizzare il contesto temporale, ossia l'andamento del clima durante gli anni del monitoraggio cinematico e termico dal 2009 al 2012 (v. parte IV), per disporre delle giuste chiavi di lettura dei dati cinematici e termici per gli anni del monitoraggio. Infine si esporranno i dati delle stazioni di riferimento in funzione del periodo del monitoraggio, effettuando un confronto spaziale e temporale.

3.7.1. CONTESTO SPAZIALE: ELEMENTI E CAUSE DEL CLIMA DELLE ALPI TICINESI

Le Alpi Ticinesi sono ubicate tra la cresta principale delle Alpi e il bordo settentrionale della Valpadana. Questa posizione geografica protegge questi territori dalle correnti dominanti occidentali che provengono dall'Atlantico e che interessano principalmente il versante alpino settentrionale. A loro volta le Alpi presentano un struttura topografica molto complessa e le valli più interne restano al riparo dalle precipitazioni portate sia dalle correnti settentrionali che da quelle meridionali. Il clima risulta così più asciutto che nelle regioni circostanti: un tipico esempio è rappresentato dal Vallese a ovest e dall'Engadina a est. Si parla in questo caso di clima secco intralpino. Per dare un esempio, a Camedo (Centovalli) piovono in media 2400 litri di acqua per m^2 all'anno, contro i 500 litri di Ackerstand (VS) (Gaia, 2007). Ad eccezione del Vallese, di regola in estate le precipitazioni sulle Alpi risultano essere doppie rispetto all'inverno. A quote superiori ai 1500 m slm le precipitazioni invernali sono rappresentate essenzialmente da neve: periodi di oltre un mese con una copertura nevosa completa sono quindi la regola. Esistono inoltre delle differenze marcate sul regime delle precipitazioni: sul versante Nordalpino le precipitazioni sono meno intense ma più frequenti rispetto al versante Sudalpino, dove le giornate piovose sono in numero inferiore. Normalmente le correnti da sud-ovest portano le precipitazioni più importanti al Sud delle Alpi e sono concentrate soprattutto in primavera (nei mesi di aprile e maggio) e in autunno (nel mese di ottobre). In questi mesi si verificano spesso delle piene dei corsi d'acqua che possono provocare flussi di detriti importanti in montagna, esodazioni dei laghi e inondazioni in pianura. I mesi invernali invece sono tendenzialmente più secchi.
Le Alpi Ticinesi presentano delle temperature medie annuali più elevate (a parità di altitudine) dei versanti settentrionali delle Alpi, dato che beneficiano di una minore nuvolosità invernale e sono protette dalla cresta alpina dalle masse d'aria fredda polare. Questa minore nuvolosità delle Alpi Ticinesi produce quindi anche un maggiore soleggiamento rispetto al nord: per questo il versante Sudalpino viene volgarmente definito come la *Sonnenstube* della Svizzera. Questo maggior soleggiamento si manifesta soprattutto d'inverno, in quanto l'Altopiano chiuso fra la catena del Giura e le Alpi, si comporta come una conca che favorisce il ristagno di aria umida e quindi di nebbie persistenti.
Una particolarità del clima della catena alpina è il favonio. Questo vento che taglia le Alpi perpendicolarmente produce, nelle zone sottovento, una situazione mite e asciutta. Al nord delle Alpi il favonio da meridione soffia spesso con velocità elevate, mentre al sud è a volte più freddo dell'aria precedentemente presente. L'effetto di sollevamento delle masse d'aria spesso produce abbondanti precipitazioni, in particolare al sud delle Alpi. Il favonio si manifesta in particolare nei mesi invernali.

3.7.1.1. TEMPERATURE

Le temperature delle Alpi Ticinesi, come del resto nelle Alpi Svizzere sono essenzialmente legate all'altitudine del territorio. Secondo i dati di MeteoSvizzera (2013b) nelle Alpi, in generale, a 1500 m di altitudine la temperatura media di gennaio si situa attorno a -5°C, in luglio attorno a 11°C. In Ticino le temperature più elevate si trovano nella parte meridionale del cantone, in particolare nei fondovalle. Non esiste una differenza particolare tra la distribuzione delle temperature delle Alpi Ticinesi Occidentali e di quelle Orientali poiché la distribuzione spaziale altimetrica tra le due regioni è simile. La topografia, l'esposizione del versante e la presenza di un particolare microclima possono inoltre influenzare le temperature.
In assenza di stazioni climatiche ad alta quota, si deve ricorrere quindi ad una regressione lineare per valutare le temperature degli ambienti periglaciali. Le stazioni di riferimento di Gütsch (2287 m slm), Robièi (1894 m slm) e Matro (2171 m slm) sono comunque situate a quote superiori ai 1500 m slm: dunque si è potuto applicare un gradiente comune di 0.6°C/100 m che, secondo Bouët (1985), può essere applicato tra i 1500 e i 4000 m slm, secondo la seguente formula:

$$T = T_0\text{-}[(z\text{-}z_0)*(T/h)] \qquad (1.1)$$

Parametri:
- T = *temperatura calcolata ad una quota z (°C)*
- T_0 = *temperatura della stazione di riferimento alla quota z_0 (°C)*
- z = *altitudine per cui si vuole calcolare la temperatura (m slm)*
- z_0 = *altitudine della stazione di riferimento (m slm)*
- T/h = *gradiente verticale di temperatura di Bouët (°C/m)*

Per il periodo dal 01.01.2009 al 31.12.2012, le temperature medie normalizzate a 2500 m slm (altezza di riferimento dei ghiacciai rocciosi) sono di -0.56 °C per Gütsch, di -0.25°C per Robièi e di 0.06°C per il Matro.
La formula 1.1 permette anche di calcolare l'altitudine di un'isoterma indicativa dal punto di vista morfoclimatico, come per esempio l'isoterma di 0°C. Per il periodo dal 01.01.2009 al 31.12.2012 l'altitudine dell'isoterma di 0°C è di 2405 m slm per la stazione di Gütsch (Regione Gottardo), di 2455 m slm per Robièi (Alpi Ticinesi Occidentali) e 2510 m slm per la stazione del Matro (Alpi Ticinesi Orientali).
Possiamo dunque osservare per il periodo in esame che le temperature delle Alpi Ticinesi Orientali sono leggermente superiori alle temperature delle Alpi Ticinesi Occidentali e ancor più di quelle della Regione Gottardo. In assenza di una stazione di misura sul posto e non tenendo in considerazione l'influenza di altri fattori geografici e topografici, questi valori sono da considerare puramente indicativi.

3.7.1.2. PRECIPITAZIONI

Le correnti umide sudoccidentali sono le principali responsabili delle precipitazioni sul versante Sudalpino. Queste correnti lambiscono in particolare le Alpi Ticinesi Occidentali nelle quali si trovano i quantitativi più importanti. In particolare nel Locarnese e nelle sue valli superiori (Maggia e Verzasca) si registrano i maggiori quantitativi di precipitazioni con punte superiori ai 2200 mm di media annuale (1961-90) per l'Alta Valle Maggia e la Valle Bedretto (fig. 1.13-A). Sempre nel Locarnese si registrano anche le precipitazioni più intense e violente, in particolare nella regione delle Centovalli (fig. 1.13-B). Le Alpi Ticinesi Orientali, in particolare nella loro parte centrale e meridionale, si trovano invece protette dalle correnti da sud-ovest. Questo aspetto, unitamente alla morfologia incassata delle valli di questi territori, contribuisce a rendere le Alpi Ticinesi Orientali quelle con meno precipitazioni di tutto il Cantone (Spinedi & Isotta, 2004).

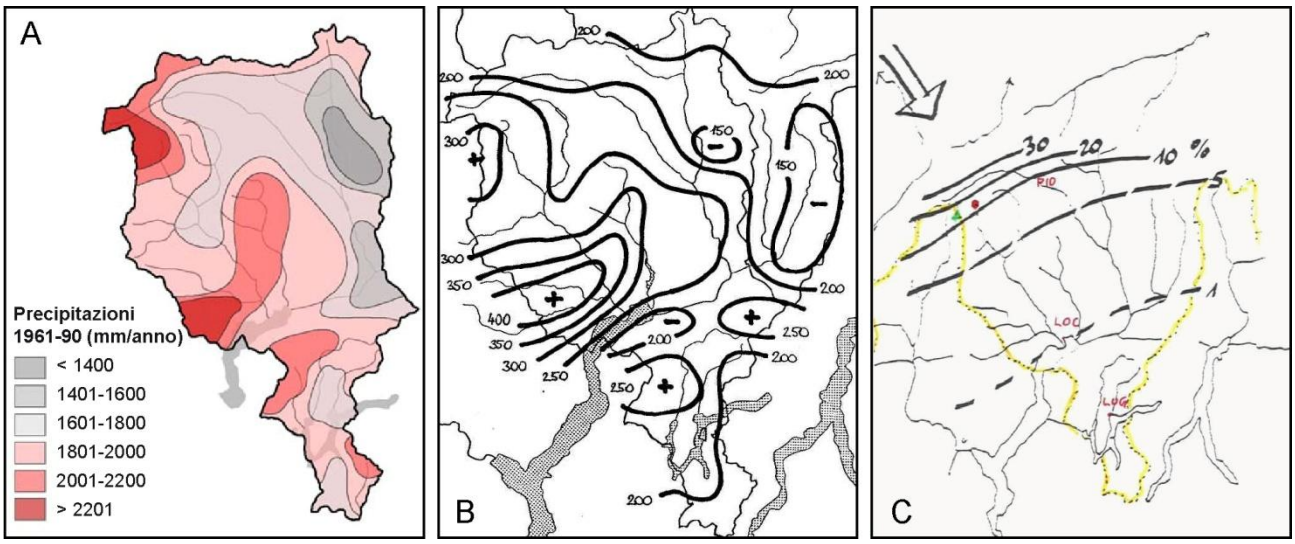


Fig. 1.13: (A) distribuzione pluriannuale delle precipitazioni in Ticino (carta modificata da Cotti *et al.*, 1990). (B) precipitazioni massime su 24 ore (mm) sul periodo 2000-2006 in Ticino e Mesolcina (Spinedi, 2007). (C) percentuale delle precipitazioni che cadono sul versante Sudalpino portate da correnti settentrionali sul periodo 2000-2006 (Spinedi, 2007).

Questa posizione al riparo è ancora più evidente nella regione del Simano – Cima di Gana Bianca e nell'Alta Val Malvaglia. Qui si registrano delle medie annuali sul periodo 1961-90, inferiori a 1400 mm (fig. 1.13-A). La differenza di precipitazioni tra le regioni Orientali e Occidentali è quindi assai importante.
Questa differenza di precipitazioni si spiega anche con l'apporto di precipitazioni portate da correnti settentrionali. Come si può osservare dalla fig. 1.13-C, questo apporto è maggiore nei territori nordoccidentali e in Valle Bedretto in particolare: quest'ultima può ricevere fino al 30% di precipitazioni in questo modo. Le Alpi Ticinesi Orientali, a causa della loro posizione protetta, ricevono invece un apporto nettamente inferiore, al massimo del 5-10%.
Analogamente a quanto effettuato con le temperature, anche per il calcolo delle precipitazioni in quota si possono effettuare delle regressioni lineari (Scapozza & Fontana, 2009). Tuttavia questo calcolo può essere

alquanto impreciso in assenza di più stazioni in prossimità del punto da misurare dato che, al contrario delle temperature, le precipitazioni sono molto più influenzate dalla topografia. Indicativamente le precipitazioni medie annuali calcolate sul periodo dal 01.01.2009 al 31.12.2012 per la stazione di Gütsch (2287 m slm, Regione Gottardo) sono di 1365 mm, a Robièi (1894 m slm, Alpi Ticinesi Occidentali) di 2397 mm e per la stazione di Acquarossa/Comprovasco (575 m slm, Alpi Ticinesi Orientali) 1332 mm. I dati riportati descrivono quanto appena spiegato ed evidenziano un valore nettamente più elevato per la stazione delle Alpi Ticinesi Occidentali di Robièi.

3.7.1.3. RADIAZIONE SOLARE

Secondo l'osservatorio ambientale della Svizzera italiana (OASI, 2013), mediamente il sole irradia ai limiti esterni dell'atmosfera terrestre 1367 W/m^2 (costante solare). Poiché la radiazione solare subisce un'attenuazione man mano che attraversa gli strati dell'atmosfera terrestre, l'insolazione della superficie terrestre si riduce a circa 1000 W/m^2, valore raggiunto in condizioni di tempo sereno, quando i raggi sono perpendicolari alla superficie terrestre. Tenendo conto del fatto che la Terra è una sfera che ruota, dando luogo al ciclo giorno-notte, l'irraggiamento solare medio è di circa 250 W/m^2 (200W/m^2 alle latitudini europee). Per le Alpi Ticinesi il potenziale di radiazione solare annuo per metro quadrato varia in base all'esposizione, alla stagione, all'altitudine, alle ore di insolazione e al clima locale. In particolare l'esposizione del versante gioca un ruolo importante per determinare la radiazione solare che un terreno riceve. Inoltre, la localizzazione geografica e la presenza di pareti rocciose ripide nelle vicinanze, possono nascondere il sole in certi momenti del giorno, specialmente in inverno, diminuendo le radiazioni solari al terreno. In Ticino i terreni che ricevono le radiazioni solari maggiori sono quelli con le orientazioni secondo i quadranti meridionali. Non si notano tuttavia delle particolari differenze tra i terreni orientali e quelli occidentali circa la distribuzione spaziale dell'irraggiamento solare totale annuo. Invece tra i terreni settentrionali e quelli meridionali le differenze sono più marcate, con una maggiore radiazione solare a Nord. Questo è spiegabile per le altimetrie medie più elevate. I fondovalle, che sono molto incassati, presentano delle zona d'ombra che ne diminuiscono l'irraggiamento rispetto ai fondovalle più aperti come il piano di Magadino.
Non considerando le variabili che influiscono sulla radiazione solare, è molto difficile a livello locale (per es. un ghiacciaio roccioso) effettuare una valutazione delle radiazioni solari in assenza di una stazione di misura sul posto. A titolo puramente indicativo le radiazioni solari medie giornaliere calcolate sul periodo dal 01.01.2009 al 31.12.2012 per la stazione di Gütsch (2287 m slm, Regione Gottardo) sono di 173 W/m^2, a Robièi (1894 m slm, Alpi Ticinesi Occidentali) di 153 W/m^2 e per la stazione di Acquarossa/Comprovasco (575 m slm, Alpi Ticinesi Orientali) 139 W/m^2. Questi dati che si riferiscono ad una misura orizzontale senza tenere in considerazione l'esposizione o la pendenza del terreno, mostrano unicamente l'influenza della quota sulle radiazioni ricevute.

3.7.2. CONTESTO TEMPORALE: IL CLIMA DELLE ALPI TICINESI DURANTE IL PERIODO DI MONITORAGGIO CINEMATICO, TERMICO E IDROLOGICO

Considerando l'importanza del clima in relazione agli obiettivi di questo lavoro, è importante a questo punto descrivere brevemente l'andamento climatico in Ticino per gli anni 2009-2012, passando in rassegna brevemente ogni singolo anno (v. allegato. 1.1). Lo scopo è di avere una base di dati climatici di referenza per accompagnare e interpretare i risultati del monitoraggio termico e cinematico effettuato proprio in quel periodo (v. parte IV) Per i parametri meteo, ciò sarà ottenuto con una generale analisi qualitativa, data la mancanza di dati quantitativi nei siti dei ghiacciai rocciosi monitorati. Anche per questo motivo, si è scelta la stazione di riferimento del Säntis situata come la maggior parte dei ghiacciai rocciosi monitorati a un'altitudine simile (2502 m slm). **La stazione del Säntis è posta sulla cima dell'omonima vetta, quindi dovrebbe essere al riparo da possibili effetti perturbatori della topografia, potendo perciò meglio osservare l'influenza delle grandi masse d'aria, in particolare per ciò che concerne le anomalie di temperatura per rapporto alla norma.** Osservando gli annuali resoconti climatici di MeteoSvizzera, va segnalato come queste anomalie siano spesso più importanti a quote elevate rispetto a contesti altimetrici inferiori.

3.7.2.1. 2009: PIUTTOSTO CALDO E LEGGERMENTE UMIDO (V. SPINEDI, 2010)

Il 2009 nelle Alpi Ticinesi, rispetto alla media pluriennale 1961-1990, è stato un anno piuttosto caldo. **Lungo le Alpi lo scarto dalla media delle temperature è stato di +1°C. Gli scarti maggiori sono stati registrati a bassa altitudine mentre in montagna lo scarto è stato leggermente meno vistoso.** Le precipitazioni sono state nella norma nel Ticino settentrionale. Il soleggiamento è stato sopra la norma.
In febbraio si sono registrate abbondanti nevicate. Marzo e aprile sono stati miti ma con precipitazioni abbondanti e di nuovo ingenti accumuli di neve in montagna. In particolare una prolungata fase di sbarramento alla fine di aprile ha causato circa 70 ore consecutive con precipitazioni tra 150 e 200 litri di acqua per metro quadrato e oltre un metro di neve fresca sopra i 2000 metri. Il mese di maggio è stato molto caldo, asciutto e soleggiato. A causa dell'abbondante innevamento dell'inverno, l'estate è stata caratterizzata da un'inusuale presenza di neve in montagna come non avveniva più dal 2001 e in generale dagli anni 80 del secolo scorso. Giugno e luglio sono stati più variabili dal punto di vista delle precipitazioni, mentre agosto di nuovo caldo, soleggiato e secco. Le buone condizioni meteo si sono protratte fino all'inizio di ottobre, dopodiché sono peggiorate con l'afflusso di aria fredda e due fasi di precipitazioni con favonio più a sud. L'autunno si è infine chiuso con novembre particolarmente caldo (tra i dieci più caldi della statistica) e con precipitazioni di rilievo soltanto negli ultimi giorni del mese. Per contro, l'inverno è iniziato con dicembre piuttosto umido e precipitazioni abbondati nella seconda metà del mese e un soleggiamento ridotto. Prima di Natale la neve è caduta fino in pianura ma generalmente il limite delle nevicate è restato sopra i 1000 metri.

3.7.2.2. 2010: ALTI E BASSI (V. SPINEDI, 2011)

Il 2010 ha avuto un andamento abbastanza alterno, caratterizzato da un luglio molto caldo e da un fine anno freddo e umido. **Le temperature medie in montagna sono risultate leggermente sotto la norma e decisamente più basse di quelle del 2009.** Anche il soleggiamento e le precipitazioni sono risultati inferiori alla norma, con valori inferiori del 10% circa per entrambi i parametri.
Dal punto di vista della distribuzione dei tre principali parametri meteorologici nel corso dell'anno, spiccano gennaio e dicembre per la loro temperatura nettamente sotto la norma e luglio per il suo scarto positivo estremamente alto. In generale il periodo aprile-settembre è stato più caldo della media, gli altri mesi più freddi. Il mese di aprile è risultato in assoluto il più secco. Maggio si trova invece in prima posizione per l'abbondanza di precipitazioni, seguito da novembre e dicembre. Per quanto concerne il soleggiamento, da aprile a settembre i valori sono stati superiori o solo leggermente inferiori alla norma, negli altri mesi il deficit di sole è invece stato marcato.

3.7.2.3. 2011: L'ANNO PIÙ CALDO (V. METEOSVIZZERA, 2012)

Il 2011 è stato in Svizzera, dall'inizio delle misurazioni statistiche (1864), mediamente l'anno più caldo con uno scarto positivo di 2 gradi rispetto alla norma di riferimento. Questo anno è stato molto asciutto e con un abbondante soleggiamento, in particolare durante i primi 4 mesi dell'anno, eccezionalmente miti e secchi. **I record di deviazione dalla norma delle temperature si sono comunque verificati maggiormente in montagna che non alle quote inferiori.**
Dopo un inverno mite e secco, la primavera è stata la più calda da oltre 150 anni, con giorni tropicali già in aprile al sud delle Alpi. La coltre nevosa in montagna ne ha di conseguenza risentito, risultando essere carente e sciogliendosi presto. La conseguenza è stata l'instaurazione primaverile di un'intensa e prolungata siccità. Il mese di luglio è invece stato particolarmente freddo, provocando condizioni quasi invernali in montagna (con nevicate); ma già da agosto le temperature sono di nuovo risultate sopra la media, comprendendo anche l'autunno, il secondo più caldo e soleggiato mai registrato. In settembre e ottobre, in quota, si sono avute nevicate consistenti ma con il tempo eccezionalmente mite di novembre in montagna la neve si era già in gran parte sciolta. Le prime nevicate importanti si sono verificate solo a metà dicembre e hanno portato lo spessore della coltre nevosa ad essere superiore alla media alla fine dell'anno.

3.7.2.4. 2012: CALDO (V. METEOSVIZZERA, 2013C)

Nel 2012 le temperature medie nel Ticino sono state di 1.7°C e in Svizzera di di 1.3°C superiori alla norma 1961-1990. Anche le precipitazioni hanno avuto uno scarto superiore del 20-30%, in modo più marcato nelle Alpi Ticinesi Orientali. Il soleggiamento in montagna è stato invece simile alla norma.
All'inizio dell'anno in montagna è caduta molta neve che è andata a sommarsi alla coltre nevosa già presente alla fine del 2011. Dopo un gennaio tutto sommato mite, febbraio ha fatto registrare dei record di freddo, con punte di -30°C in certe pianure dell'Engadina.
Terminata l'ondata di freddo, fino a inizio aprile si sono registrate temperature molto miti, in particolare il mese di marzo ha stabilito il record di temperature medie dall'inizio dei rilevamenti. Dopo il caldo record, fin verso la fine di maggio, il tempo è stato instabile e fresco. La fine della primavera e l'inizio dell'estate sono state caratterizzate da variabilità e valori di temperatura nella media. L'estate nelle Alpi Ticinesi è arrivata solo con la fine di giugno. Nella seconda metà del mese di agosto si è verificata una fase di canicola in montagna con temperature oltre i 30 °C fino a 1500 m di quota. Da inizio settembre i valori si sono normalizzati con punte di variabilità positive e negative a sfavore di queste ultime. Alla fine di novembre si è avuta la prima nevicata importante, che ha dato inizio alle classiche condizioni invernali.

3.7.3. CONFRONTO CLIMATICO SPAZIO-TEMPORALE DELLE ALPI TICINESI E DELLA REGIONE GOTTARDO

Il confronto climatico su un contesto spaziale e temporale (v. allegato 1.2) è stato effettuato dal 2009 al 2012, ossia nel periodo del monitoraggio cinematico e termico (v. parte IV); prendendo come riferimento le stazioni di Acquarossa/Comprovasco (575 m slm) per le Alpi Ticinesi Orientali, Gütsch (2287 m slm) per la Regione Gottardo e Robièi (1894 m slm) per le Alpi Ticinesi Occidentali. La stazione di Acquarossa/Comprovasco, nonostante fosse situata a bassa altitudine, era l'unica disponibile per le Alpi Ticinesi Orientali, poiché la stazione del Matro (2171 m slm) fornisce dati unicamente di temperatura.
Il confronto tra le tre regioni evidenzia in primo luogo la differente distribuzione delle precipitazioni tra Robièi da un lato, dove troviamo le precipitazioni più abbondanti e Gütsch e Acquarossa/Comprovasco dall'altro lato, zone più secche per tutti gli anni in questione. Le precipitazioni sono normalmente più abbondanti nei mesi primaverili ed estivi, con delle eccezioni a dipendenza dell'anno. Le temperature chiaramente sono influenzate dall'altitudine ma eseguendo una regressione lineare a 2500 m slm (cap. 3.7.1.1) possiamo evidenziare dei valori leggermente superiori nelle Alpi Ticinesi Orientali, anche a causa delle minori precipitazioni.
L'analisi temporale del periodo 2009-2012 evidenzia un andamento temporale simile nel contesto spaziale studiato: per esempio il 2011 si è rivelato l'anno più caldo e secco, mentre il 2010 quello più freddo e umido in tutte le stazioni di riferimento regionali. Tutte le stazioni hanno evidenziato un mese di maggio 2010 e luglio 2011 particolarmente freddi e piovosi e delle temperature eccezionali in agosto 2011. In tutte le stazioni si è verificato un calo di temperature repentino in febbraio 2012, in concomitanza con l'ondata di gelo record registrata un po' in tutta la Svizzera. Anche aprile 2012 ha mostrato un calo generalizzato al contesto spaziale.
Si può infine concludere come le curve delle temperature delle stazioni di riferimento presentino un andamento piuttosto simile nel tempo, mentre le precipitazioni non sempre sono distribuite allo stesso modo, nonostante i valori medi annuali presentino un andamento più coerente nel tempo. Evidentemente le specifiche condizioni topografiche hanno un'influenza sulle precipitazioni molto maggiore che non sulle temperature.

3.7.4. CONFRONTO SULLA DURATA DELL'INNEVAMENTO

Partendo dalla questione di ricerca che prende in considerazione l'eventuale ruolo dell'acqua su movimenti di un terreno sciolto gelato, specialmente durante il periodo della fusione delle nevi (v. cap. 2.2) è fondamentale in questa sede analizzare la durata dell'innevamento per il contesto spazio-temporale che ci concerne. Questi dati ci permetteranno di meglio analizzare i risultati del monitoraggio cinematico e termico (parte IV) e soprattutto quelli delle prove di multitracciamento (parte V). La fig. 1.14 riassume il regime della copertura nevosa sul ghiacciaio roccioso di Monte Prosa Nord in relazione alle Alpi Ticinesi e sui

ghiacciai rocciosi di Becs de Bosson e Tsavolire in relazione alle Alpi Vallesane, sito quest'ultimo nel quale si sono svolte le prove idrologiche. Per questi dati si è fatto ricorso ai dati forniti da alcuni data-logger posti direttamente sul ghiacciaio o sulle circostanti falde di detrito nel caso di Tsavolire, visto che si è constatato che lo spessore e il regime della copertura nevosa risente in modo importante delle condizioni topografiche a scala locale, se non addirittura a quella dell'oggetto. Purtroppo i data-logger non ci possono fornire dati sullo spessore della copertura nevosa.
Ad ogni modo, per il periodo 2010-2013 si può constatare come la durata media del periodo della fusione della neve sia variabile da un minimo di 42 giorni (Becs de Bosson) a un massimo di 63 giorni (Tsavolire). A Monte Prosa Nord la durata di questo periodo è stata di 49 giorni. Anche osservando le date medie di inizio e fine del periodo risulta difficile osservare delle differenze tra i due contesti spaziali.
Se si analizza invece l'andamento durante il periodo in questione, possiamo notare come in tutti e tre i siti il 2011 sia stato l'anno in cui la copertura nevosa si è sciolta prima con un largo anticipo, a causa della già citata calda primavera, mentre al contrario il 2013 è stato l'anno in cui il periodo di fusione della neve è finito più tardi, anche se a Monte Prosa Nord il 2013 è stato anche l'anno in cui la neve ha iniziato prima a sciogliersi.

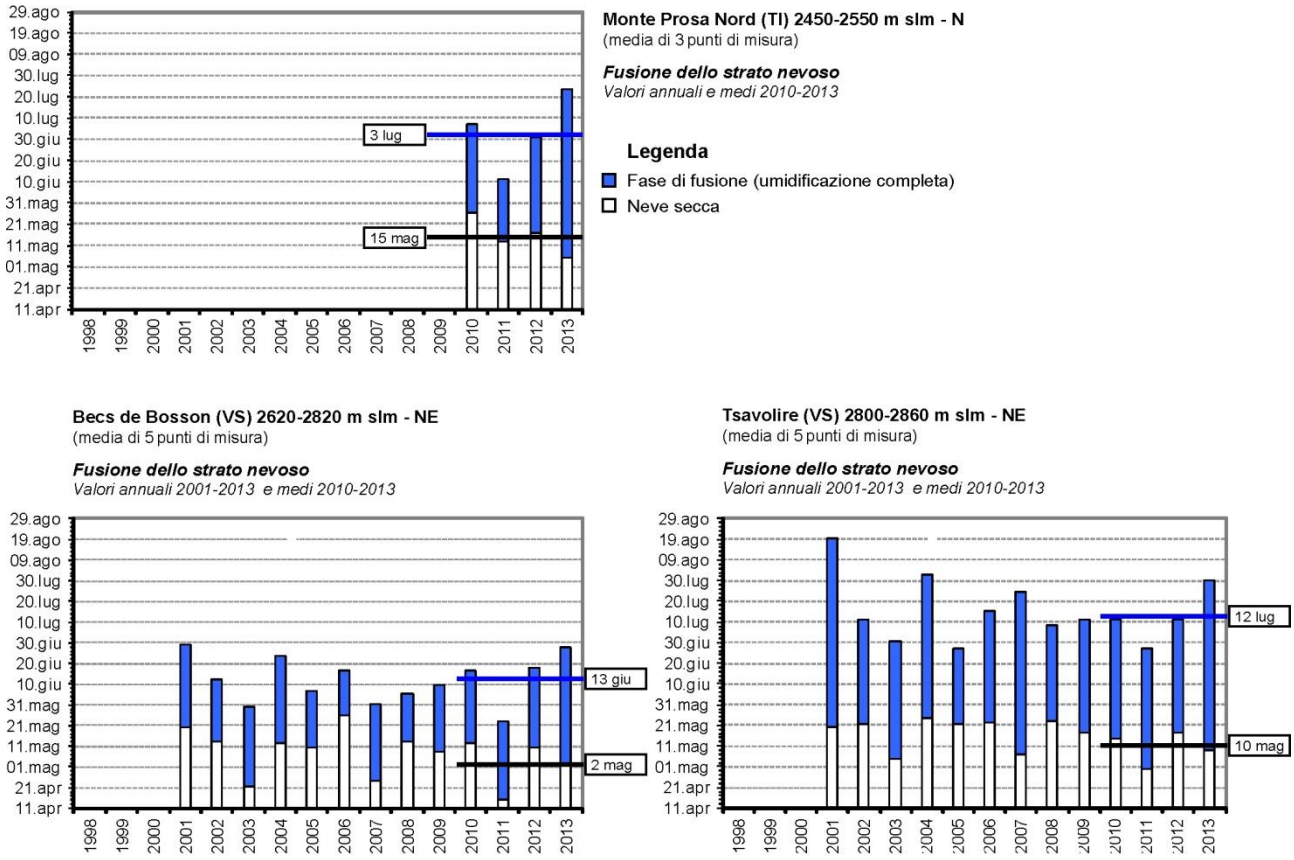


Fig. 1.14: durata dell'innevamento e periodo di fusione della copertura nevosa sui ghiacciai rocciosi di Monte Prosa Nord (Alpi Ticinesi) e Becs de Bosson e Tsavolire (Alpi Vallesane).

4. CONTESTO STORICO GENERALE

4.1. STORIA DELLO STUDIO DEL PERMAFROST IN TICINO

Studi pionieristici

Il Canton Ticino è sempre stato un territorio di studio marginale per ciò che concerne lo studio degli ambienti periglaciali e le ricerche effettuate avevano un carattere sporadico non avendo mai elaborato nessuna sintesi regionale.

Le prime ricerche sul permafrost in Ticino sono state condotte negli anni 60 del secolo scorso, nel quadro dei contributi per la conoscenza della geologia e l'idrogeologia della Svizzera (Materiali per la geologia generale della Svizzera – Serie idrologia). In questi contributi sono stati cartografati e descritti alcuni ghiacciai rocciosi nelle valli Carassino, Malvaglia e Pontirone da Zeller (1964). Questo autore esegue una distinzione sommaria tra i ghiacciai rocciosi attivi e inattivi in base alla distribuzione altimetrica e alle caratteristiche morfologiche. Il primo studio scientifico sui ghiacciai rocciosi in Ticino è di Binggeli (1965), dove si descrive il ghiacciaio roccioso di Ganoni di Schenadüi con informazioni anche sul suo spostamento (questo ghiacciaio roccioso sarà studiato anche in questo lavoro nella parte IV). Altri lavori sono stati eseguiti da Grütter (1967), dove si descrivono tre ghiacciai rocciosi inattivi in val Verzasca. Va sottolineato come in questi studi pionieristici il termine di ghiacciaio roccioso viene usato anche per descrivere forme che oggi vengono classificate singolarmente come le colate di soliflussione o i ghiacciai coperti (v. Scapozza, 2008). Più tardi Hantke (1983) e Cotti *et al.* (1990) si sono occupati di descrivere alcuni ghiacciai rocciosi della Valle di Blenio, con l'ausilio di foto aeree. Nel 1982 Renner descrive alcuni ghiacciai rocciosi nella Regione Gottardo e in particolare della Valle Bedretto (Renner, 1982). Kruspan (1993) esegue inoltre una cartografia geologica di alcuni ghiacciai rocciosi dell'Alta Valle Malvaglia.
In Svizzera si cercava di allestire le prime carte sulla ripartizione del permafrost. In particolare è da citare il lavoro di Haeberli (1975), che rappresentava uno dei primi studi regionali sul permafrost di montagna nelle Alpi Svizzere. Il modello che ne risultò (modello "Flüela") è alla base della carta della ripartizione potenziale del permafrost in Svizzera (v. Keller, 1992; 2002; Keller *et al.*, 1998; BWG 2005). Anche Vonder Mühll *et al.* (1999) presentano una carta della ripartizione del permafrost in Svizzera redatta in base a tre modelli regionali.

Lavori cantonali in ambiente periglaciale

Intanto in Ticino nel 2002, il Dipartimento del Territorio (Sezione Forestale) ha incaricato l'*Academia Engiadina* di allestire una carta 1:50000 (Dipartimento del Territorio, 2002; Keller, 2002), basata unicamente sul modello PERMAKART (v. parte III, cap. 2.3). Questa carta era realizzata con un programma SIG (Keller, 1992), e mostrava l'estensione del permafrost in Ticino. Grazie a ciò si colmavano le lacune nel cantone, il quale non disponeva fino a quel momento di nessuna carta sulle zone potenzialmente favorevoli alla presenza del permafrost. Questa esigenza è nata dalla constatazione che il 50% dei flussi di detrito verificatesi a seguito dell'alluvione dell'estate 1987, si sono prodotti in zona di ritiro del permafrost in relazione al riscaldamento generale (Valenti, 2006). La Sezione forestale provvedeva quindi alla posa di 4 data-logger (misura della temperatura del suolo) sul ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario in Val Soi (dal 2004) e iniziava una serie di campagne di misura BTS in Val Bedretto e Val di Blenio (dal 2000) (Valenti, 2006). La principale preoccupazione della Sezione forestale del Dipartimento del Territorio era la comprensione dell'influenza dello scioglimento del permafrost in relazione al riscaldamento generale sui movimenti di terreno in zone a rischio potenziale, come nel caso del flusso detritico che prende origine dal ciglio di frana del ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario situato in Val Soi. Questo flusso detritico sembrava essere al momento dello studio di Valenti (2006) il principale e unico movimento di terreno con origine periglaciale che comporta potenziali rischi per l'abitato sottostante.
Un altro contributo allo studio del Permafrost in Ticino è stato dato una decina di anni fa da Steens (2003), il quale, nel suo lavoro di diploma, si è occupato di cartografare gli ambienti periglaciali della regione del Basodino – Cristallina situati nelle Alpi Ticinesi Occidentali e di descrivere i ghiacciai rocciosi presenti nella regione. Questo autore ha proposto una ripartizione qualitativa del permafrost sulla base di dati cartografici idrologici e geomorfologici, effettuando un confronto con il modello PERMAKART (Keller, 1992) e con le misure BTS della regione della Val Cavagnolo.

Lavori sistematici recenti

È però solo in questi ultimi anni che gli studi sul permafrost in Ticino si sono intensificati, grazie al giovane geomorfologo Cristian Scapozza che per primo elabora delle sintesi regionali sul permafrost nella Valle di Blenio (Alpi Ticinesi Orientali). In particolare Scapozza (2006) completa l'inventario dei ghiacciai rocciosi effettuato da Zeller (1964) per il massiccio della cima di Gana Bianca (nella parte orientale della Valle di Blenio), catalogando 18 ghiacciai rocciosi tra attivi/inattivi e fossili a partire da analisi geomorfologiche e di temperatura delle sorgenti. Scapozza descrive la ripartizione del permafrost del massiccio della cima di Gana Bianca ed esegue una prima analisi dell'idrografia periglaciale della Valle di Sceru (v. anche Ambrosetti-

Giudici & Scapozza, 2006). Nel 2007 Scapozza presenta e discute i metodi e i risultati della campagna 2006 di prospezione per polarizzazione spontanea (PS o *Self Potential*) della Valle di Sceru (v. Scapozza, 2007b; Scapozza *et al*., 2008a). L'anno seguente, Scapozza *et al*., (2008b) pubblicano uno studio regionale degli ambienti periglaciali delle Alpi Ticinesi orientali, descrivendo e analizzando l'inventario di 54 ghiacciai rocciosi tra attivi, inattivi e fossili, proponendo un nuovo modello della ripartizione del permafrost per la regione studiata (denominato PERMABLENIO).
Scapozza & Reynard (2007) hanno proposto questo modello qualitativo del limite inferiore del permafrost discontinuo sempre nel massiccio della cima di Gana Bianca sulla base della posizione dei ghiacciai rocciosi e dell'orientazione dei versanti (v. parte III). Questi autori hanno effettuato uno studio del Quaternario e dell'idrogeologia della Valle di Sceru, per mostrare come le forme legate alla presenza del permafrost possano influenzare l'idrologia della regione (v. parte V). Nel 2008 Scapozza pubblica il suo lavoro di diploma (Scapozza, 2008) dove propone uno studio regionale e locale della ripartizione del permafrost nelle Alpi Ticinesi Orientali. Qui un modello regionale è stato usato per visualizzare la ripartizione del permafrost nella zona studiata. Vengono catalogati i ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi orientali. Sempre in questo lavoro, per la prima volta, vengono applicati e approfonditi i differenti metodi geofisici (VLF-R, geoelettrica, polarizzazione spontanea) che sono stati usati nello studio di queste regioni periglaciali. A questo proposito Scapozza presenta la ripartizione del permafrost nelle Alpi Ticinesi Orientali (Scapozza, 2009a).
Scapozza & Fontana (2009) presentano la storia glaciale e periglaciale delle Alpi Bleniesi, mettendo in evidenza i processi morfogenetici che hanno portato al modellamento del paesaggio attuale.
Nel 2010 viene pubblicato il primo catasto di tutti i ghiacciai rocciosi ticinesi con la descrizione delle principali caratteristiche e dinamiche (Scapozza & Mari, 2010) (questi risultati saranno approfonditi nella parte III).
Ramelli *et al.* (2011) hanno eseguito uno studio sulla struttura e dinamica dei ghiacciai rocciosi del massiccio della Cima di Gana Bianca. In Scapozza *et al.* (2011b) si può leggere invece un lavoro sulla morfogenesi della regione periglaciale della Greina dall'ultimo massimo glaciale.
Cristian Scapozza ha inoltre condotto una serie importante di valutazioni sui metodi applicabili allo studio degli ambienti periglaciali in Ticino: Scapozza *et al.* (2011a) sulla prospezione geofisica multi-metodo; Scapozza (2009b) con un con contributo sui metodi termici alla prospezione del permafrost montano; Scapozza & Antognini (2009) e Scapozza *et al.* (2010) sull'utilizzo del radiocarbonio per le datazioni di antichi legni alla base del fronte del rock glacier di Piancabella; Scapozza *et al.* (2007a) sui metodi di potenziale spontaneo; Scapozza & Ramelli (2011) sulla datazione relativa con il martello di Schmidt delle età di esposizione di alcuni rock glaciers delle Alpi Bleniesi.
Per concludere Scapozza ha contribuito con il sottoscritto (Mari *et al.*, 2011a) al primo inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi Meridionali Svizzere (periodo 1994-2007) (questi risultati saranno approfonditi nella parte II).
Come si può notare Cristian Scapozza ha portato un contributo di notevole spessore scientifico alla comprensione dei processi legati agli ambienti periglaciali in Ticino. Il suo approccio scientifico e metodologico al permafrost è stato d'ispirazione anche per questa tesi. Questa tesi vuole in un certo senso estendere e completare le indagini al resto del Cantone anche perché i lavori di Scapozza hanno interessato quasi sempre la sola regione delle Alpi Ticinesi Orientali.

Studi sui geotopi in ambiente periglaciale

Va inoltre aggiunto come in questi ultimi anni si siano intensificati i lavori sulla valorizzazione dei geotopi in ambienti periglaciali in Ticino, soprattutto da parte di Georgia Fontana. In particolare questa autrice ha proposto una descrizione del ghiacciaio roccioso del Pizzo Predèlp (Valle di Santa Maria) e un inventario regionale dei geotopi geomorfologici volto alla valorizzazione della geomorfologia della regione del Lucomagno (Fontana, 2006). La stessa autrice (2008) presenta il suo lavoro di diploma nel quale descrive la morfologia periglaciale e la morfogenesi della regione della Greina (Alta Valle di Blenio). Fontana *et al.* (2007) eseguono un inventario dei geotopi geomorfologici della Valle di Blenio, tra i quali i ghiacciai rocciosi del Massiccio della cima di Gana Bianca (Val Malvaglia, TI) (v. anche Reynard *et al*., 2007).

Investigazioni InSAR in ambiente periglaciale

Indirettamente si sono occupati dello studio del permafrost in Ticino, alcuni lavori centrati sui movimenti di terreno effettuati tramite l'interferometria radar da satellite (InSAR), dove si sono presentate delle immagini

InSAR di ghiacciai rocciosi in movimento (Strozzi et al., 2007) (per maggiori informazioni su questa tecnica e sui principali lavori eseguiti si veda la parte II).

4.2. BREVE QUADRO STORICO DELLO STUDIO DEL PERMAFROST NELLA VALLE DI RÉCHY (VS)

Oltre ai siti situati in Ticino e nella regione del Gottardo (che saranno descritti in modo approfondito nella parte IV), la parte alta della valle di Réchy (Vallese centrale) rappresenta il sito d'indagine per le investigazioni idrologiche di questa tesi. Il sito di Réchy, al contrario dei siti in Ticino, è studiato per le sue caratteristiche geomorfologiche già dalla fine degli anni 70 del secolo scorso in modo sistematico e rigoroso.
Tenthorey (1993) afferma che i primi studi sistematici multidisciplinari sulla parte alta della Valle di Réchy sono di Bille *et al*. (1984) i quali a loro volta presentano una sintesi sulle ricchezze naturali (fauna, flora, geotopi). Questi primi lavori avevano lo scopo di sensibilizzare la popolazione locale sulla bellezza, biodiversità e geodiversità della regione. Molto presto ci si è resi conto che l'ambiente periglaciale di questa valle ha avuto un ruolo importante nella geomorfologia della Valle di Réchy, che è stata studiata da differenti geologi, glaciologi e geomorfologi come per esempio Aubert (1980), Bieler (1978), Monachon (1978), (1965), Barsch (1978), Evin (1983) e Haeberli (1985). Le loro ricerche erano indirizzate in modo particolare allo studio della comprensione della struttura dei numerosi ghiacciai rocciosi presenti nella regione mediante l'uso di tecniche geofisiche e meccaniche.
Lo studio dell'alta Valle di Réchy subisce un impulso di notevole spessore tra la fine degli anni 80 e i primi anni 90 del secolo scorso da Geneviève Tenthorey: questa autrice si occupa in particolare di studiare le caratteristiche idrologiche degli ambienti periglaciali legati direttamente o indirettamente alla regione di Réchy (Tenthorey, 1984; 1987; 1989; 1991; 1992; 1993; 1994; Monbaron & Tenthorey, 1988; Tenthorey & Gerber, 1990; 1991). Sono proprio i lavori di Tenthorey che forniscono lo spunto per un confronto a distanza dopo 25 anni, sull'evoluzione delle caratteristiche idrologiche del permafrost, al fine di comprendere le sue ripercussioni sui movimenti di terreno oggetto di questa tesi. Dopo Tenthorey, Gardaz (1998) contribuisce allo studio dell'idrologia delle zone periglaciali con una tesi effettuata sui differenti siti in Vallese, tra i quali anche il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson: quì evidenzia le sue particolari caratteristiche idrologiche (per maggiori approfondimenti sui lavori di Tenthorey e Gardaz si veda la parte V).
Dal nuovo millennio altri autori hanno studiato la Valle di Réchy, anche se per motivi non direttamente legati alla sua idrologia periglaciale, come Delaloye (2004) che presenta una tesi sulla ripartizione del permafrost in zone marginali, Perruchoud & Delaloye (2007) e Kääb (2005) che hanno mostrato, grazie alla fotogrammetria sul ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson, dei lavori sull'aumento delle velocità dal 1970 al 2005. Il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson fa parte tra l'altro della rete di monitoraggio svizzera del permafrost PERMOS (Delaloye *et al*. 2010a, PERMOS 2010) ed è monitorato sistematicamente ogni 2 mesi dal 2004, ciò che ne fa uno dei pochi siti di cui disponiamo di dati sui movimenti stagionali accurati. Per questa ragione le sue caratteristiche idrologiche possono essere studiate in relazione alla sua dinamica, anche in un contesto di riscaldamento climatico generale. Dati sui movimenti di versante della regione di Réchy sono anche stati ottenuti grazie a studi con tecniche di interferometria InSAR da Delaloye *et al (*2005; 2007a) che hanno evidenziato l'ampiezza delle zone coinvolte in un contesto alpino più generale.
Come possiamo vedere la regione di Réchy è una delle regioni alpine più studiate in differenti campi geomorfologici e quindi questa quantità di informazioni è stata reputata adeguata per un confronto con i "nuovi" dati cinematici, dinamici e idrologici caratteristici delle regioni situate in Ticino e nella regione Gottardo presentati in questa tesi.

Parte II: MOVIMENTI DI VERSANTE

INVENTARIO DEI MOVIMENTI DI TERRENO PER ANALISI DEI SEGNALI INSAR IN TICINO (PERIODI 1994-2007 E 2009-2011)

Questa parte intende determinare i principali movimenti di terreno in ambiente periglaciale in Canton Ticino. Per raggiungere questo scopo si analizzeranno i segnali InSAR di interferogrammi per i periodi dal 1994-2007 e 2009-2011.
Il primo capitolo intende introdurre la parte II (prima unità di ricerca di questa tesi) e illustrarne i principali obiettivi specifici.
Nel secondo capitolo di questa sezione si intendono approfondire il contesto scientifico legato alla tecnica d'investigazione InSAR, i lavori che fino a oggi si sono occupati dell'applicazione di questo metodo negli ambienti periglaciali e mostrare la zona d'indagine.
Il terzo capitolo si occuperà di illustrare in dettaglio il procedimento applicato e il funzionamento della tecnica InSAR applicata alla determinazione dei movimenti di versante, nonché di fornire qualche precisazione sui criteri di scelta delle classi di velocità dei poligoni e delle forme geomorfologiche di terreno.
Il capitolo 4 presenterà i risultati dei principali movimenti di terreno per il Canton Ticino illustrando, regione per regione, i siti più significativi che a loro volta saranno discussi e confrontati con altri movimenti relativi ad altre regioni delle Alpi Svizzere nel capitolo 5.
Nel 6° ed ultimo capitolo si cercheranno di esporre le principali conclusioni di questa investigazione e le prospettive legate ai futuri sviluppi di questo metodo applicato in ambienti periglaciali.

1. INTRODUZIONE E OBIETTIVI SPECIFICI

Come visto nella parte I, il principale obiettivo geomorfologico di questa tesi è quello di contribuire allo studio dei movimenti di terreno in ambiente periglaciale. Di conseguenza **si è manifestata subito la necessità di situare spazialmente questi movimenti.** Vista la vastità dell'area da studiare, era parso subito fuori questione andare a misurare questi movimenti direttamente sul terreno e così si è deciso di sorvegliare il cantone mediante l'uso dell'interferometria radar da satellite (InSAR: *Interferometric Syntetic Aperture Radar*). Questa tecnica, oltre a permettere di sorvegliare territori molto grandi semplicemente stando seduti davanti al calcolatore, ci fornisce anche delle informazioni qualitative circa i movimenti in questione. InSAR ci fornisce dati che ci permettono di stabilire delle classi di movimento che corrispondono a determinati ordini di grandezza. Per ottenere dei dati precisi sulla cinematica dei movimenti di terreno si deve ricorrere, come fatto nella parte IV, a un monitoraggio diretto sul terreno mediante DGPS (*Differential Global Positioning System*) oppure con la fotogrammetria.
In sintesi gli obiettivi specifici di questa parte sono:

- **elaborare una mappa dei movimenti di terreno in Ticino in ambiente periglaciale;**
- **definire l'ordine di grandezza delle velocità di questi movimenti;**
- **associare ad ogni movimento una forma geomorfologica;**
- **confrontare la magnitudine dei movimenti scoperti con quelli di altre regioni delle Alpi Svizzere.**

Per raggiungere questi obiettivi si è compilato un catasto dei movimenti di terreno mediante superfici rappresentate da poligoni. L'elaborazione di questo catasto si è svolta di pari passo con l'elaborazione di una mappa della distribuzione potenziale del permafrost discontinuo (Scapozza *et al.*, 2008c*)* basata su un catasto di ghiacciai rocciosi (Scapozza & Mari, 2010) ed elaborato nella parte III. I risultati ottenuti con InSAR dovrebbero quindi rivelarsi di particolare utilità per l'interpretazione dei movimenti di versante riscontrati in zona di alta montagna. In particolare si prevede di usare i dati quantitativi e qualitativi dei movimenti InSAR

per attribuire un certo grado di attività ai ghiacciai rocciosi scoperti mediante analisi di ortofoto (v. parte III) e quindi di determinare quali di questi movimenti sono dovuti alla reptazione del permafrost.
Il catasto dei movimenti di versante elaborato sulla base dell'analisi di immagini InSAR è basato essenzialmente sulla determinazione di una forma coerente dal punto di vista geomorfologico e di una velocità media. La classificazione di questi due parametri è la stessa già impiegata in altri lavori analoghi effettuati nelle Alpi Vallesane (si vedano per esempio i lavori di Delaloye *et al.*, 2007a; Delaloye *et al.*, 2008a: Barboux *et al.*, 2014). Questo modo di procedere ha come obiettivo di stabilire una logica di continuità con questi studi. Questi ultimi lavori serviranno inoltre un confronto con i dati ottenuti in Ticino, date le sue particolari condizioni climatiche che a volte differiscono dalle altre regioni alpine (v. cap. 3.7, parte I).

2. CONTESTO STORICO-SCIENTIFICO SPECIFICO

2.1. BREVE ANALISI DEI PRINCIPALI LAVORI NELLE ALPI VALLESANE

Numerosi studi sui ghiacciai artici e antartici hanno dimostrato l'enorme potenziale della tecnica InSAR per monitorare i loro spostamenti centimetrici (v. per es. i lavori di Goldstein *et al.*, 1993 per l'Antartide e Joughin *et al.*, 1996 per la Groenlandia). Malgrado sia disponibile sull'Europa centrale un archivio con numerose acquisizioni radar dei satelliti ERS-1 e ERS-2 dell'Ente Spaziale Europeo ESA, i lavori effettuati su ghiacciai alpini sono invece ancora limitati (Rott & Siegel, 1999; Strozzi *et al.*, 2002).
In Vallese invece numerosi studi sistematici con InSAR sono stati condotti in ambienti periglaciali, sia a grande sia a piccola scala. Delaloye *et al.* (2007a) e Lambiel *et al.* (2008) hanno elaborato un inventario dei movimenti InSAR in una regione di 50 x 30 km nel Vallese occidentale con interferogrammi dei satelliti ERS 1 e 2. Ciò ha permesso di attribuire ad ogni poligono di movimento una specifica forma geomorfologica periglaciale, come le morene di spinta, i ghiacciai coperti e i ghiacciai rocciosi. Delaloye *et al.* (2007b) hanno utilizzato alcuni interferogrammi ERS per mappare alcune forme geomorfologiche sempre delle Alpi Vallesane Occidentali. Delaloye *et al.* (2010a) mostrano come i terreni gelati soprassaturi possano provocare una reptazione del permafrost che si traduce in movimenti di 0.1-1.0 m/a dei ghiacciai rocciosi. L'analisi di interferogrammi InSAR consente di confermare questi movimenti, in particolare di 11 ghiacciai rocciosi destabilizzati (2-5 m/a) mediante interferogrammi a corto termine (1 giorno, vedi cap. 3). L'osservazione della reptazione del permafrost con InSAR è stata provata anche dai lavori di Strozzi *et al.* (2004), paragonandola a osservazioni sul terreno e fotogrammetria per la regione dello Fletschhorn (VS), dove sono presenti numerosi ghiacciai rocciosi attivi, inattivi e fossili. Strozzi *et al.* (2008) hanno misurato con ALOS PALSAR (un satellite SAR dell'Agenzia Spaziale Giapponese JAXA, v. cap. 3) il movimento durante l'estate 2006 del ghiacciaio roccioso di Gosses Gufer (VS), la frana di Loderio (TI) e di Montana (VS) evidenziando i vantaggi di questo satellite a banda-L per la sorveglianza dei movimenti di terreno come la maggiore capacità di penetrare nella vegetazione, le migliori immagini di movimenti rapidi (fino a cm/m) e le minori zone d'ombra (v, cap. 3).
Il Canton Vallese è stato completamente misurato con un centinaio di interferogrammi del periodo 1993-2000: in un primo tempo la parte bassa del Cantone (Delaloye *et al.*, 2005), in seguito la parte alta (Delaloye *et al.*, 2008a). Questi due lavori hanno permesso di inventariare complessivamente circa 2000 poligoni di movimento (v. allegato 2.1) e 1500 oggetti geomorfologici che mostrano segnali InSAR o IPTA (*Interferometric Point Target Analysis*). Questi poligoni sono stati localizzati e attribuiti loro un ordine di grandezza per le velocità e sono stati corrisposti alla particolare forma geomorfologica. È anche stata fatta una valutazione dell'affidabilità del segnale interferometrico.
In base a questi studi (Delaloye *et al.*, 2005; 2008a), per il Canton Vallese sono stati rilevati:

- un discreto numero di zone a movimento rapido (velocità di 1-2 m/a); si tratta quasi sempre di ghiacciai rocciosi e solo in rari casi di altri fenomeni, come le frane del Gorner e del Täschgufer;

- delle frane di grandi dimensioni (diversi km^2) rilevabili a intervalli di tempo annuali con velocità di pochi cm/a

- delle frane di dimensioni inferiori, ma apparentemente in accelerazione (Bru sulla sponda sinistra del Rotbach sopra Taeschalp, Sparrhorn sul lato sinistro del ghiacciaio d'Aletsch);

- una concentrazione elevata di movimenti nella regione Turtmanntal-Mattertal-Saastal-Nanztal (Alto-Vallese), dove sono stati descritti situazioni dalla dinamica complessa;

- in generale una eterogenea distribuzione dei movimenti di terreno, sia in Alto sia in Basso-Vallese dovuta all'altimetria dove le zone con più movimenti sono quelle poste più in alto.

Questi lavori hanno inoltre permesso di analizzare i risultati dei movimenti InSAR con quelli "terrestri" DGPS, mostrando una buona corrispondenza qualitativa e soprattutto quantitativa tra questi due metodi. A volte i risultati dei movimenti stagionali (autunno 2007) DGPS hanno mostrato delle ampiezze superiori a ciò che era atteso con InSAR. I movimenti più importanti sono stati misurati al fronte del ghiacciaio roccioso destabilizzato di Dirru (Geisstriftbach, Mattertal) con valori orizzontali di 60-80 cm al mese!
Delaloye *et al.* (2005; 2008a) sottolineano come sia importante combinare un gran numero di interferogrammi a differenti periodi (1g, 1-2m, 1-2-3a) per ottenere una visione complessivamente completa dei potenziali movimenti di terreno in un'area d'interesse.
Questi lavori svolti in Vallese evidenziano come le **informazioni** che si possono ottenere con analisi InSAR (localizzazione, ordine di grandezza delle velocità, geomorfologia) siano essenzialmente **indicative**: rappresentano un primo passo, uno strumento iniziale di lavoro, per poi scegliere dei siti adatti a successive misurazioni "terrestri" con altri metodi come per esempio DGPS, ma anche per ulteriori analisi InSAR (*upgrade* o *update*, v. cap. 3).

2.2. Principali lavori nelle Alpi Ticinesi e nella Regione Gottardo

L'interferometria radar da satellite (InSAR) è stata utilizzata in passato nelle Alpi Ticinesi per lo studio di zone glaciali e periglaciali legate ai pericoli naturali: Strozzi & Valenti (2007) hanno applicato InSAR per misurare il movimento superficiale dei ghiacciai ticinesi (ghiacciai di Adula, Basodino e Cavagnoli), dove si sono verificati movimenti superficiali di qualche centimetro al giorno per il mese di marzo 1999. I risultati ottenuti hanno poi permesso di analizzare i risultati ottenuti da Valeggia *et al.* (2006) con misurazioni geodetiche, confermando la validità del metodo.
Sempre in Ticino Ambrosi & Strozzi (2008) hanno confrontato le misure di spostamento derivate dall'applicazione di InSAR, con le carte dei fenomeni di dissesto del Cantone Ticino, compilate mediante foto interpretazione di immagini aeree tradizionali. Con questo tipo di analisi è stato possibile stabilire lo stato di attività dei fenomeni franosi individuati, offrendo informazioni aggiuntive sulla cinematica del dissesto, l'ubicazione e l'area coinvolta, portando così un prezioso contributo all'analisi del pericolo da frana, in aree dove non sono disponibili dati di spostamento ricavati mediante l'applicazione di tradizionali tecniche di monitoraggio. Si consideri a questo proposito che il 6% del territorio svizzero è soggetto a pericoli naturali (Raetzo *et al.*, 2002; Laeteltin *et al.*, 2005).
Queste ricerche svolte finora in territorio ticinese sono però sempre state di carattere locale e mai hanno proposto un'analisi sistematica dei movimenti di terreno in ambienti periglaciali, fino ai lavori pubblicati dal sottoscritto sui primi risultati di queste investigazioni: in particolare è da citare l'inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994-2007) (Mari *et al.*, 2010; Mari *et al.*, 2011a) dove sono stati inventariati 178 poligoni di movimento corrispondenti a 140 oggetti in movimento, con velocità variabili da cm/giorno a cm/a.
Infine Delaloye *et al.* (2010b), hanno elaborato un catasto dei movimenti InSAR per la Regione Gottardo, confinante a nord con il Canton Ticino e corrispondente pressappoco al Canton Uri. In questo lavoro sono stati catalogati 133 poligoni di movimento corrispondenti a 119 oggetti in movimento. La metodologia di questo lavoro, a cui il sottoscritto ha contribuito con un lavoro di controllo, è la stessa adottata per il questo catasto dei movimenti In Ticino (v. cap. 3).

2.3. ZONA D'INDAGINE

Nelle Alpi Ticinesi il limite del Permafrost discontinuo secondo Scapozza & Mari (2010) non si situa mai sotto i 2300 m slm anche per i quadranti settentrionali (v. parte III). Di conseguenza, considerando che il nostro interesse è focalizzato sui movimenti di versante in ambiente periglaciale, le regioni che potenzialmente sono interessate si trovano a Nord delle Valli di Riviera, Maggia e Verzasca. Nessun versante del sottoceneri è quindi potenzialmente interessato dal permafrost, nemmeno la sua vetta più alta, il Camoghè, che con 2227 m slm non raggiunge zone di permafrost discontinuo. Quindi, come mostra la fig. 2.1, le nostre attenzioni si sono focalizzate sulla parte Nord del Cantone, che occupa una superficie di 1830 km^2.

Gli interferogrammi InSAR a disposizione coprono la parte settentrionale del Cantone Ticino (partendo pressappoco da Biasca). La zona di studio comprende in particolare le valli Bedretto (Be), Leventina (Le), Blenio (Bl), Verzasca (Ve), Maggia (Ma) e Riviera (Ri). Per ogni valle, l'area di studio è stata suddivisa in più regioni minori, tenendo conto dei limiti orografici ed idrografici in base all'esposizione dei versanti (L=sinistra; R=destra). Questa suddivisione è stata operata per meglio valutare la qualità dei risultati finali, disponendo di sotto-regioni relativamente omogenee dal punto di vista morfoclimatico (presenza di vegetazione, laghi, neve, ghiacciai, esposizione dei versanti e precipitazioni). Questa suddivisione dovrebbe anche permettere di limitare le restrizioni metodologiche (v. cap. 3). Come mostrato da Delaloye *et al.* (2008a), anche in Vallese si è constatato che la topografia di alcune regioni rendeva l'analisi degli interferogrammi InSAR meno favorevole.

La valle Bedretto è stata divisa in 2 zone: sponda destra e sponda sinistra, la Leventina in 8 zone: 4 sulla sponda destra e 4 a sinistra, la valle di Blenio in 7: 4 sulla sponda destra e 3 sulla sinistra, la Verzasca in una sola zona, la valle Maggia in 4 zone e la Riviera in 2 zone: una a destra e una sulla sinistra.

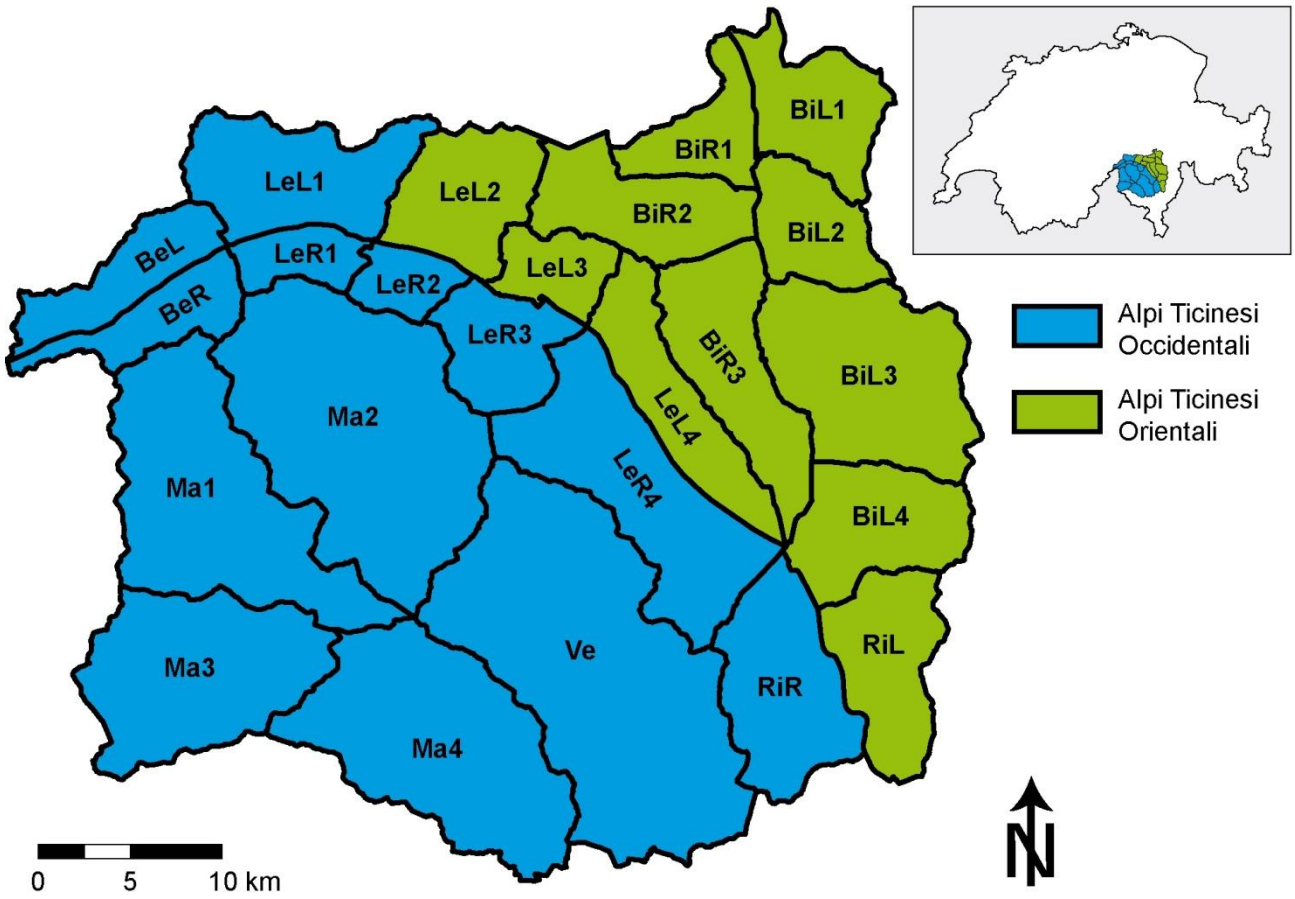


Fig. 2.1: area investigata e delimitazione delle regioni di investigazione. Be = Bedretto, Le = Leventina, Bl = Blenio, Ve = Verzasca, Ma = Maggia, Ri = Riviera, +L = parte sinistra idrografica della valle, +R = parte destra idrografica della valle. Si noti la distinzione tra le regioni delle Alpi Ticinesi Occidentali e Orientali.

3. MATERIALI, PROCEDIMENTO E METODO

3.1. MATERIALI E DATI UTILIZZATI

3.1.1. INTERFEROGRAMMI INSAR

Per questo studio sono stati utilizzati una serie di 89 interferogrammi (v. allegato. 2.2) prodotti dai satelliti ERS-1, ERS-2 ed ENVISAT, sia in fase ascendente (Sud => Nord) che discendente (Nord => Sud), dall'Ente Spaziale Europeo (ESA) e dai satelliti JERS-1 e ALOS-PALSAR dell'Agenzia per l'Esplorazione Aerospaziale Giapponese (JAXA). Questi interferogrammi, con differenti risoluzioni temporali e che coprono il periodo dal 1992 al 2007, sono stati messi a disposizione per l'Ufficio federale dell'Ambiente (UFAM). In seguito, dal 2012, si sono resi disponibili interferogrammi dai satelliti TerraSAR-X ascendente e COSMO-SkyMed con orbita ascendente e discendente (che coprono parzialmente il periodo dal 2009 al 2011). TerraSAR-X e COSMO-SkyMed propongono una serie di interferogrammi ad alta risoluzione (10 m) che hanno permesso di disegnare nuovi poligoni e una parziale correzione di vecchi poligoni, specialmente di quelli veloci (dalle classi cm/d e dm/m) e di media velocità (cm/m), grazie alla loro maggiore risoluzione. In pratica si è deciso di eseguire un aggiornamento dei precedenti poligoni mediante nuovi dati (*update*). I poligoni disegnati rappresentano quindi i movimenti visibili per il periodo dal 1993 al 2011. Il trattamento dei dati e la preparazione delle immagini InSAR utilizzate è stata eseguita dalla ditta *Gamma Remote Sensing* di Gümlingen (AG).

Satellite	**Banda**	**Risoluzione temporale *(timelapse)***	**Linea/Nadir**	**Lunghezza d'onda (cm)**	**Vantaggi**	**Svantaggi**
ERS *ascending*	C	35d.x	23°E	5.6	• Molti interferogrammi a disposizione di differenti risoluzioni temporali	• Presenza di molte zone d'ombra
ERS *descending*	C	35d.x	23°W	5.6	• Molti interferogrammi a disposizione di differenti risoluzioni temporali	• Presenza di molte zone d'ombra
ALOS-palSAR	L	46d.x	35°	23.6	• Maggiori capacità di penetrare nella vegetazione. • Migliori immagini di movimenti rapidi. • Poche zone d'ombra"	• Corta risoluzione temporale
JERS	L	44d.x	35°	23.6	• Maggiori capacità di penetrare nella vegetazione. • Migliori immagini di movimenti rapidi.	• Corta risoluzione temporale
TerraSAR-X *ascending / COSMO-SkyMed *ascending* + *descending***	X	11d.x* 16d.x	97°*	3.2	• Immagini di grande precisione, ad alta risoluzione (3m, 10m con DEM) • Grande definizione a scala locale	• Pochi interferogrammi disponibili • Copertura del territorio non completa. • Solo movimenti veloci • Maggiore sensibilità alla vegetazione • Maggiore presenza di zone decorrelate • A scala regionale influsso negativo delle condizioni meteo

Tab. 2.1: principali caratteristiche, vantaggi e svantaggi dei satelliti utilizzati per gli interferogrammi InSAR.

Gli interferogrammi coprono una risoluzione temporale "*timelapse*" che varia da 1 giorno a 8 anni, con una linea di base "*baseline*" inferiore a 150m per le immagini ERS e tra i 400m e 1500m per ALOS-PALSAR e JERS.
Ogni interferogramma è stato analizzato per ciò che concerne la sua qualità, utilizzando l'applicativo CLIMAP-net, programma d'accesso ai dati meteo del servizio meteorologico svizzero, che ha permesso di

evidenziare quelle di buona qualità e quelle di qualità scadente a causa di condizioni meteo sfavorevoli o di neve fresca.
Ogni satellite, in base alle sue caratteristiche tecniche (tab. 2.1) operative, presenta una serie di vantaggi e svantaggi, i quali hanno permesso di selezionare i migliori interferogrammi da applicare alle differenti regioni d'investigazione. Gli interferogrammi del satellite ERS, sia in fase ascendente che discendente, sono quelli che ci hanno fornito il maggior numero d'immagini a differenti periodi, ma a causa dell'angolo d'osservazione limitato (linea/nadir) in rapporto alla topografia, si producono molte zone d'ombra. Queste zone d'ombra sono minimizzate dalle immagini ALOS-PALSAR e JERS ma presentano una corta risoluzione temporale che può essere applicata principalmente ai movimenti rapidi (ordine di grandezza di dm/m). TerraSAR-X e COSMO-SkyMed ci offrono immagini di con una migliore risoluzione (pixel di 10m invece di 25m) ma oltre ad avere una corta risoluzione temporale non coprono tutto il territorio e le loro immagini non sono contemporanee al catasto elaborato con gli interferogrammi antecedenti. Inoltre la banda X possiede una corta lunghezza d'onda e quindi risulta più sensibile alla copertura vegetale mostrando più facilmente delle zone decorrelate (v. cap. 3.4).

3.1.2.IPTA

Oltre agli interferogrammi sopraccitati, sono stati utilizzati per questo progetto due analisi IPTA, una ascendente e una discendente. La tecnica IPTA (*Interferometric Point Target Analysis*) è uno sviluppo del metodo InSAR che sfrutta le caratteristiche temporali e spaziali dei segnali interferometrici di un certo numero di punti riflettenti sulla superficie (detti anche bersagli), spesso di origine antropica, che mostrano una coerenza a lungo termine per permettere il rilevamento e la quantificazione dei loro movimenti (Ambrosi & Strozzi, 2008). Le due immagini IPTA (ascendente e discendente) mostrano le velocità medie di movimenti di alcuni punti dal 1992 al 2000 che possono arrivare fino a 2 cm/a. I punti IPTA sono stati elaborati mediante i satelliti ERS-1 e ERS-2. Il vantaggio di questa tecnica è di ricoprire una grande superficie con il segnale emesso, la grande precisione dei valori di spostamento che arriva al millimetro e la disponibilità di un registro dati risalente al 1991. Lo svantaggio consiste invece nel fatto che in zone periglaciali e montagnose in generale, il numero di bersagli radar stabili nel tempo è inferiore a causa della scarsa antropizzazione, dell'estesa copertura boschiva, della copertura nevosa ad alta altitudine (che durante molti mesi all'anno varia sensibilmente la riflettività del segnale) e dalla presenza di zone in ombra rispetto al segnale radar (Mari *et al*., 2011a).

3.1.3.ORTOFOTO

Swisstopo ha messo a disposizione per l'università di Friborgo la copertura completa delle ortofoto georeferenziate più recenti per le regioni del Cantone Ticino e Regione Gottardo.

3.1.4.DATI DGPS

Tra l'estate 2009 e l'autunno 2012 sono stati misurati in Ticino e nella regione del Gottardo gli spostamenti mediante GPS differenziale di 12 ghiacciai rocciosi attivi, 1 o 2 volte all'anno. Questi dati DGPS sono di fondamentale importanza dato che hanno sempre confermato qualitativamente e in parte anche quantitativamente, i movimenti rilevati precedentemente tramite InSAR (v. cap. 6, parte IV).

3.2. PROCEDIMENTO OPERATIVO

In conformità all'obiettivo di partenza, il lavoro è stato suddiviso nelle fasi seguenti:

Fase 1: creazione di un progetto SIG.
Il progetto SIG viene realizzato mediante il programma ArcGIS e prevede la creazione di una serie di strati sovrapposti (*layers*), ognuno con un suo tema caratteristico. Questo progetto è stato

intitolato "*InSAR Ticino*" e si compone di 2 tipologie di strati (*layers*): i *layers* di lavoro e i *layers* di risultati. I *layers* di lavoro hanno permesso di elaborare i risultati. Ecco i principali contenuti:

- *layers* di lavoro: interferogrammi InSAR, ortofoto, carte topografiche 1:25000, confini regionali e cantonali, carte numeriche di terreno (DEM a 25m);

- *layers* di risultati: catasto dei poligoni di movimento InSAR, mappa del permafrost, catasto dei ghiacciai e ghiacciai rocciosi (v. parte III).

Fase 2: **valutazione qualitativa degli interferogrammi** (v. allegato 2.2).
Si sono selezionati gli interferogrammi di migliore qualità (v. cap. 3.1.1)

Fase 3: **inventario delle zone di movimento mediante analisi di segnali InSAR.**
Ogni area caratterizzata da movimento è stata delimitata da un poligono. **I poligoni disegnati non corrispondono alle forme geomorfologiche ma rappresentano solamente l'area che il satellite "vede" muoversi.** A questi poligoni sono state attribuite alcune proprietà comuni ad altri lavori similari svolti in Vallese (Delaloye *et al.*, 2008a), al fine di disporre di una base comune di lavoro e confronto. Le proprietà attribuite sono:

- *Code*: codice specifico per regione e numero d'inventario;

- *Velocity*: ordine di magnitudo per il movimento rilevato secondo 4 ordini di grandezza (v. cap. 3.5.1): cm/giorno (cm/d), dm/mese (dm/m), cm/mese (cm/m) e cm/a (cm/y);

- *Landform*: interpretazione geomorfologica del poligono di movimento, effettuata essenzialmente grazie all'interpretazione di ortofoto (vedi cap. 3.5.2.);

- *Reliability*: questo termine indica il grado di attendibilità e precisione dei poligoni tracciati. Si sono utilizzate 3 categorie: ***high, medium e low***. Per attribuire questi valori si sono tenute in considerazione: l'evidenza del segnale interferometrico, la facilità di classificazione nelle classi di velocità, la posizione analizzata (ai bordi o al centro di una zona pixelizzata) e la qualità dell'immagine interferometrica (v. allegato. 2.2). Chiaramente queste valutazioni sono soggettive a causa degli autori che le hanno scelte;

- *Remarks*: si sono aggiunte osservazioni sugli interferogrammi usati per il riconoscimento del poligono (o per la sua modifica durante l'aggiornamento) e su eventuali caratteristiche di identificazione della forma geomorfologica.

Fase 4: **elaborazione di un catasto dei ghiacciai rocciosi.** (V. Scapozza & Mari, 2010)
Questa elaborazione è stata fatta grazie ai dati InSAR rilevati (v. fase 3) e allo studio di carte, foto aeree e osservazioni di terreno (vedi parte III).

Fase 5: **confronto dei risultati InSAR con dati DGPS**.
Sono stati rilevati e confrontati i movimenti DGPS di 12 ghiacciai rocciosi (v. parte IV).

Fase 6: **aggiornamento (*update*) dei poligoni dei siti monitorati mediante GPS mediante interferogrammi ad alta risoluzione**.
La ditta *Gamma Remote Sensing di Gümlingen* ha messo a disposizione 3 interferogrammi da TerraSAR-X (orbita ascendente) e 2 da COSMO-SkyMed (orbita ascendente e discendente). Queste immagini si caratterizzano da una risoluzione a 3m; anche se la trasposizione sul DEM (*Digital Elevation Model*) rende visibili pixel di circa 10m, il valore è pur sempre 2,5 volte superiore alle precedenti immagini. La densità di pixel è quindi di 2.5^2=6.25 volte maggiore. Le immagini coprono inoltre zone molto estese e presentano minori zone d'ombra rispetto ai precedenti interferogrammi a minore risoluzione. Nonostante l'elevata qualità delle immagini di questi interferogrammi, si hanno a disposizione solamente 5 immagini con periodi da 11 a 32 giorni ovvero relativamente brevi. A causa di ciò si possono rilevare solamente i movimenti delle classi

medie e veloci (in base alla fase caratteristica di 1.6 cm). Gli interferogrammi TerraSAR-X ascendente e COSMO-SkyMed sono risalenti a periodi più recenti (2009-2011), quindi un'eventuale modifica occorsa alle classi dei movimenti stabilita in precedenza non sempre è un'operazione affidabile, dato che nel frattempo la dinamica dei movimenti potrebbe essere mutata; l'entità di queste accelerazioni rende tuttavia improbabile il passaggio a classi di velocità superiori. Nonostante ciò Kääb *et al.* (2007a) hanno mostrato un legame tra il riscaldamento dell'atmosfera con un significativo incremento delle velocità in questo ultimo decennio dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Svizzere.
In base a queste considerazioni, si è quindi deciso di effettuare l'aggiornamento (*update*) di **tutti i poligoni** medi e veloci delle classi cm/d, dm/m e cm/m (v. cap. 3.5.1). È inoltre stata prestata grande attenzione ai 12 ghiacciai rocciosi (quando possibile) che sono monitorati con DGPS (v. parte III). Questo aggiornamento è stato possibile poiché precedentemente un catasto era già stato elaborato. La scarsità di interferogrammi ad alta risoluzione, la loro limitata copertura del territorio e la breve risoluzione temporale non avrebbero permesso di elaborare un catasto direttamente da queste immagini. Questi interferogrammi hanno permesso di ridisegnare 42 poligoni , di scoprirne 31 nuovi (tutti di piccole dimensioni) e di eliminare 6 poligoni di precedente dubbia qualità (v. cap. 4). Quando il segnale era particolarmente ben definito, gli interferogrammi TerraSAR-X e COSMO-SkyMed hanno permesso una verifica e a volte una modifica delle classi di velocità dei poligoni.

3.3. IL METODO INSAR

Radar

Il metodo InSAR è stato applicato con successo in Svizzera a partire dagli anni 90 del secolo scorso (Bamler & Hartl, 1998), in seguito al lancio del primo satellite ERS-1 per telerilevamento dell'agenzia spaziale Europea ESA avvenuto il 17 luglio 1991 in un'orbita polare eliosincrona ad un'altezza compresa tra i 782 e i 785 chilometri.
Alla base del sistema InSAR sta un RADAR, (*RAdio Detection And Ranging*). Un sistema RADAR è caratterizzato da un trasmettitore che genera le onde radio (microonde) irradiate verso il bersaglio, una antenna che riceve i segnali riflessi da terra, un ricevitore che elabora i segnali ricevuti dall'antenna (li amplifica in modo da renderli registrabili) ed infine un registratore che registra i segnali di ritorno. Il segnale, dopo essere stato inviato a terra dall'antenna, raggiunge il bersaglio e viene riflesso e diffuso in tutte le direzioni, subendo un'attenuazione (dovuta anche al passaggio attraverso l'atmosfera), uno sfasamento temporale e in alcuni casi una variazione di frequenza (se l'oggetto colpito è in movimento al momento in cui viene raggiunto dal segnale). Elaborando il tempo intercorso fra l'invio del segnale ed il suo ritorno all'antenna (dopo essere rimbalzato e diffuso in tutte le direzioni dal bersaglio), il sistema radar è in grado di calcolare la distanza fra sé e il bersaglio in questione, così come l'eventuale velocità dell'oggetto. La precisione del rilevamento dipende da parametri come la focalizzazione, ossia la capacità del sistema di concentrare il fascio di onde in un punto di piccole dimensioni.
Nel caso del rilevamento RADAR l'antenna viene montata su un velivolo in orbita attorno alla terra. Il trasmettitore e l'antenna sono orientati verso un lato del velivolo, normalmente il destro rispetto all'azimut, ossia alla direzione di volo del radar (parallela al suolo), in modo da permettere, mediante il tempo intercorso fra l'emissione ed il ritorno del segnale, una localizzazione del bersaglio rispetto all'antenna. In caso contrario il sistema sarebbe in grado di misurare solo la distanza di un determinato punto ma non la sua posizione rispetto al velivolo (destra-sinistra).
Il sistema Radar offre la possibilità di effettuare rilevamenti anche durante le ore notturne o in presenza di una coltre nuvolosa.
Si distinguono principalmente due tipi di sistemi Radar: il RAR (*Real Aperture Radar*, Radar ad Apertura Reale) e il SAR (*Synthetic Aperture Radar*, Radar ad Apertura Sintetica).

RAR

Un **RAR** è un sistema radar tradizionale, dove l'apparecchio è montato su un velivolo (aereo, satellite,…) ortogonale alla linea di volo *range* (fig. 2.2-A).
Il radar e l'antenna si spostano lungo la direzione dell'azimut per ottenere una nuova immagine che, associata alla prima, contribuisce a creare una mappa bidimensionale del territorio rilevato. La tecnologia RAR è molto imprecisa se utilizzata su piattaforme satellitari e presenta quindi una bassa risoluzione delle immagini. La dimensione di un pixel a terra può essere in questo caso maggiore di un km.
Un fattore limitante per la precisione del sistema Radar (dimensione dei pixel a terra) è la lunghezza dell'antenna.

SAR

La **tecnologia SAR** permette invece di aumentare in modo "virtuale" questa lunghezza, grazie al movimento dell'antenna e all'effetto doppler che deriva da questo spostamento rispetto al bersaglio.
Il sistema SAR sfrutta gli echi di ritorno da uno stesso bersaglio acquisiti in posizioni ed istanti diversi, simulando una schiera di antenne la cui lunghezza complessiva è molto maggiore di quella dell'antenna utilizzata.
L'antenna è montata su di un satellite, un aereo o un altro velivolo in grado di mantenere una altitudine costante per il tratto preso in considerazione (fig. 2.2-B).

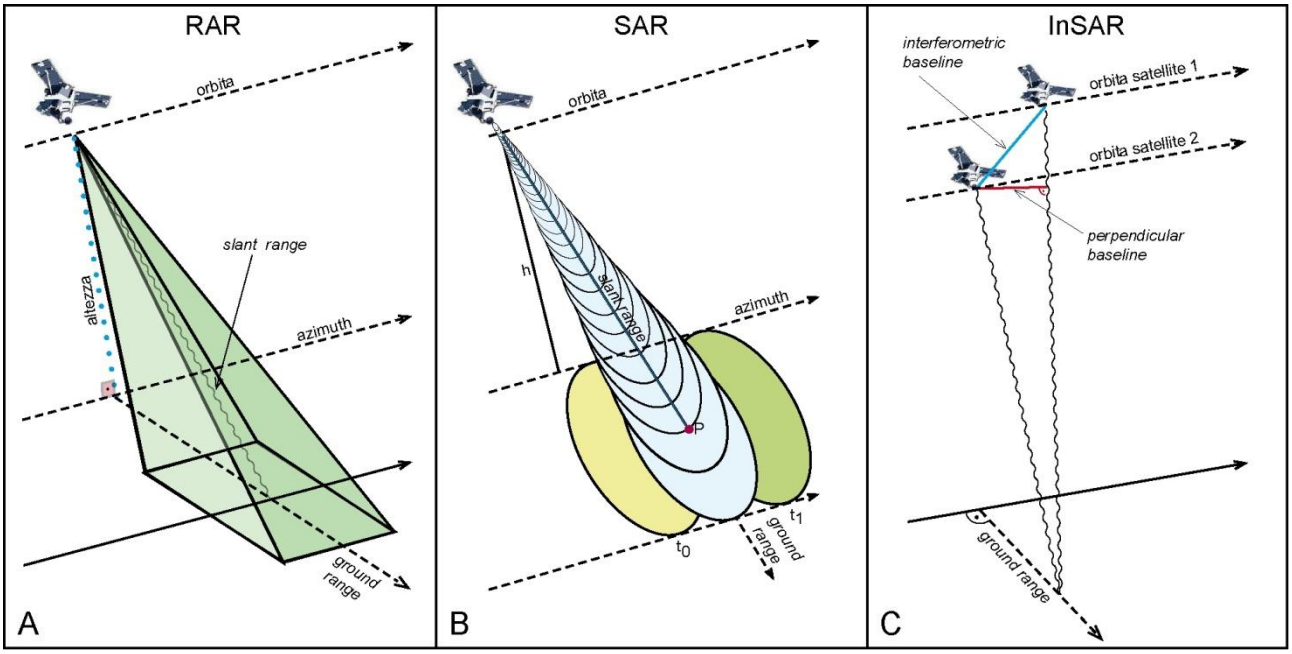


Fig. 2.2: (A) geometria di acquisizione di un sistema RAR. La direzione di volo del radar è detta *azimut* mentre, quella ortogonale alla linea di volo *range.* Il disegno riporta inoltre la direzione di trasmissione del segnale (in linea d'aria) *slant range* e la relativa *ground range*, che rappresenta la proiezione di quest'ultima al suolo.
(B) geometria d'acquisizione SAR. Il Radar è installato su un velivolo in orbita ad una altitudine h che si muove lungo la direzione dell'azimut ad una velocità v. La direzione *slant range* costituisce la direzione di orientamento dell'antenna e quindi della diffusione del segnale. L'angolo di incidenza del fascio di onde radio con il suolo è di 23° per i satelliti ERS. Il punto P a terra viene investito dal fascio di onde radio per la prima volta ad un tempo t_0. Il Radar rileva continuamente gli echi di ritorno da P dal tempo t_0 fino ad un tempo t_1. La lunghezza virtuale dell'antenna radar Lv è uguale al percorso del satellite fra t_0 e t_1.
$Lv = v.T$, dove $T = t_1 - t_0$
(C) geometria d'acquisizione InSAR. La linea di base interferometrica (*interferometric baseline*) rappresenta la distanza tra le orbite dei due satelliti.

INSAR

La tecnica dell'interferometria SAR (InSAR) consiste in pratica nella combinazione di due immagini radar da satellite acquisite da configurazioni orbitali leggermente diverse e a momenti diversi, con l'obiettivo di analizzare la differenza di fase interferometrica dei due segnali sensibile ai cambiamenti di topografia e agli spostamenti avvenuti durante l'intervallo di tempo tra le due acquisizioni. (Rosen *et al*., 2000).
Con questa tecnica è possibile ottenere due diversi risultati: un modello digitale di elevazione del terreno ad alta definizione (DEM) o una mappa di deformazione della zona in questione, che permette di individuare movimenti di terreno come smottamenti, frane o zone soggette a movimenti lenti e continui quali per esempio ghiacciai o ghiacciai rocciosi. Si ottiene in questo modo un'immagine pixelizzata, tipicamente in bianco e nero. Quanto più il campione è chiaro, tanto più il modulo dell'onda riflessa è elevato.
I modelli numerici di terreno permettono di stimare e rimuovere il contributo di fase dovuto alla topografia (Strozzi *et al*., 2001). La chiave di lettura degli interferogrammi InSAR consiste nell'identificare le zone dove il segnale interferometrico relativo, indicato da alcuni colori, si distingue dalle zone circostanti di colori differenti (v. cap 3.4, fig. 2.4). Si tratta perciò anche di un'interpretazione visuale soggettiva.
I satelliti analizzano una fascia di terreno larga circa 100 km. La fase interferometria si esprime con la formula 2.1:

$$\phi = \phi 1 - \phi 2 = \frac{4\pi}{\lambda} * (R2 - R1) \qquad (2.1)$$

Parametri: ϕ = *fase interferometrica*
$\phi 1 - \phi 2$ = *fasi delle immagini SAR*
$R2 - R1$ = *distanze delle posizioni SAR (satellite-suolo)*
λ = *lunghezza d'onda*

Le due immagini SAR possono essere rilevate istantaneamente, con l'ausilio di due diverse antenne installate sullo stesso velivolo (come sullo *Space Shuttle*) o, come appena visto, in intervalli di tempo diversi con due passaggi ad orbite leggermente diverse, come nel caso appunto dei satelliti per il telerilevamento (fig. 2.2-C). Questi satelliti percorrono orbite discendenti (Nord-Sud) e ascendenti (Sud-Nord) e irraggiano rispettivamente le zone a Ovest e a Est del satellite. Mentre i normali sistemi radar utilizzano le indicazioni relative all'ampiezza d'onda del segnale di ritorno, il sistema InSAR utilizza le informazioni relative ad ampiezza e fase dell'onda. Attraverso i dati di fase, il sistema può ricavare il *differential range* ed il *range change.* Il primo rappresenta la differenza fra le distanze tra uno stesso bersaglio e i due diversi punti di acquisizione. Il secondo rappresenta la differenza fra due coppie di immagini e indica uno spostamento del punto osservato fra la prima e la seconda acquisizione.
A differenza dei sensori ottici, il SAR ha la capacità di osservare oggetti attraverso le nuvole e, anche se solo parzialmente, attraverso le precipitazioni. In questo sistema i dati rilevati sono sottoposti a una complessa procedura di post-elaborazione che consente la generazione di immagini ad alta risoluzione spaziale.
In particolare, sfruttando appunto questa antenna con una dimensione virtuale, si riescono a ottenere anche immagini satellitari di alta definizione (dell'ordine del metro). I pixel che si vedono sugli interferogrammi dipendono tuttavia dal modello digitale di terreno e quindi sono normalmente di 25 metri di lato. I satelliti COSMO-SkyMed e TerraSAR-X producono invece delle immagini con una risoluzione a 3 m ma i pixel degli interferogrammi generati hanno una risoluzione di circa 10 m a causa del DEM a disposizione.
È qui importante sottolineare come i movimenti di terreno siano rilevati parallelamente alla linea di diffusione del segnale del satellite (*slant range*) e come la tecnologia InSAR sia in grado di percepire movimenti di dimensione inferiore alla lunghezza d'onda irraggiata dal RADAR con una precisione inferiore al centimetro.
Fonti di errore nelle rilevazioni InSAR possono essere errori relativi ai parametri orbitali, le distorsioni provocate dall'atmosfera e il cosiddetto *noise* o rumore.
Gli errori dei parametri orbitali sono dati da imprecisioni della traiettoria (orbita) dei satelliti, traiettorie che sono comunque monitorate da terra e corrette. Questi errori sono dell'ordine di alcuni centimetri.
L'atmosfera provoca delle perturbazioni del segnale RADAR a causa delle diverse caratteristiche dell'aria presente nelle varie regioni dell'atmosfera stessa. Queste caratteristiche sono per esempio la composizione dell'aria, l'umidità, la pressione e la temperatura.

Il rumore è dato da tanti fattori che contribuiscono a leggere perturbazioni del segnale. Fattori di questo tipo sono per esempio le variazioni dei bersagli che riflettono il segnale verso l'antenna (come le acque di un bacino o le fronde degli alberi, che sono soggette a repentini movimenti) e la diffusione di volume: il segnale che colpisce un oggetto con una superficie irregolare o che si trova nelle vicinanze di altri oggetti può subire diverse deviazioni prima di essere riflesso all'antenna (come nel caso di un albero, dove il segnale può venire deviato più volte dai rami).
Le differenze di fase date da queste ed altre imprecisioni, sommate alla fase data dalla topografia e dagli spostamenti del terreno, contribuiscono alla formazione della fase interferometrica percepita dal sistema.

3.3.1. LIMITI DI INSAR

L'interpretazione degli interferogrammi richiede una grande esperienza e la conoscenza di alcune limitazioni della tecnica per evitare di interpretare come movimenti fenomeni di disturbo del sistema. Dato che lettura delle immagini risulta essere dipendente dalla soggettività dell'utilizzatore, **i poligoni disegnati per questo catasto sono sempre stati analizzati da almeno due persone**, al fine di diminuire il più possibile il margine d'errore d'interpretazione. Nuovi interferogrammi e di migliore risoluzione sono continuamente disponibili, il che impone di **aggiornare** in continuazione il catasto dei movimenti di terreno anche perché le immagini InSAR segnalano un movimento in un preciso momento temporale che evidentemente è in costante evoluzione. Questa evoluzione può quindi essere monitorata con l'analisi di interferogrammi di periodi differenti.

Valutazione quantitativa dei movimenti

I satelliti di telerilevamento misurano i movimenti parallelamente alla direzione dell'onda che emette, con angolazioni linea/Nadir definite (v. tab. 2.1) che non sono mai perpendicolari al terreno orizzontale. In ambiente di alta montagna, la topografia data dall'esposizione dei versanti e dalla loro inclinazione, rende ancora più difficile una misura quantitativa dei movimenti verticali o orizzontali. Il risultato che deriva da InSAR è dato perciò da una componente vettoriale di questi fattori. Anche per questo motivo si sono definite delle classi di movimento che rappresentano degli ordini di grandezza delle velocità dei movimenti (v. cap. 3.5.1).

Neve / Ghiaccio / Acqua

Le onde RADAR sono purtroppo riflesse in modo anomalo da superfici liquide o umide. Queste superfici, come specchi d'acqua, superfici innevate o ghiacciate producono delle zone decorrelate. Di conseguenza non è consigliabile lavorare su interferogrammi presi in inverno o in primavera allo scioglimento delle nevi. Anche le immagini prese in occasione di intensi temporali sono da valutare attentamente. In particolar modo per gli interferogrammi a corto termine (da 1 giorno fino a 3 mesi), è stato importante valutare le condizioni meteo risalenti al periodo studiato. Importanti precipitazioni in alta montagna in settembre e ottobre possono infatti condizionare la qualità delle immagini per questi periodi a causa della presenza di neve al suolo. Questo si è verificato per gli anni 1993, 1995 e 2000. Inverni particolarmente carichi di neve come l'inverno 2000/2001 possono condizionare i dati InSAR dell'estate seguente a causa del ritardo nello scioglimento della neve. Questa considerazione sta quindi alla base del lavoro di selezione degli interferogrammi su dati meteo (vedi cap. 3.1.1.).

Atmosfera

L'atmosfera cambia il suo spessore in relazione alle regioni di montagna che presentano differenze altimetriche. Ciò genera (su vaste regioni) dei cambiamenti di colore sugli interferogrammi che possono rendere più difficile l'identificazione di cambiamenti di fase causati da movimenti di terreno.

Vegetazione

La vegetazione e in particolare le fronde degli alberi perturbano i segnali radar di ritorno. Di conseguenza i segnali si presentano di buona qualità solamente al di sopra del limite del bosco, cioè sopra i 2000 m slm.

Bordi delle immagini

Le aree che si trovano ai bordi delle immagini interferometriche si presentano spesso decorrelate (effetto detto *layover*). Si deve quindi prestare attenzione.

Ampiezza movimenti

In principio è possibile quantificare i movimenti la cui ampiezza non superi la lunghezza della fase dell'onda RADAR (ERS/ENVISAT: 2.8 cm ; JERS/ALOS: 11.2 cm; TerraSAR-X/COSMO-SkyMed: 1.6 cm). È perciò importante avere a disposizione immagini con una risoluzione temporale differente.

Orientamento dei versanti

A causa dell'orbita polare eliosincrona dei satelliti, i versanti meglio irraggiati sono quelli con esposizione est e ovest. La qualità è mediocre per i versanti nord e quasi nulla per i versanti sud. La fig. 2.3 propone un'analisi qualitativa in base alla densità della copertura satellitare per le regioni del Cantone Ticino (Mari *et al*., 2011a). Per questa analisi non si sono tenuti in considerazione i satelliti TerraSAR-X e COSMO-SkyMed dato che non hanno contribuito all'elaborazione iniziale del catasto; gli interferogrammi ad alta risoluzione di questi due satelliti presentano comunque una maggiore densità di copertura per le regioni occidentali rispetto a quelle orientali e settentrionali.

Regione	ERSasc	ERSdesc	JERS	ALOS	IPTA	Qualità generale
BeR	*low*	*high*	*high*	*medium*	*zero*	***high***
BeL	*high*	*low*	*high*	*medium*	*zero*	***high***
LeR1	*medium*	*high*	*high*	*high*	*low*	***high***
LeR2	*medium*	*medium*	*high*	*high*	*low*	***high***
LeR3	*medium*	*low*	*high*	*high*	*low*	***high***
LeR4	*low*	*zero*	*medium*	*high*	*low*	***medium***
LeL1	*medium*	*high*	*high*	*high*	*low*	***high***
LeL2	*medium*	*high*	*high*	*high*	*low*	***high***
LeL3	*medium*	*high*	*high*	*high*	*medium*	***high***
LeL4	*zero*	*high*	*medium*	*medium*	*medium*	***medium***
BiR1	*high*	*low*	*high*	*high*	*zero*	***high***
BiR2	*high*	*medium*	*high*	*high*	*low*	***high***
BiR3	*high*	*zero*	*medium*	*high*	*low*	***high***
BiL1	*low*	*medium*	*high*	*medium*	*zero*	***medium***
BiL2	*zero*	*medium*	*high*	*medium*	*low*	***medium***
BiL3	*low*	*medium*	*high*	*medium*	*low*	***medium***
BiL4	*zero*	*medium*	*medium*	*low*	*high*	***medium***
Ma1	*medium*	*low*	*high*	*medium*	*zero*	***medium***
Ma2	*low*	*low*	*high*	*high*	*medium*	***high***
MA3	*medium*	*zero*	*high*	*high*	*low*	***high***
Ma4	*zero*	*zero*	*high*	*medium*	*zero*	***medium***
Ve	*low*	*low*	*medium*	*medium*	*low*	***medium***
RiR	*zero*	*zero*	*low*	*low*	*low*	***low***
RiL	*zero*	*medium*	*medium*	*zero*	*low*	***medium***

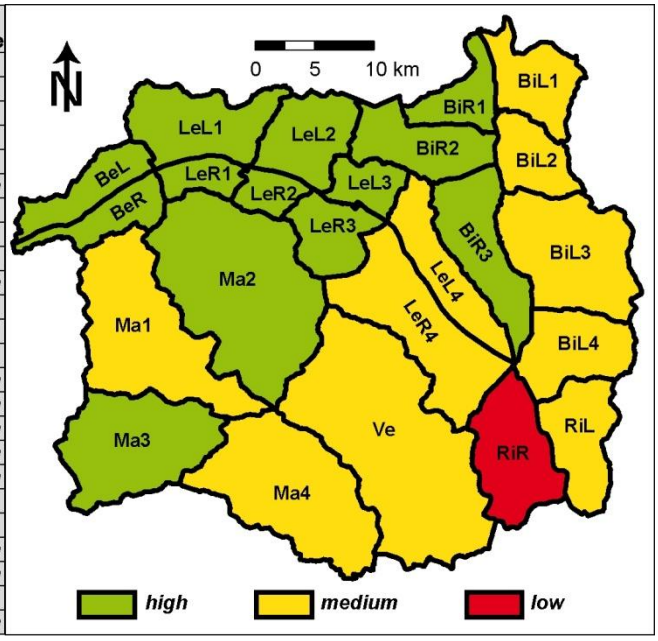


Fig. 2.3: valutazione sulla qualità (riferita alla copertura spaziale) degli interferogrammi in base alla regione d'investigazione (ispirato da Mari *et al*., 2011a). Questa statistica è stata elaborata senza considerare le 5 immagini TerraSAR-X e COSMO-SkyMed.

Le zone studiate possono presentare un'alta qualità (*high*) quando l'immagine copre più del 90% della superficie, una qualità media (*medium*) quando la superficie ricoperta non supera il 70% ed una qualità bassa (*low*) quando non supera il 40%. Se la superficie ricoperta è inferiore al 20%, non è possibile ottenere dei dati attendibili (*zero*). Questa valutazione dipende chiaramente dall'orientazione dei versanti, i quali presentano in linea di massima la medesima orientazione all'interno della medesima regione. Per valutare i dati IPTA si sono seguiti criteri di densità dei punti riflessi in rapporto con la superficie della zona.
Come mostra la fig. 2.3, 13 regioni presentano una copertura satellitare di alta qualità, 10 presentano una qualità media dato che hanno un solo interferogramma ad elevata copertura del territorio mentre la regione RiR presenta una bassa qualità generale di copertura satellitare. In linea generale si può concludere che le zone con una migliore qualità si trovano generalmente a nord-ovest del cantone. Nella zona sud-est dell'area di studio la qualità della copertura satellitare cala leggermente. Questa considerazione è valida anche se si

considerano i 5 interferogrammi TerraSAR-X e COSMO-SkyMed: le zone meglio coperte e con immagini di migliore qualità sono quelle nord-occidentali (Maggia, Bedretto e Alta Leventina).

Pareti ripide

Le pareti rocciose ripide non sono adatte ad essere studiate con InSAR a causa dello sfavorevole angolo d'incidenza che generano con l'onda radar dei satelliti.

Risoluzione interferogrammi

I movimenti di terreno sono stati censiti quando erano presenti 3 o meno pixel decorrelati. Quindi movimenti inferiori a 75 m non sono stati catalogati, rispettivamente 30 m per le immagini ad alta risoluzione.

3.4. POTENZIALITÀ DELLA TECNICA INSAR

Il modo per interpretare le immagini consiste nell'identificare e quindi delimitare con un poligono le regioni dove il segnale interferometrico indicato da colori, si distingue dalla regione circostante.
Un segnale è detto **coerente** quando la zona che delimita presenta uniformità di colori differenti dalle regioni circostanti (fig. 2.4-A). Il segnale è detto **decorrelato** quando invece al suo interno si presenta una forte eterogeneità cromatica in relazione alle aree circostanti più uniformi (fig. 2.4-B). Un ciclo di fase di 2π, che corrisponde a uno spostamento nella direzione di osservazione del satellite di mezza lunghezza d'onda del segnale (2.8 cm nel caso dei dati ERS), è rappresentato dai cicli di colore (fig. 2.4).Si ribadisce che un poligono di movimento rappresenta solo il movimento misurato dal radar e non corrisponde necessariamente alla forma geomorfologica.

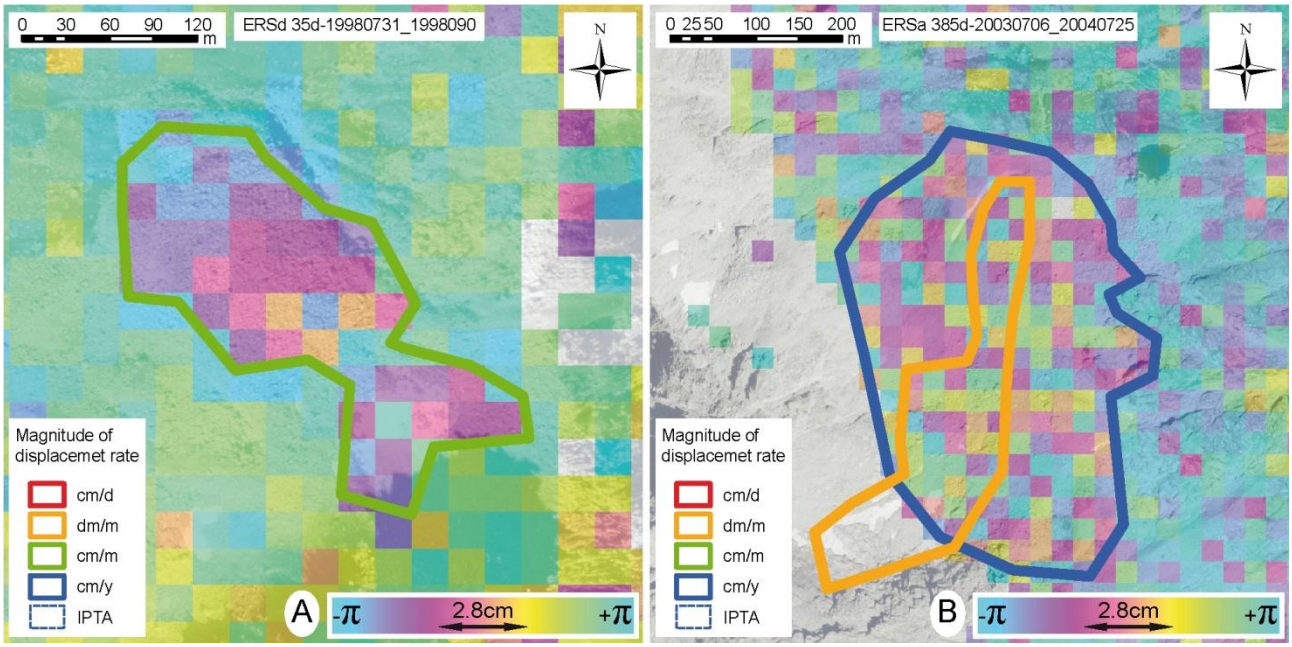


Fig. 2.4: esempi interferogrammi ERS della regione Gottardo. (A) zona coerente contornata dal poligono verde sul ghiacciaio roccioso Pizzo dell'Uomo I: si noti come le tonalità rosse del poligono differiscono dalle tonalità blu delle zone limitrofe. I movimenti sono circa di 1 cm su 35 giorni, quindi ci si ritrova nell'ordine di grandezza di cm/m. (B) zona decorrelata su 385 giorni evidenziata dal poligono blu del ghiacciaio roccioso Fiorina. Il poligono arancio è stato delimitato usando un'altra immagine interferometrica.

Può succedere che più poligoni di classi di velocità differenti si sovrappongono. Questo è dovuto al fatto che i singoli poligoni sono stati disegnati da immagini interferometriche differenti. Queando questo succede è possibile identificare delle eterogeneità di movimento all'interno della forma geomorfologica. Quando due poligoni di differenti classi di velocità occupano una stessa area, per quest'area prevale la classe di velocità più elevata. Quando invece due o più interferogrammi distinti permettono di disegnare più poligoni con la stessa classe di velocità, questi si sono stati uniti per ottenere un solo poligono.

Come si può vedere dalla fig. 2.4-A, il ghiacciaio roccioso Pizzo dell'Uomo I (regione del Passo del Gottardo) presenta una superficie maggiore del suo poligono di movimento, in particolare la sua zona frontale non si presenta coerente come il resto del corpo del ghiacciaio roccioso.

Sempre nella regione del Passo del Gottardo, il ghiacciaio roccioso Fiorina (fig. 2.4-B) presenta una zona decorrelata sulla immagine ERS (poligono blu) con orbita discendente a 385 giorni, il che significa che il movimento ha un ordine di grandezza di cm/a (cm/y). Lo stesso ghiacciaio roccioso presenta una zona interna più rapida decorrelata su un immagine ALOS a 46 giorni, il che significa che l'ordine di grandezza del movimento è di dm/m (v. cap. 3.5, tab. 2.3).

Generalmente un segnale coerente è dovuto ad un movimento omogeneo, d'ampiezza inferiore alla fase dell'onda radar (ERS/ENVISAT: 2.8 cm ; JERS/ALOS: 11.2 cm; TerraSAR-X/COSMO-SkyMed: 1.6 cm).

Un segnale decorrelato corrisponde invece ad una cattiva riflessione dell'onda (neve, acqua, vegetazione,...) oppure ad un movimento che può essere più grande della fase dell'onda radar. **Un segnale decorrelato ci può indicare anche un movimento complesso e irregolare di una superficie**, magari dove sono presenti grandi massi che si spostano in modo eterogeneo reciprocamente, come sui ghiacciai rocciosi. Questo fenomeno è ancora maggiormente messo in evidenza dai segnali decorrelati delle immagini ad alta risoluzione di TerraSAR-X e COSMO-SkyMed. Per identificare questo tipo di decorrelazione è quindi di fondamentale importanza un'analisi geomorfologica mediante ortofoto.

Partendo da queste considerazioni e sulla base di esperienze simili effettuate in Vallese (Delaloye *et al.,* 2005 e Delaloye *et al.*, 2008a), Delaloye *et al.*, (2007b) propongono la tab. 2.2, dove si esegue una corrispondenza tra il tipo e la risoluzione temporale degli interferogrammi con il tipo di forma geomorfologica. Questa valutazione è funzionale solamente per i satelliti ERS/ENVISAT.

	Risoluzione temporale e tipo di segnale InSAR			
Forma geomorfologica	**1 giorno (inverno)**	**1 giorno (estate)**	**35-105 giorni**	**Anno/i**
Ghiacciaio	coerente	decorrelato	decorrelato	decorrelato
Ghiacciaio coperto	coerente	decorrelato	decorrelato	decorrelato
Morena di spinta	-	-	coerente / decorr.	decorrelato
Ghiacciaio roccioso				
Destabilizzato	coerente	coerente	decorrelato	decorrelato
Molto attivo	-	(coerente)	decorrelato	decorrelato
Attivo	-	-	decorrelato	decorrelato
Poco attivo	-	-	coerente	decorrelato
Quasi inattivo	-	-	-	coerente
Frane				
Veloci	-	-	coerente / decorr.	decorrelato
Lente	-	-	-	coerente
Geliflussione	-	(decorrelato)	decorrelato	decorrelato
Subsidenza da drenaggio	-	-	coerente	coerente

Tab. 2.2: potenzialità dei segnali InSAR ERS per il rilevamento dei movimenti di versante: - = nessun segnale, (x) = segnale possibile (tabella rielaborata da Delaloye *et al.*, 2007b).

Per ciò che concerne invece il rilevamento dei poligoni con IPTA, si devono individuare i punti riflettori coerenti rispetto ai punti circostanti. Si è scelto di caratterizzare con un indice di qualità alto (*high*) solo i movimenti che presentavano 3 o più punti coerenti, mentre gli altri movimenti sono stati catalogati come qualità media (*medium*) se presentavano 2 punti e come qualità bassa (*low*) se presentavano un solo punto di diverso colore.

3.5. SCELTA DELLE VELOCITÀ E DELLE FORME GEOMORFOLOGICHE DI MOVIMENTO DI TERRENO

3.5.1. VELOCITÀ (RUBRICA *VELOCITY*) (V. ALLEGATO 2.1)

Le velocità di movimento InSAR (rubrica *velocity*) sono state suddivise in 4 classi dove ognuna rappresenta un ordine di grandezza caratteristico (tab. 2.3). Questa suddivisione è comune ad altri lavori simili svolti in Vallese (Delaloye *et al.*, 2008a).

Classe velocità	Tipo di segnale e satellite	Osservazioni
cm/d	Riscontrabile su interferogrammi ERS a 1 giorno.	Le velocità annuali variano generalmente da 2 a 5 m/a.
dm/m	Decorrelato su interferogrammi ERS a 35 giorni . Decorrelato su interferogrammi ALOS/JERS a 46/44d. Decorrelato su interferogrammi a 11-22 giorni (TerraSAR-X) e 16-32 giorni (CosmoSkyMed).	La velocità di spostamento è di circa 5-20 cm/m ossia 0.5-2 m/y. Le zone di geliflusso sono un'eccezione dato che producono un segnale decorrelato causa del loro movimento eterogeneo anche più lento di 0.5 m/y.
cm/m	Segnale coerente su interferogrammi ERS a 35 giorni. Segnale coerente su interferogrammi ALOS/JERS a 46/44d. Decorrelato su interferogrammi ERS a 70-105 giorni. Coerente su TerraSAR-X 22giorni e su COSMO-SkyMed 32 giorni.	Le velocità sono comprese tra 10 e 20 cm/y. Sono presenti quasi tutti i ghiacciai rocciosi monitorati con GPS (v. parte III).
cm/y	Riscontrabile su interferogrammi da 1 anno (ERS). Riscontrabile a volte su interferogrammi JERS e ALOS. Riscontrabile con IPTA.	Movimenti molto lenti visibili solo su pochi interferogrammi a lungo periodo. Buona precisione con IPTA.

Tab. 2.3: chiave di lettura degli interferogrammi in funzione delle classi di velocità.

3.5.2. FORMA GEOMORFOLOGICA (RUBRICA *LANDFORM*) (V. ALLEGATO 2.1)

Le forme geomorfologiche (v. parte I, cap. 3.6) sono state determinate in base all'osservazione di foto aeree e carte topografiche. Come per l'identificazione dei poligoni, anche per l'interpretazione delle forme geomorfologiche si è resa necessaria l'analisi da parte di almeno 2 persone, a causa della soggettività del lavoro di riconoscimento. Si sono distinte, in accordo sempre con lavori simili svolti in Vallese (Delaloye *et al.*, 2008a), le seguenti forme geomorfologiche:

Rock glacier (ghiacciaio roccioso)

I poligoni InSAR e le foto aeree hanno permesso di stabilire il grado d'attività dei ghiacciai rocciosi (attivo, inattivo e fossile).

Debris-covered glacier (ghiacciaio coperto da sedimenti sciolti e ghiacciaio nero)

I segnali di queste forme si vedono molto bene su zone decorrelate di interferogrammi a 1 giorno. La grande velocità che ne risulta non necessariamente rappresenta il reale movimento, ma anche fenomeni di subsidenza dovuta allo scioglimento della neve.

Push moraine (morena di spinta)

Questi corpi si riscontano generalmente come segnali su immagini mensili e annuali.

Moraine (morena)

Questi corpi si riscontano generalmente come segnali decorrelati su immagini mensili.

Gelifluction (lobi di geliflusso)

I segnali si possono riscontrare come zone eterogenee e dunque decorrelati su interferogrammi a lungo periodo.

Debris-mantle (falda di detrito)

Riscontrabili generalmente su interferogrammi a 1 mese.

Landslide/sagging (dissesti di versante)

I dissesti di versante interessano spesso delle grandi aree, anche di diversi km^2. Queste zone sono sovente evidenziate, oltre che da interferogrammi a differenti periodi, anche da numerosi punti bersaglio (IPTA).

4. RISULTATI

Complessivamente questo lavoro ha permesso di catalogare in Ticino 203 poligoni di movimento InSAR, i quali definiscono 148 movimenti di terreno appartenenti ad altrettante forme geomorfologiche. In ordine decrescente le forme geomorfologiche più ricorrenti sono i ghiacciai rocciosi attivi (57 oggetti, v. parte III), i dissesti di versante (34), i ghiacciai coperti (25), le falde di detrito (9), le morene (5), i lobi di geliflusso (5), le morene di spinta (2), e gli *ice patch* (2). Sono anche stati catalogati movimenti di terreno di origine antropica (9) come per esempio le cave (per maggiori dettagli si veda l'allegato 2.3). I poligoni InSAR e le forme geomorfologiche presentano una distribuzione eterogenea sul territorio.
Prima di fornire una visione generale, si cercherà di illustrare i risultati regione per regione secondo la suddivisione elaborata nel cap.2.3 (fig. 2.1), partendo da est (Valle Bedretto) verso ovest (Valle di Blenio) e raggruppando in linea di massima le regioni che presentano caratteristiche topografiche (altezza media dei versanti) e climatiche (precipitazioni e temperature) simili (v. parte I). Verranno presentati i movimenti InSAR dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi che sono stati scelti per un monitoraggio cinematico e termico (v. parte IV), confrontandoli se necessario con i movimenti GPS al fine di ottenere un'eventuale conferma dei valori misurati con InSAR.
Si tiene a sottolineare come nelle figure usate in questa parte sono sempre rappresentati tutti i poligoni di movimento ma è possibile visualizzare un solo interferogramma, di conseguenza alcuni poligoni possono essere giustificati solo con altre immagini InSAR o con una combinazione di più immagini.

4.1. VALLE BEDRETTO (REGIONI BEL , BER)

La Valle Bedretto si trova a nord-est della regione investigata. In questa regione si possono osservare 35 poligoni di movimento su un territorio relativamente ristretto (fig. 2.5). I movimenti in queste regioni sono in maggior parte appartenenti alla classe dm/m e in due casi (si tratta di ghiacciai coperti) alla veloce classe cm/d, l'unico caso in Ticino! Sia sul versante destro sia su quello sinistro i movimenti di versante relativamente rapidi sono sempre dovuti alla presenza di ghiacciai coperti o ghiacciai rocciosi. L'altitudine di questi movimenti è generalmente compresa tra i 2500 e i 3000 m slm, dove sono presenti ambienti glaciali composti da ghiacciai, nevai perenni e ghiacciai coperti.
Nel versante destro, tra i 2150 e i 2380 m slm di altitudine, nella Val Cavagnolo, si trova l'unico movimento non situato in ambiente glaciale o periglaciale e cioè uno scivolamento con velocità dell'ordine di cm/m (fig. 2.5). Da notare come la zona del versante idrografico destro della Valle Bedretto, confinante con le regioni settentrionali Ma1 e Ma2, presenti una densità di movimenti particolarmente elevata se confrontata ad altre

zone del Cantone a parità di condizioni altimetriche. In pochi km^2 sono presenti un relativamente grande numero di ghiacciai rocciosi e ghiacciai coperti appartenenti alla classe di velocità dm/m.
L'osservazione delle foto aeree ha mostrato come in generale la Valle Bedretto, in particolare il versante destro presenta un grande numero di scarpate e controscarpate che suggeriscono la presenza di DGPV diffuse su tutto il versante. Tali osservazioni sono confermate anche dalla carta dei dissesti del Cantone Ticino (IST-SUPSI, 2012) elaborata recentemente dall'Istituto di Scienze della Terra (IST) della Scuola Universitaria Professionale della Svizzera Italiana (SUPSI) (v. cap 5.4, parte IV).

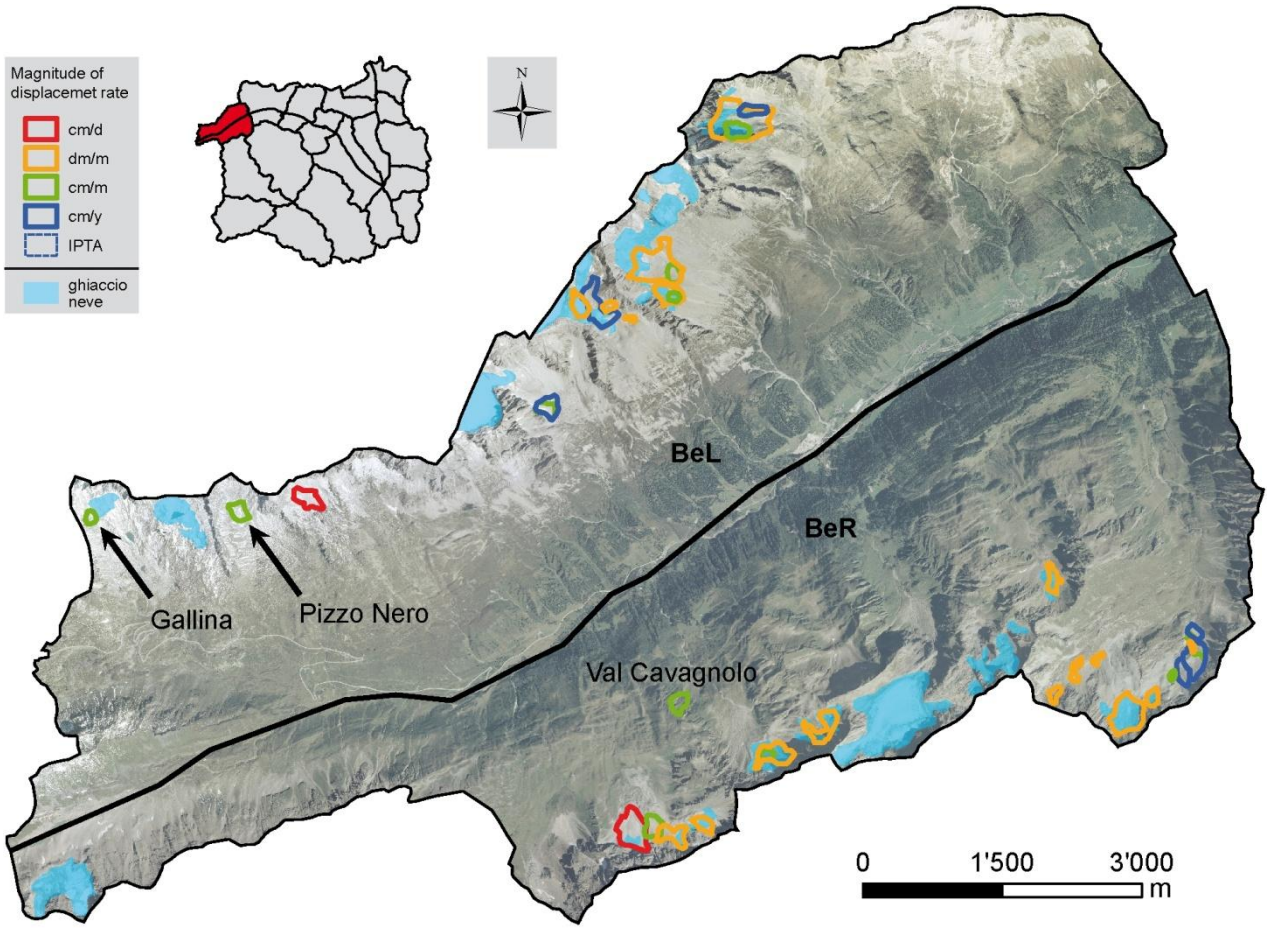


Fig. 2.5: movimenti di terreno visibili con InSAR in Val Bedretto. Sono visualizzate le regioni destra (BeR) e sinistra (BeL).

I movimenti di terreno che si trovano sul versante idrografico destro sono situati in zone molto discoste dalle strade di accesso, mentre sul versante sinistro l'accesso ai movimenti di terreno è più agevole, data la presenza della strada del Passo della Novena che sale fino a quasi 2500 m slm. Per questo motivo si è scelto di monitorare il ghiacciaio roccioso Pizzo Nero che si trova alle pendici dell'omonima vetta dall'estate 2009 (v. parte IV). I movimenti di questo ghiacciaio roccioso (cm/m) sono visibili su un segnale ERS a 35 giorni e decorrelati su COSMO-SkyMed a 32 giorni. Come mostra la fig. 2.6, l'interferogramma di COSMO-SkyMed ha permesso di completare la forma del poligono di movimento anche sulla parte in ombra dell'interferogramma ERS. Viceversa la parte in ombra di COSMO-SkyMed è stata coperta dall'immagine ERS. Questo è un esempio di come l'aggiornamento eseguito con le immagini ad alta risoluzione abbia potuto definire con maggiore precisione i contorni del poligono.
Un esempio di movimento di versante scoperto grazie all'aggiornamento con interferogrammi ad alta risoluzione, corrisponde al poligono di movimento del ghiacciaio roccioso Gallina. Dal primo catasto elaborato senza gli interferogrammi ad alta risoluzione, la zona risultava priva di movimenti. Anche con interferogrammi ERS in orbita discendente non era possibile individuare zone correlate o decorrelate che potessero indicare una qualche attività. Di conseguenza il ghiacciaio roccioso Gallina era stato subito classificato come inattivo. Dopo il controllo tramite un interferogramma COSMO-SkyMed a 32 giorni è subito apparsa una zona coerente e in parte decorrelata chiaramente distinguibile dalle regioni circostanti

(fig. 2.7). Questo ghiacciaio è stato quindi monitorato tramite DGPS a partire dall'estate 2012. I dati a nostra disposizione per i movimenti relativi all'estate 2012 hanno confermato dei movimenti verticali molto importanti, dell'ordine di 30 cm/a di velocità. La decorrelazione che si può vedere al centro del poligono è da imputare ai movimenti eterogenei dei blocchi che sprofondano in modo disordinato, anche a causa della loro differente dimensione, come d'altronde confermato dai movimenti DGPS (v. cap. 4.7.2, parte IV).

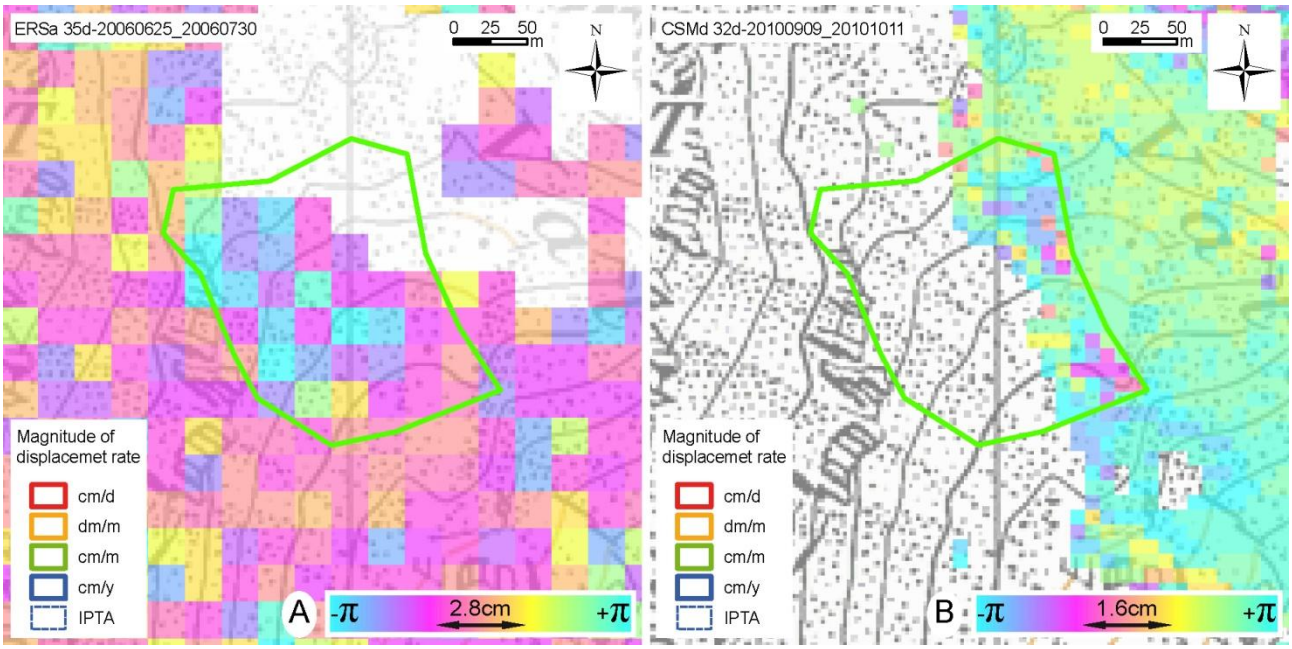


Fig. 2.6: immagini ERSa a 35 giorni (A) e COSMO-SkyMed a 32 giorni (B) del ghiacciaio roccioso Pizzo Nero. Si noti come il poligono verde di movimento è stato ottenuto dalla combinazione dei questi due interferogrammi.

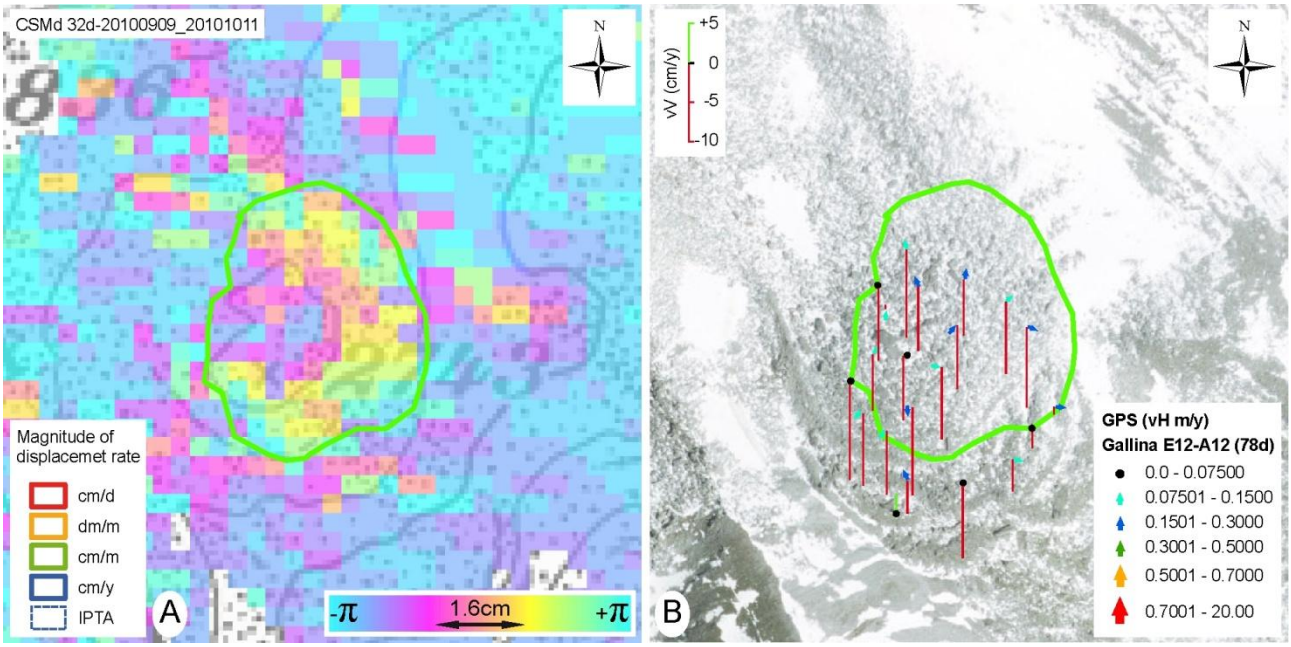


Fig. 2.7: ghiacciaio roccioso Gallina. (A) coerenza-decorrelazione del segnale su interferogramma COSMO-SkyMed a 32 giorni, causata dallo sprofondamento irregolare dei blocchi, evidenziato dall'eterogeneità della direzione orizzontale delle frecce nell'immagine su ortofoto (B). Va comunque tenuto in considerazione il possibile influsso del margine d'errore considerando il corto periodo di misura (78 giorni) in relazione alla basse velocità orizzontali di questo ghiacciaio roccioso (13 cm/a per il periodo estivo 2012).

Si deve tenere in considerazione che i risultati InSAR e DGPS non sono stati rilevati nello stesso periodo. L'interferogramma COSMO-SkyMed a 32 giorni ha misurato i movimenti tra settembre e ottobre 2010, mentre i dati di spostamento DGPS si riferiscono alla media del periodo luglio-ottobre 2012. Questo fatto potrebbe spiegare che possano essersi verificati delle eventuali differenze di ordine di grandezza tra questi due sistemi di monitoraggio, come anche evidenziato da Mari *et al.* (2011a).

4.2. ALTA VALLE MAGGIA (REGIONI MA1, MA2)

La Valle Maggia parte dalla regione del Delta della Maggia e si estende fino a meridione della Valle Bedretto, comprendendo una serie di valli secondarie, come per esempio la Valle Bavona e la Valle Rovana a ovest e la Valle Lavizzara più a est. Si tratta dunque di un territorio esteso, ma nonostante ciò i movimenti di terreno InSAR sono concentrati prevalentemente nei settori NO delle sottoregioni Ma1 e Ma2, che rappresentano solo la parte alta di questa valle (fig. 2.8); qui come per il versante idrografico destro della Valle Bedretto, si contano una discreta presenza di movimenti medio-veloci (dm/m). In totale in Alta Valle Maggia si sono catalogati 28 movimenti di terreno, prevalentemente con velocità dell'ordine di dm/m. Molti di questi movimenti relativamente veloci sono da attribuire ai ghiacciai coperti, presenti a NE della sottoregione Ma1, dove tra l'altro è presente anche il ghiacciaio del Basodino (che è il più grande del Cantone) e altri ghiacciai più piccoli (Cavagnöö, Antabia). Tutti i movimenti appartenenti alle classi cm/m e dm/m sono situati al di sopra dei 2300 m di altitudine.

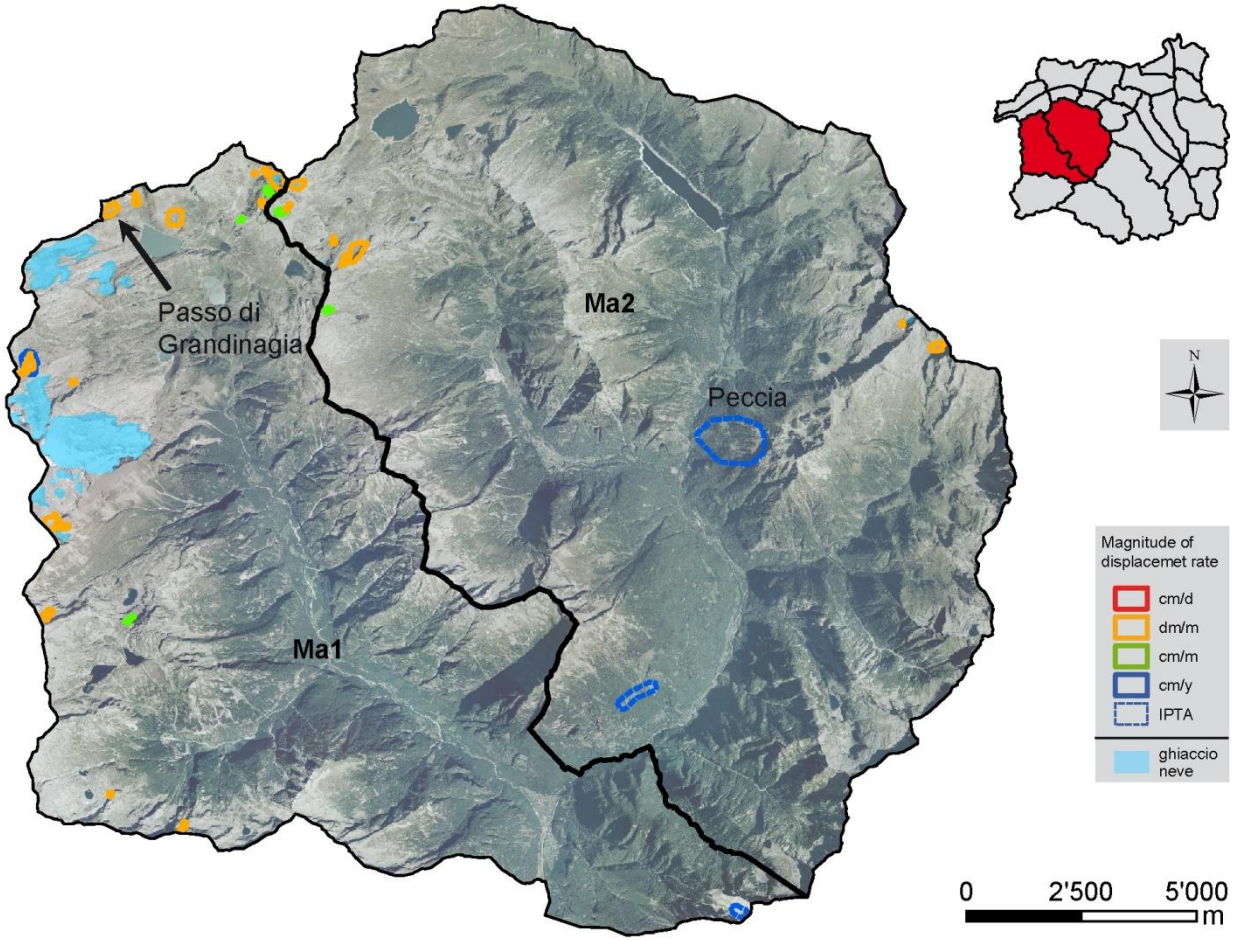


Fig. 2.8: movimenti di terreno InSAR in Alta Valle Maggia. Sono visualizzate le regioni Ma1 e Ma2.

L'indagine mediante IPTA ha invece permesso di rintracciare 3 movimenti di terreno situati a altitudini comprese tra i 1000 m slm e i 1980 m slm. Particolarmente interessante è invece lo scivolamento rotazionale di Peccia in Val Lavizzara: qui sono presenti numerosi punti-bersaglio IPTA che ne fanno (con una superficie effettiva di circa 2 km^2) uno dei più grandi movimenti di terreno catalogati in Ticino (Donadini,

1999). La tecnica IPTA è comunque molto efficace per rintracciare questi movimenti molto lenti situati ad altitudini basse rispetto agli ambienti periglaciali.
In Alta Valle Maggia i movimenti di terreno InSAR si trovano in zone molto discoste dalle normali vie di comunicazione, fatta eccezione per il ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia che si trova sotto il Pizzo di Grandinagia sul versante confinante della Valle Maggia con la Valle Bedretto a un'ora di cammino dal bacino artificiale del lago di Cavagnoli. Questo ghiacciaio roccioso presenta un'immagine decorrelata, chiaramente visibile mediante l'interferogramma COSMO-SkyMed a 32 giorni (fig. 2.9). Questa immagine ha permesso un aggiornamento del vecchio poligono elaborato con ALOS-PALSAR a 46 giorni.

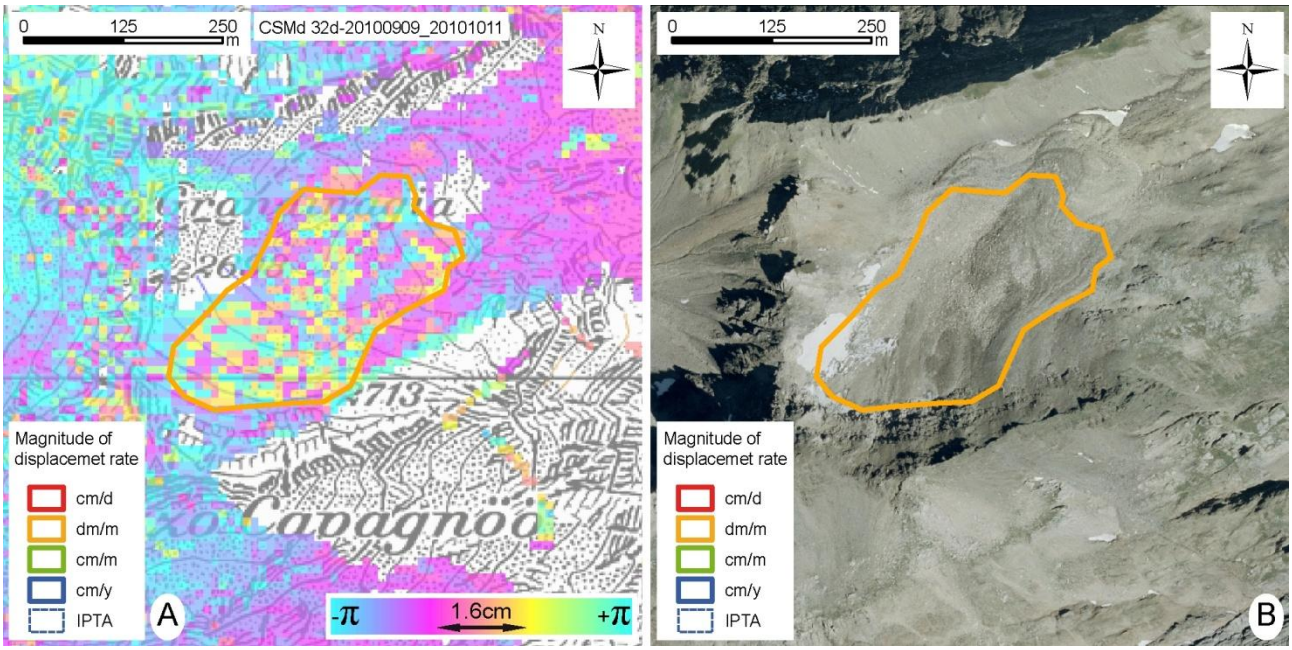


Fig. 2.9: immagine COSMO-SkyMed a 32 giorni (A) e ortofoto (B) del ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia.

Il ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia è stato scelto per il monitoraggio cinematico DGPS. Questo ghiacciaio si trova in ambiente periglaciale e le sue radici ricoprono parte del ghiaccio sedimentario a monte, come è possibile notare dall'ortofoto. Si tratta di una regione estremamente complessa da un punto di vista geomorfologico, con delle morene laterali che sovrastano parzialmente il corpo più a monte del ghiacciaio roccioso. I movimenti di questo ghiacciaio sono molto complessi e subiscono l'influenza dello scioglimento del ghiaccio sedimentario che provoca dei movimenti verticali estremamente importanti in rapporto a quelli orizzontali (v. cap. 4.8.2, parte IV).

4.3. Bassa Valle Maggia e Valle Verzasca (regioni Ma3, Ma4, Ve)

La Bassa Valle Maggia è definita dalle sottoregioni Ma3 e Ma4 e insieme alla Valle Verzasca (Ve) occupa i quadranti sud occidentali della regione studiata con InSAR (fig. 2.10). Queste sottoregioni si trovano ad altitudini generalmente basse, sotto i 2000 m slm, fatta eccezione per i versanti meridionali dell'alta Valle Verzasca e per i versanti orientali delle Valli di Bosco Gurin (Ma3) e di Campo (Ma3), dove si possono anche raggiungere i 2500 m slm. La sottoregione Ma4 comprende invece terreni di fondovalle e zone di bosco con versanti sempre al di sotto dei 2000 m slm. In queste regioni è assente ogni forma di glacialismo. A causa della loro posizione meridionale, per queste regioni non è stato possibile effettuare l'aggiornamento del catasto dei poligoni con gli interferogrammi ad alta risoluzione TerraSAR-X e COSMO-SkyMed. Tuttavia le immagini ERS*ascending*, JERS e ALOS-PALSAR hanno permesso una discreta copertura del territorio, anche buona per la sottoregione Ma3.

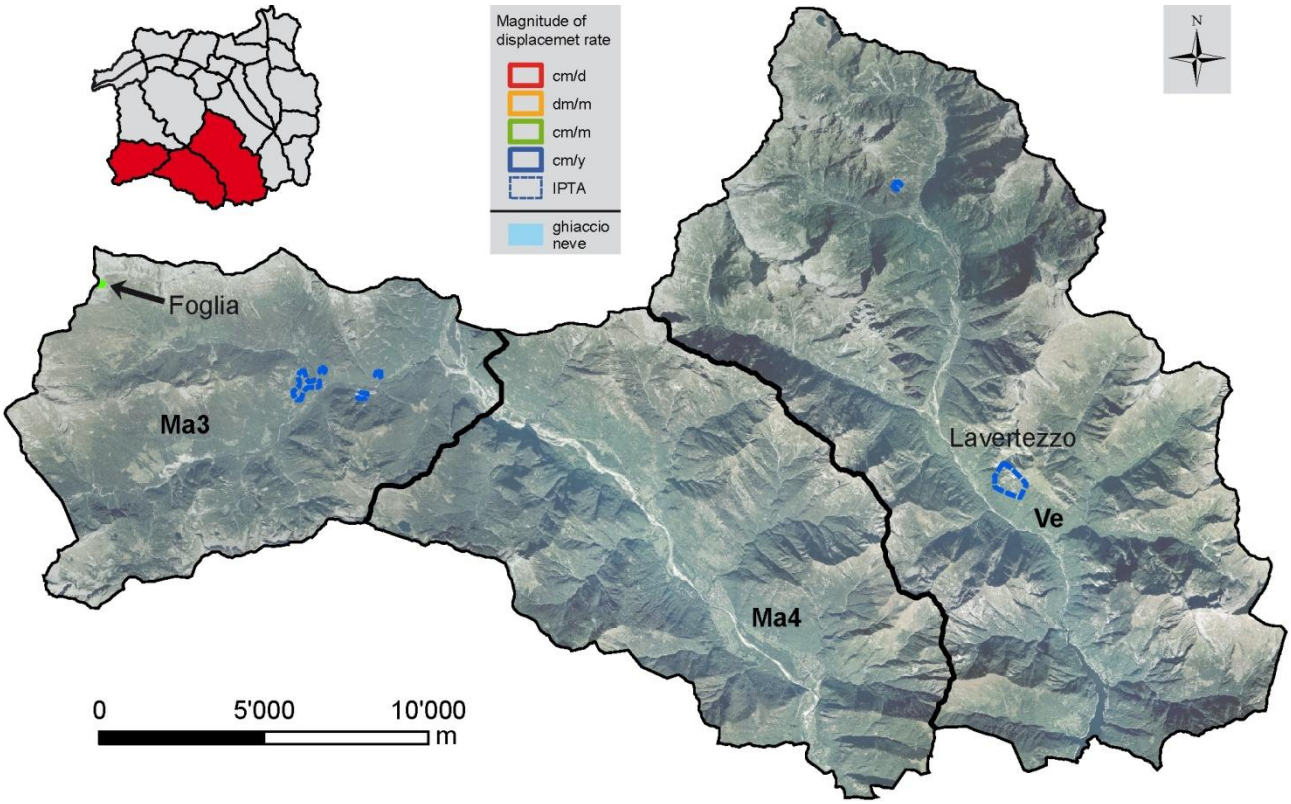


Fig. 2.10: movimenti di terreno InSAR in Bassa Valle Maggia e Valle Verzasca. Sono visualizzate le regioni Ma1, Ma2 e Ve.

Complessivamente sono stati catalogati 8 movimenti di terreno, ma solo due poligoni sono situati in ambiente periglaciale. Questi rappresentano l'unico ghiacciaio roccioso attivo di queste tre sottoregioni: si tratta del ghiacciaio roccioso Foglia, situato nella Valle di Bosco Gurin all'estremo NO della sottoregione Ma3. Questo ghiacciaio roccioso è il ghiaccio roccioso attivo situato più a sud del Cantone Ticino. Il fronte di questo ghiacciaio roccioso si trova a 2340 m slm ed è orientato verso est.
Gli altri poligoni di movimento della sottoregione Ma3 si trovano a Cerentino e nelle sue vicinanze: si tratta di segnali IPTA che testimoniano dei movimenti generalizzati del versante sinistro della Valle Rovana. Questa zona comprende la frana di Campo Vallemaggia (che si trova a est di Cerentino), una delle DGPV della Svizzera più grandi. Questa DGPV presenta al suo interno numerosi fenomeni di scivolamento: si tratta quindi di un dissesto particolarmente complesso. Il Cantone Ticino già nel 1988 ha eseguito dei lavori di deviazione in galleria del torrente Rovana e diversi drenaggi su tutto il fianco idrografico sinistro della Valle Rovana che presentava diffusi e generalizzati dissesti di terreno. A seguito di questi interventi la frana si è stabilizzata (Valenti, 2013). Anche gli interferogrammi InSAR a nostra disposizione non hanno evidenziato l'esistenza di movimenti recenti.
La sottoregione Ma4 non presenta invece nessun segnale di movimento InSAR. Anche in Val Verzasca si sono scoperti (con IPTA) solamente 2 movimenti di terreno, di cui il principale corrisponde alla DGPV di Lavertezzo. Questo movimento è conosciuto (si vedano per esempio i lavori di Ambrosi & Strozzi, 2008). Situata a sud del monte Föpia, sul versante idrografico sinistro della valle Verzasca, questa deformazione profonda copre una superficie complessiva di 3,2 km^2. Una serie di scarpate e contro scarpate dirette NO-SE hanno dislocato il medio-alto versante; il basso versante invece, al di sotto dei 1200 m di altitudine, è caratterizzato da numerosi scivolamenti rotazionali e accumuli di crolli in massa (Ambrosi & Strozzi, 2008).
L'attività della DGPV è evidenziata dagli spostamenti di alcuni punti IPTA presenti nel settore settentrionale della deformazione, appena a valle della scarpata principale. Questi punti indicano dei movimenti di 2-4 mm/a per i punti-bersaglio visibili. Ad ogni modo si tratta di un movimento di terreno estremamente lento.

4.4. ALTA VALLE LEVENTINA (REGIONI LEL1, LEL2, LER1, LER2)

L'Alta Valle Leventina comprende le regioni LeL1, LeL2, LeR1 e LeR2, copre un territorio che parte da Varenzo a SO e termina ad Airolo all'inizio dell'adiacente Valle Bedretto. L'estremo Nord di quest'area studiata finisce al Passo del San Gottardo. È nella regione del Passo del San Gottardo, sotto il Pizzo Lucendro che si trovano le uniche forme di glacialismo di questa regione, rappresentate dal ghiacciaio di Lucendro e altre forme minori. Dei ghiacciai coperti si trovano anche all'estremo sud della regione LeR2, sotto il Madone. Ai bordi esterni di queste regioni le vette delle montagne possono anche sfiorare il 3000 m slm. Questi ambienti di alta montagna in zone periglaciali permettono di determinare movimenti InSAR relativamente veloci (dm/m), anche se la loro densità è inferiore a quella della Valle Bedretto (v. cap. 4.1). In queste 4 regioni si sono disegnati comunque 27 poligoni appartenenti in modo equilibrato a tutte le classi di velocità (eccetto la classe cm/d). Questi movimenti, eccetto 3 movimenti IPTA, si trovano ad altitudini elevate, oltre i 2400 m slm. In particolare si segnalano una decina di movimenti InSAR (in maggior parte ghiacciai coperti) tra il Madone e il Poncione di Sambuco all'estremo sud della regione LeR2 (fig. 2.11), che presentano un'orientazione Nord.

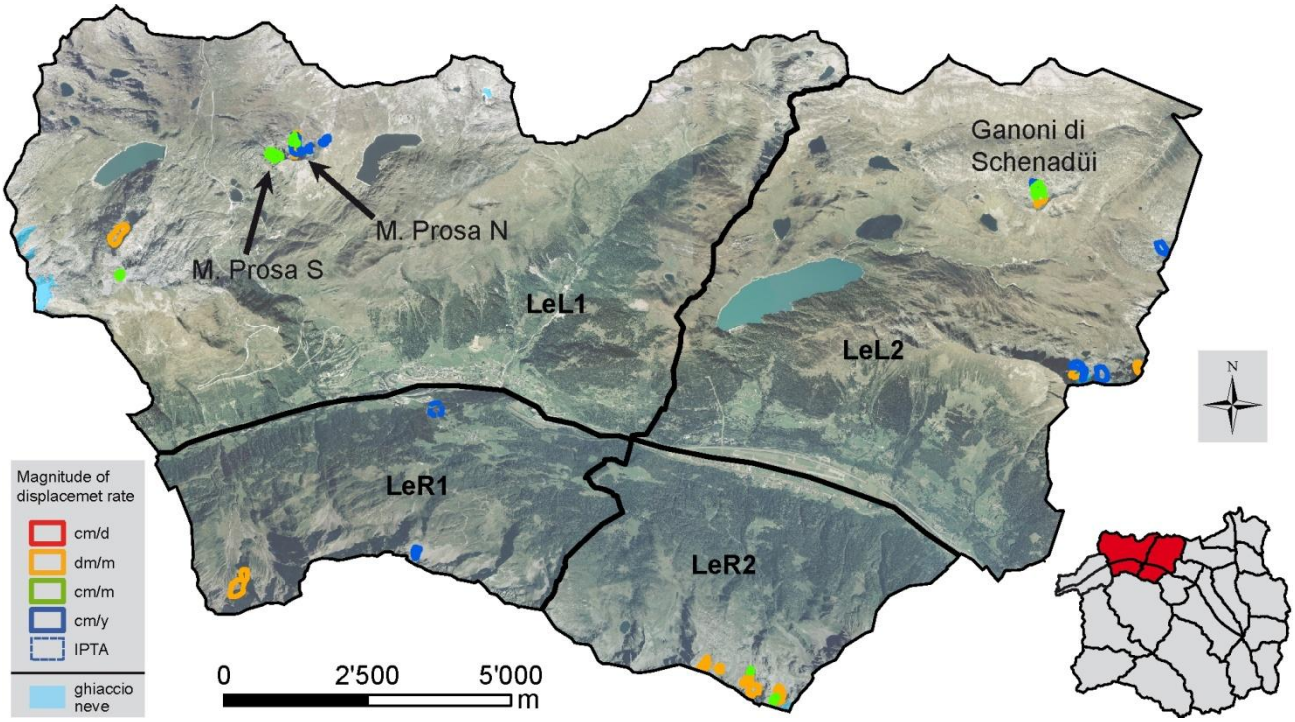


Fig. 2.11: movimenti di terreno InSAR in Alta Valle Leventina. Sono visualizzate le regioni LeL1, LeL2, LeR1 e LeR2.

Questi movimenti nella regione LeR2 sono abbastanza lontani dalle vie di comunicazione, di conseguenza si è deciso di monitorare con DGPS i due ghiacciai rocciosi Monte Prosa Nord e Monte Prosa Sud che si trovano vicino alla strada del Passo del San Gottardo (LeL1) e il ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi, che si trova in Val Cadlimo (LeL2) a cui si accede dal Passo del Lucomagno, passando dal Passo dell'Uomo, che collega la valle di Blenio con la Leventina. Come vedremo nella parte IV (cap. 4.4.2), questi ghiacciai rocciosi e in particolare Monte Prosa Nord, presentano dei movimenti dell'ordine di 50 cm/a per le velocità orizzontali (periodo 2009-2012), movimenti questi decisamente importanti se confrontati con gli altri ghiacciai rocciosi monitorati. Di conseguenza non è stato difficile evidenziare la loro attività con InSAR. **Numerosi interferogrammi a differenti periodi hanno permesso di evidenziare più poligoni di movimento che rappresentano zone con velocità differenti** (fig. 2.12). Monte Prosa Nord mostra una zona centrale più veloce (dm/m) rispetto alle zone laterali (cm/y): la differenza di questi ordini di grandezza è stata confermata dalla misure GPS, con le ovvie limitazioni quantitative metodologiche viste in precedenza (v. cap. 3). Monte Prosa Sud presenta un segnale coerente con COSMO-SkyMed a 32 giorni, a testimonianza delle sue minori velocità, in particolare nella sua parte a monte, dove le velocità misurate sono praticamente vicine allo zero.

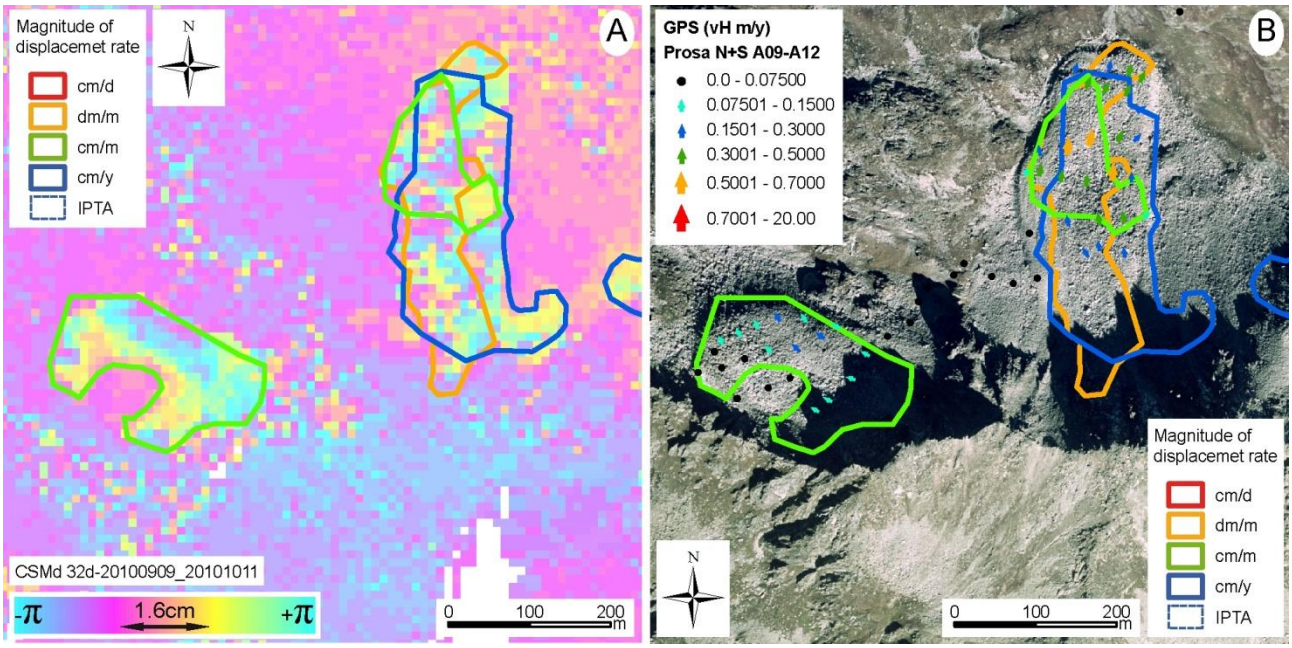


Fig. 2.12: ghiacciai rocciosi Monte Prosa Nord e Sud. (A) si noti la coerenza di Prosa Sud (poligono verde) e la decorrelazione di Prosa Nord (poligono blu) del segnale su interferogramma COSMO-SkyMed a 32 giorni. (B) sono rappresentati i movimenti DGPS sulla media triennale 2009-2012. I poligoni blu e verde sono stati disegnati mediante ERS*decending* a 35 e 70 giorni e ALOS-PALSAR a 322 giorni. Si noti in entrambi i siti la buona corrispondenza dei movimenti InSAR con quelli misurati con GPS.

Il ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi risulta altrettanto dinamico. I suoi movimenti sono visibili su ERS*decending* a 35 giorni, ALOS-PALSAR a 46 giorni e TerraSAR-X*descending* a 22 giorni, il che ci permette di elaborare una serie di poligoni di differenti ordini di movimento (fig. 2.13).

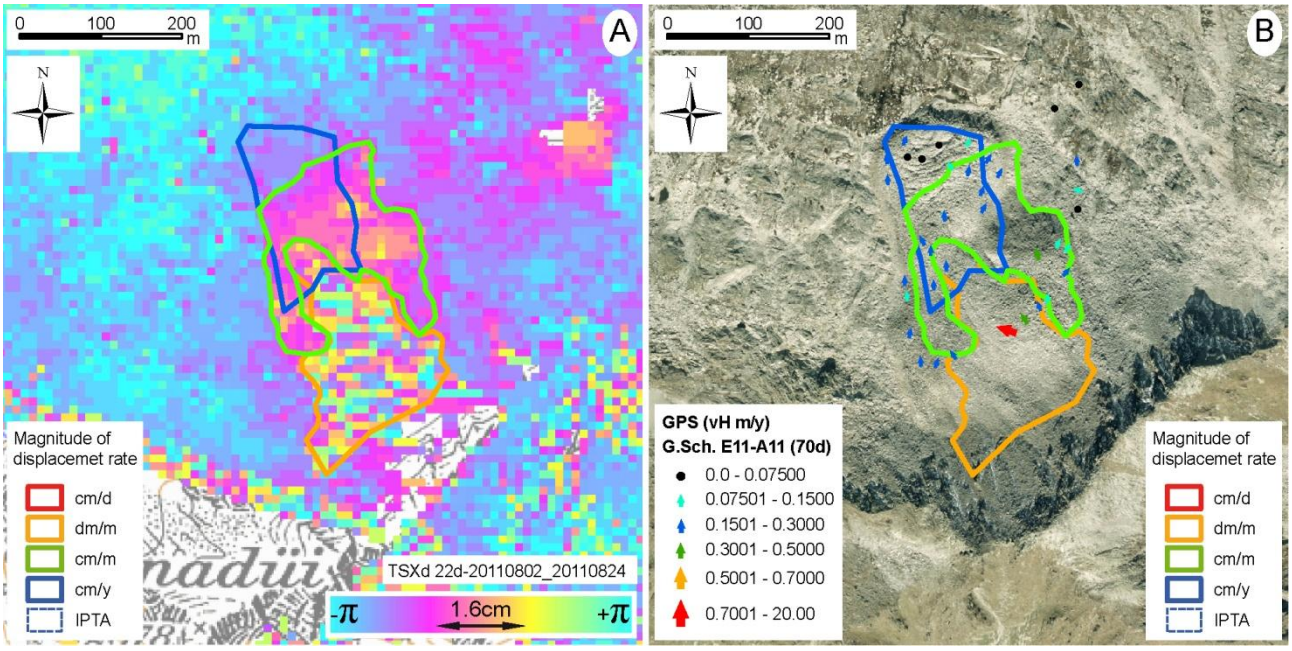


Fig. 2.13: ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi (Val Cadlimo). (A) si noti la coerenza del poligono verde e la decorrelazione del poligono arancio (corretto da ALOS-PALSAR a 46 giorni) su interferogramma TerraSAR-X*descending* a 22 giorni. (B) sono rappresentati i movimenti GPS dell'estate 2011. Il poligono blu è stato disegnato mediante ERS*decending* a 35 giorni. Si noti la buona corrispondenza dei movimenti InSAR con quelli misurati con GPS, entrambi i movimenti si riferiscono a periodi estivi per tenere conto delle variazioni stagionali (v. parte IV, cap. 4.9.2).

Interessante è confrontare l'interferogramma TerraSAR-X*descending* a 22 giorni risalente al mese di agosto 2011 con i movimenti GPS dello stesso periodo (estate 2011). Come vedremo nella parte IV (cap. 4.9.2), Ganoni di Schenadüi presenta variazioni stagionali delle velocità, quindi è importante confrontare i metodi di misura allo stesso periodo di rilevamento. Praticamente entrambi i metodi indicano la zona più veloce situata alle radici di Ganoni di Schenadüi e una zona di media velocità a metà del corpo che sovrasta la parte frontale più lenta. Questo movimento di sovrapposizione è ben visibile anche dall'ortofoto dove sono evidenti le rughe e i solchi che si formano a causa di questa differenza di velocità tra queste parti.

4.5. MEDIA E BASSA VALLE LEVENTINA (REGIONI LEL3, LEL4, LER3, LER4)

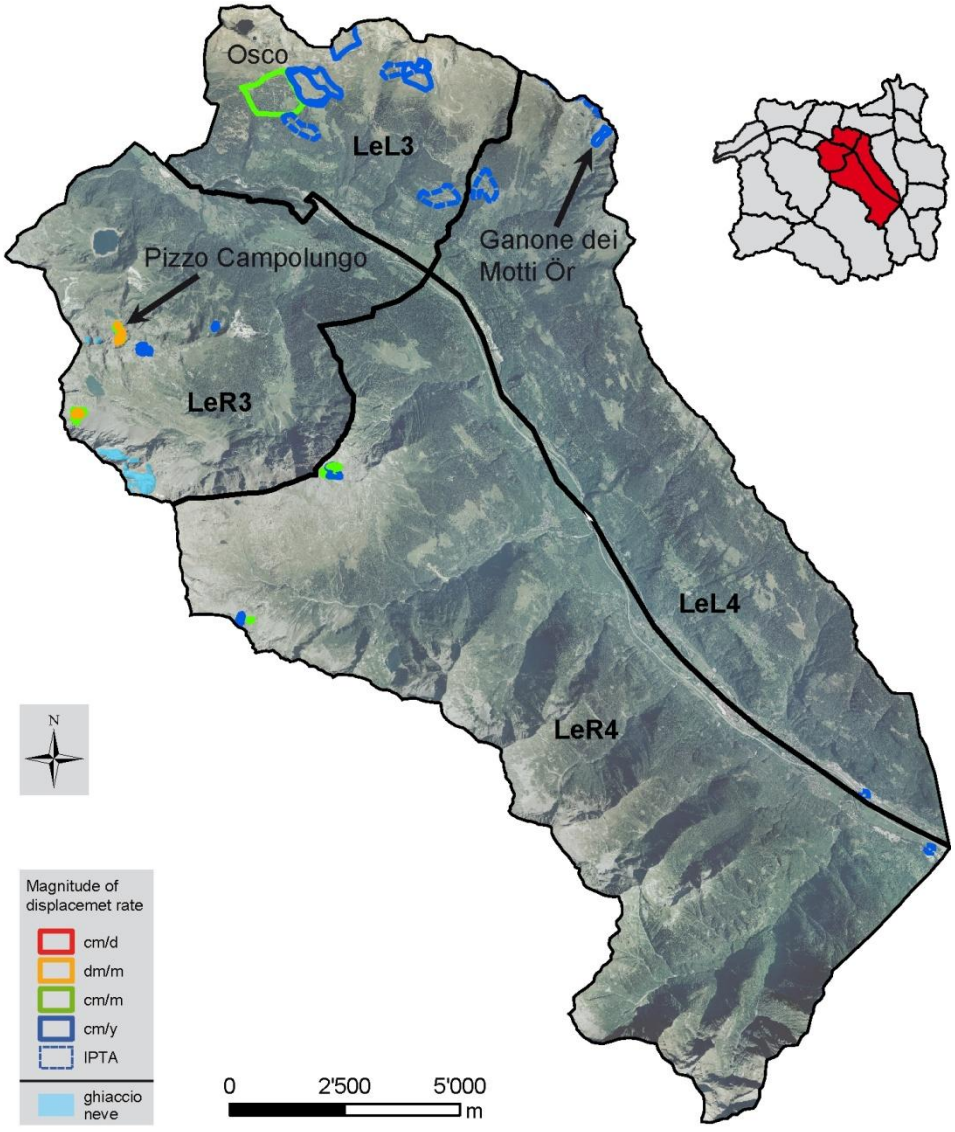


Fig. 2.14:

movimenti di terreno InSAR in Media e Bassa Valle Leventina. Sono visualizzate le regioni LeL3, LeL3, LeR4 e LeR4.

La Media e Bassa Valle Leventina comprende le regioni LeL3, LeL3, LeR4 e LeR4, copre un territorio relativamente esteso se confrontato con le altre regioni e si estende da Biasca a Sud a Rodi-Fiesso a Nord, confinando con Varenzo. Essendo più a Nord le regioni LeR3 e LeL3 presentano una topografia con altitudini altimetriche maggiori, in particolare sul versante idrografico sinistro, dove ai bordi della regione si raggiungono i 3071 m slm del Pizzo Campo Tencia. È proprio in questa regione, dal Campo Tencia al Pizzo Campo Lungo che si trova più a Nord, che si possono rintracciare le uniche forme di glacialismo di queste regioni, in particolare sotto il Campo Tencia è presente l'omonimo ghiacciaio e in zona Campo Lungo sono presenti nevai perenni e alcuni ghiacciai coperti. In queste 4 regioni sono stati catalogati complessivamente 25 movimenti di terreno (fig. 2.14): i movimenti più veloci (dm/m) si trovano appunto in prossimità delle forme glaciali viste prima, mentre i restanti movimenti sono attribuibili alle classi cm/y e si localizzano in maggioranza sul versante idrografico destro.

Un esempio di movimento lento è rappresentato dal poligono corrispondente al ghiacciaio roccioso Ganone dei Motti Ör che si trova sotto la Punta di Stou nel versante sinistro della regione LeL4.
Il ghiacciaio roccioso Pizzo Campolungo si trova invece dall'altro lato idrografico della valle (regione LeR3), in ambiente periglaciale, dato che appena sopra di esso si trova un ghiacciaio coperto (fig. 2.14). Questo ghiacciaio roccioso rappresenta egregiamente i movimenti più veloci del versante destro di queste regioni.
Nella regione LeL3, sopra il comune di Osco, si sono trovati dei segnali in corrispondenza di una DGPV abbastanza estesa e complessa. La larghezza di questo movimento di terreno è di circa 4 km per la parte principale e di circa 800 m per un settore separato ad est che sembra comunque far parte della stessa struttura
La deformazione di Osco è conosciuta da tempo e già studiata con interferometria dai lavori di Ambrosi e Strozzi (2008). Si tratta probabilmente della più estesa deformazione della Svizzera. La sua superficie è di circa 35 km^2 ed è caratterizzata dalla presenza nell'alto versante di uno sciame di scarpate e contro scarpate di qualche centinaio di metri. Come anche evidenziato da Ambrosi & Strozzi (2008), sul fondovalle non si registrano significativi movimenti IPTA: in questo settore, in accordo con la cinematica rotazionale degli scivolamenti profondi, gli spostamenti risulterebbero essere per lo più orizzontali, con il risultato di avere una componente praticamente nulla nella direzione satellite-bersaglio. Le regioni LeR4 e LeL4 appartenenti alla Bassa Valle Leventina, non presentano infine movimenti significativi.

4.6. ALTA VALLE DI BLENIO (REGIONI BLR1, BLL1, BLR2, BLL2)

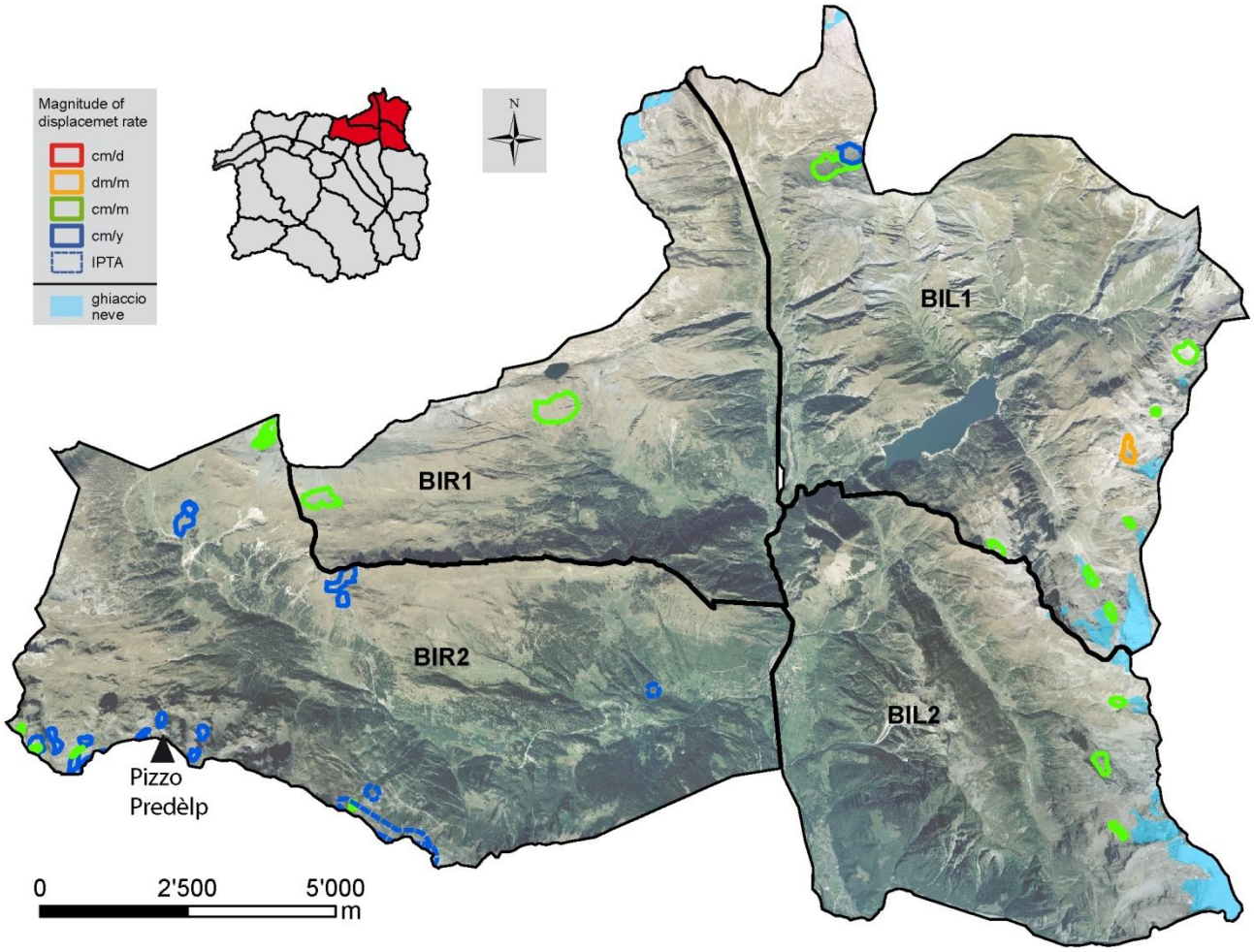


Fig. 2.15: movimenti di terreno InSAR in Alta Valle di Blenio. Sono visualizzate le regioni BlR1, BlL1, BlR2, BlL2.

Le regioni BlR1, BlL1, BlR2 e BlL2 che compongono l'Alta Valle di Blenio, si trovano a NE della zona investigata con InSAR. In queste 4 regioni sono stati catalogati 37 poligoni di movimento InSAR (fig. 2.15). Questi poligoni rappresentano movimenti medi e lenti delle classi cm/m e cm/y. I movimenti di terreno più

lenti si trovano generalmente a ovest, nella regione BlR2. I movimenti di media velocità (cm/m) si trovano invece sui versanti orientali delle regioni idrografiche sinistre (BlL1 e BlL2), dove sono anche presenti importanti forme di glacialismo, come il ghiaccio di Bresciana (sul versante NO dell'Adula) e il ghiacciaio di Sorda (sul versante N del Pizzo Cassinello). Queste ultime zone presentano non di rado rilievi sopra i 3000 m slm (3402 m slm per l'Adula che è la vetta più alta del Cantone). Nonostante queste altitudini e la presenza di forme glaciali, nella regione BlL1 dell'Alta Valle di Blenio, si trova un solo poligono della classe dm/m in relazione a un ghiacciaio coperto. Di questi 37 movimenti di terreno, solamente 5 sono situati al di sotto delle zone periglaciali: 2 grandi spostamenti in alta Valle di Blenio causati da geliflusso e 3 scivolamenti evidenziati anche da IPTA.
In zona Pizzo Predèlp, sul versante idrografico destro delle valle di Santa Maria (zona Passo del Lucomagno BlR2) si trovano una decina di movimenti di terreno (fig. 2.15): perlopiù si tratta di ghiacciai rocciosi attivi (7) e inattivi (2), tutto ciò in soli 2 km^2 di superficie. Questo è il versante che presenta la maggior densità di ghiacciai rocciosi di tutto il Canton Ticino (v. cap. 5.5). Il versante in questione si trova esposto a Nord, i movimenti sono compresi tra i 2350 e i 2600 metri di altitudine. In maggioranza si tratta di movimenti lenti della classe cm/y, visibili su differenti interferogrammi ERS*descending* e ALOS-PALSAR a 1 anno.

4.7. MEDIA E BASSA VALLE DI BLENIO (REGIONI BLR3, BLL3)

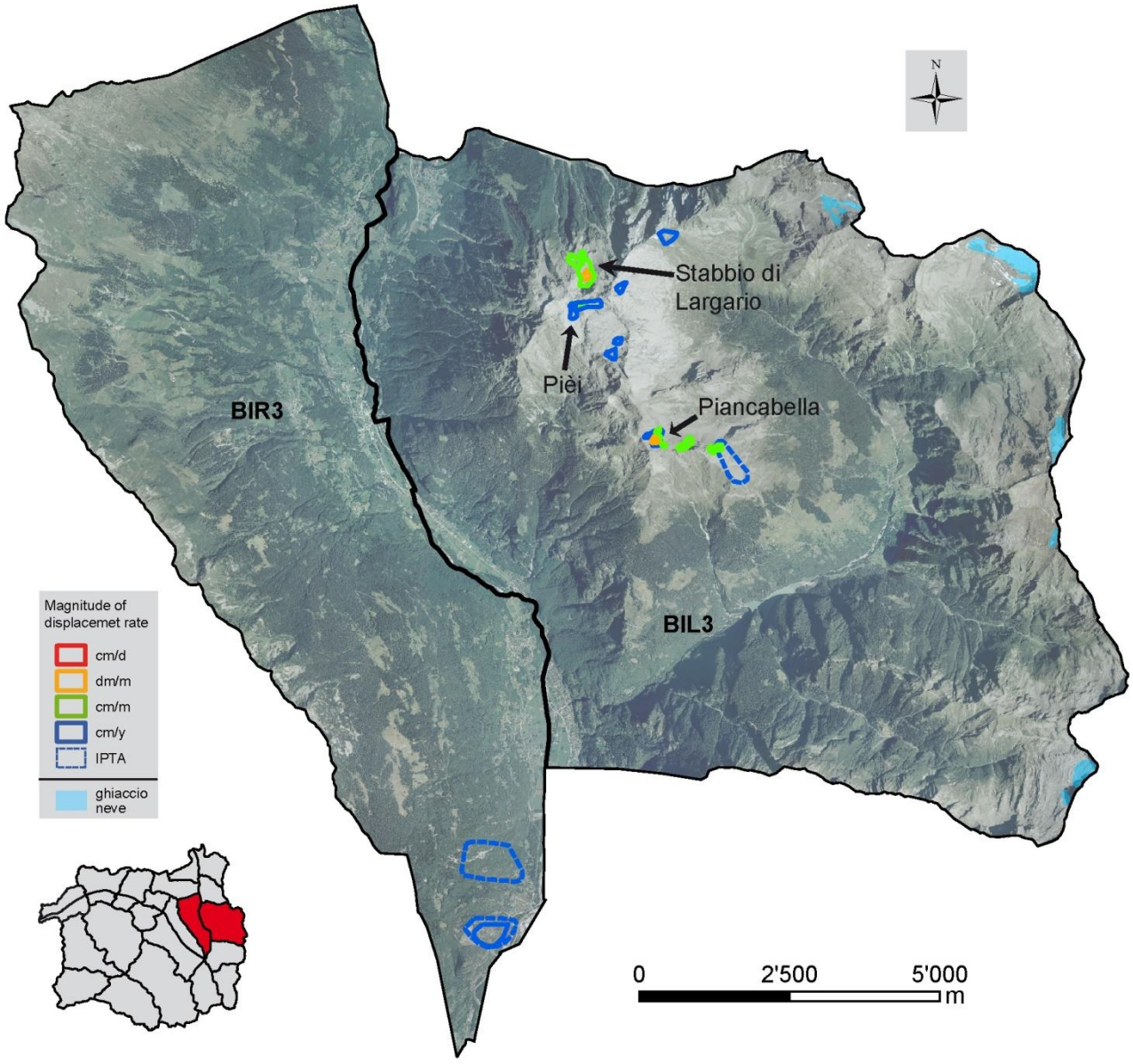


Fig. 2.16: movimenti di terreno InSAR in Media Valle di Blenio. Sono visualizzate le regioni BlR3, BlL3.

Le regioni BlR3 e BlL3 che compongono la Media e Bassa Valle di Blenio, si trovano a sud delle regioni che formano l'Alta Valle di Blenio, dal comune di Dangio scendendo fino al comune di Malvaglia sulla sponda sinistra e a quello di Biasca sulla sponda destra. In queste 2 regioni sono stati catalogati 24 poligoni di movimento (fig. 2.16), la maggior parte situati nella regione della sponda sinistra. La regione della sponda destra (BlR3) presenta una topografia con dei versanti posti al di sotto dei 2300 m slm e l'assenza di qualsiasi forma di glacialismo. In questa regione sono stati catalogati solo 3 poligoni di movimento lenti (di cui 2 poligoni IPTA) che si trovano nella parte bassa della Valle di Blenio, sulla sponda destra del Brenno, di fronte alla Buzza di Biasca. Si tratta probabilmente di ciò che resta della frana del 1513. Questo materiale sciolto tende a scendere con velocità dell'ordine di cm/y (Mari *et al.*, 2011a).
La sponda sinistra invece presenta una topografia dei versanti più sviluppata in altezza: si parte a sud dai 2911 m slm del Pizzo Strega, passando per i 3062 m slm della Cime dei Cogn, i 3121 m slm del Piz Piotta, i 3200 m slm del Rheinquellhorn e i 3402 m slm dell'Adula all'estremo nord. Lungo queste cime, in particolare a nord si incontrano numerose forme di glacialismo, come i ghiacciai di Giumello, Piotta, Parete e Ramulazz da nord a sud. Numerosi sono anche i ghiacciai coperti e i nevai perenni. In questa sponda si sono disegnati 21 poligoni di movimento, tutti situati in ambiente periglaciale e presentanti velocità medio-basse (classi cm/m e cm/y). In particolare tra la cime di Piancabella a sud e la cima di Gana Bianca a nord, questi poligoni rappresentano una decina di ghiacciai rocciosi tra attivi e inattivi.
Alcuni di questi ghiacciai rocciosi sono stati scelti per il monitoraggio DGPS (v. parte IV): si tratta del ghiacciaio roccioso di Piancabella, situato nella Valle di Sceru e dei ghiacciai rocciosi Stabbio di Largario (situato in Val Soi) e Pièi, rispettivamente sul versante nord e sud della Cima di Gana Bianca. La zona della Cima di Gana Bianca si presenta quindi molto attiva per ciò che concerne i movimenti di terreno in ambiente periglaciale, in particolare il ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario in Val Soi è da tempo studiato anche dalla Sezione Forestale Cantonale (Valenti, 2006) in quanto origina una flusso di detriti che minaccia le zone abitate sottostanti (v. parte I, cap. 4.1). Questo ghiacciaio roccioso con orientazione nord, si è rivelato (in base alle misure DGPS) uno dei più attivi di tutti i siti monitorati (v. parte IV, cap. 4.11). Questa sua dinamicità è stata anche evidenziata dalle indagini InSAR (fig. 2.17) che hanno permesso di elaborare una serie di poligoni da differenti interferogrammi ERS*descending* a 35 giorni e ALOS-PALSAR a 46 giorni.

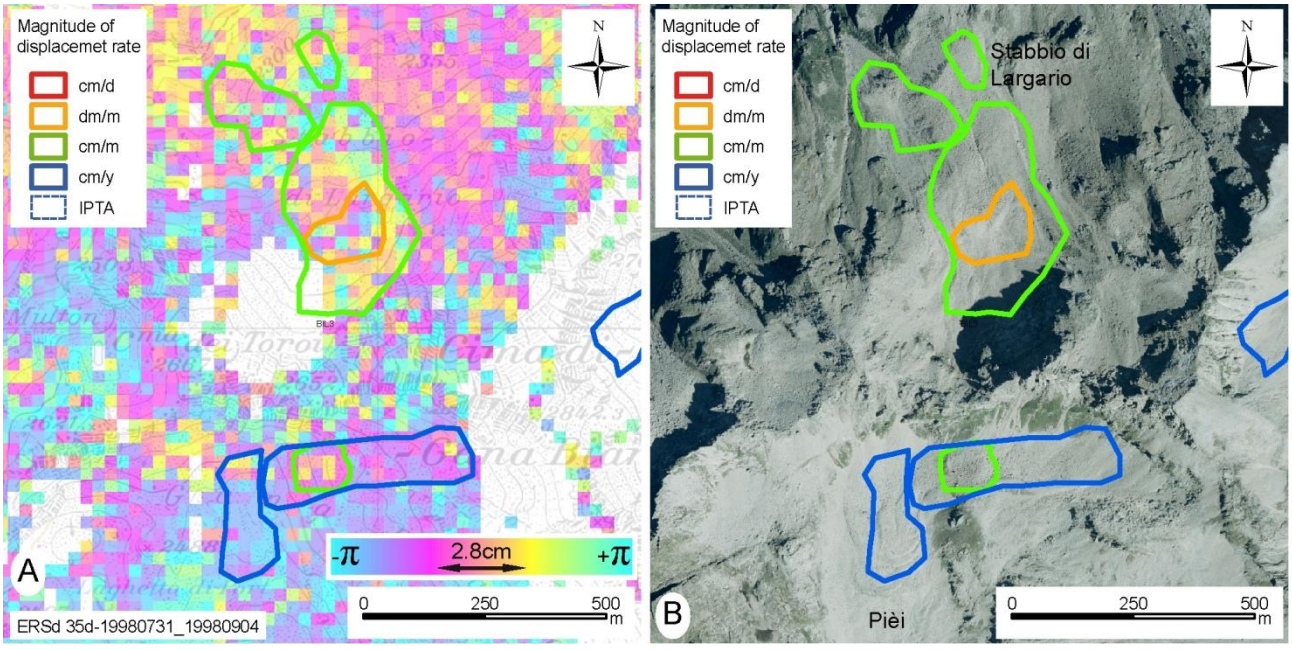


Fig. 2.17: immagine ERS*descending* a 35 giorni (A) e ortofoto (B) dei ghiacciai rocciosi di Stabbio di Largario e Pièi. Per elaborare tutti i poligoni rappresentati sono state usate anche immagini ERS*descending* a 1 anno e ALOS-PALSAR a 46 giorni.

Più a sud (fig. 2.17) si trova il ghiacciaio roccioso Pièi. Questo corpo presenta al contrario di Stabbio di Largario un'orientazione sud e dei movimenti orizzontali DGPS decisamente più lenti, dell'ordine di 2 cm/a (v. parte IV, cap. 4.12). La componente verticale del movimento è invece più importante per alcuni punti

situati sulla parte a monte del corpo del ghiacciaio roccioso. Qui InSAR ha rivelato la presenza di movimenti, mediante interferogrammi ALOS-PALSAR a 1 anno (fig. 2.17).
Il ghiacciaio roccioso di Piancabella, situato nella Valle di Sceru, presenta delle velocità orizzontali DGPS medie di circa 15 cm/a, con una parte superiore più rapida dove le velocità orizzontali di alcuni punti arrivano a quasi 40 cm/a. L'interferogramma TerraSAR-X a 22 giorni ha evidenziato questa differenza di cinematica mostrando una zona superiore decorrelata (classe dm/m) e la parte inferiore coerente (classe cm/m) (fig. 2.18).

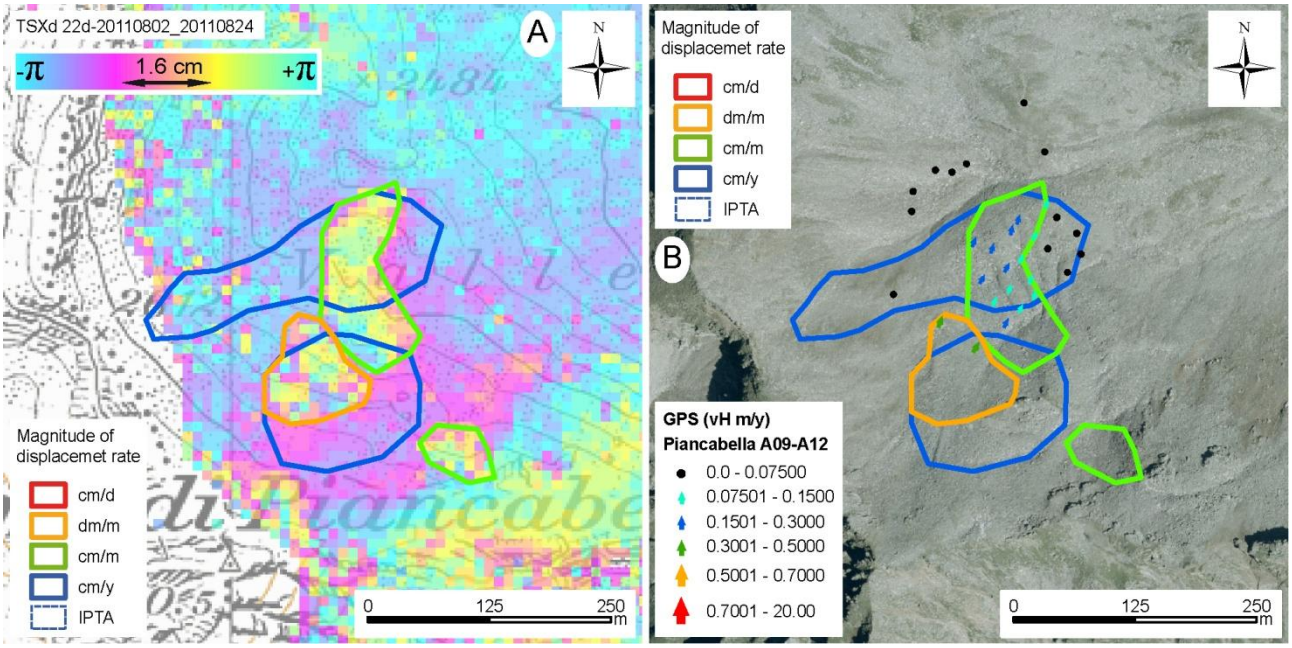


Fig. 2.18: immagine TerraSAR-X a 22 giorni (A) e ortofoto con movimenti DGPS (B) del ghiacciaio roccioso Piancabella. I poligoni blu sono stati disegnati con immagini ALOS-PALSAR a 1 anno.

Questi tre ghiacciai rocciosi fanno parte del massiccio della Cima di Gana Bianca (2842 m slm), regione rappresentativa delle specifiche condizioni climatiche delle Alpi Ticinesi Orientali che, come visto in precedenza (v. parte I, cap. 3.7.1.2), presentano in particolare delle precipitazioni medie annuali inferiori alle Alpi Ticinesi Occidentali. In questo massiccio non sono presenti forme di glacialismo, se non un piccolo nevaio permanente sul versante orientale a 2650 m slm della Cima di Gana Bianca. Questa assenza di forme glaciali è significativa del particolare clima maggiormente continentale delle Alpi Ticinesi Orientali rispetto a quella dei territori occidentali, dove invece le forme di glacialismo sono decisamente più presenti, forse anche favorite dalla maggiore altimetria media delle montagne.

4.8. Bassa Valle di Blenio e Riviera (regioni BiL4, RiR, RiL)

La Bassa Valle di Blenio è composta dalla regione BlL4 e comprende l'ultimo pezzo del fondovalle da Malvaglia a Biasca e tutto il versante idrografico sinistro che comprende a sua volta la Val Pontirone. Il versante orientale di questa valle rappresenta anche il confine tra Ticino e Grigioni. Qui si trovano delle vette di 2952 m slm come il Torent Alto a sud, il Piz da Termin (2899 m slm), il Motton (2739 m slm) e il Pizzo Strega (2911 m slm) a nord che segna il passaggio alla regione BlL3 (v. cap. 4.7). È comunque più a sud che la Bassa Valle di Blenio presenta le forme glaciali, infatti tra il Torent Alto e il Piz da Termin si trovano due piccoli ghiacciai: il ghiacciaio di Basso e il ghiacciaio di Alto. In effetti l'unico segnale InSAR situato in ambiente periglaciale si trova 2 km a ovest di questi ghiacciai e rappresenta un movimento di una parte del ghiacciaio roccioso Passo del Mauro, situato sul versante settentrionale della Cima di Müscioi (2503 m slm).
Gli altri movimenti trovati tramite InSAR di questa regione sono principalmente riconducibili a segnali di punti-bersaglio IPTA situati generalmente sotto le regioni periglaciali aventi basse velocità (classe cm/y). Il versante idrografico destro della Val Pontirone è invece interessato da una DGPV che discuteremo in seguito.

Scendendo a sud incontriamo la Valle Riviera, da Biasca fino a Claro, il comune più meridionale. Il versante idrografico destro della Riviera (regione RiR), forse anche a causa dei suoi rilievi che raggiungono a malapena i 2300 m slm per le vette più elevate, non presenta nessun segnale InSAR che possa mostrare dei possibili movimenti di terreno. Il versante sinistro (regione RiL) presenta invece dei rilievi con altitudini maggiori, a NE troviamo vette di 2720 m slm come il Pizzo di Claro e anche più alte a nord come i 2724 m slm della Punta di Campedell. In nessuna parte della Riviera si trovano forme di glacialismo e l'unico segnale InSAR rappresenta con bassa affidabilità (è stato catalogato sotto la classe di apprezzamento qualitativa *low*), un probabile movimento di terreno riconducibile a detriti di versante con velocità molto basse (classe cm/y). Va sottolineato come la copertura spaziale qualitativa degli interferogrammi a nostra disposizione sia scarsa per la Riviera e in modo particolare per la regione RiR (v. fig. 2.3).
In totale sono stati cartografati per queste regioni 15 segnali di movimento perlopiù lenti, di cui 14 sono situati nella Bassa Valle di Blenio (fig. 2.19).

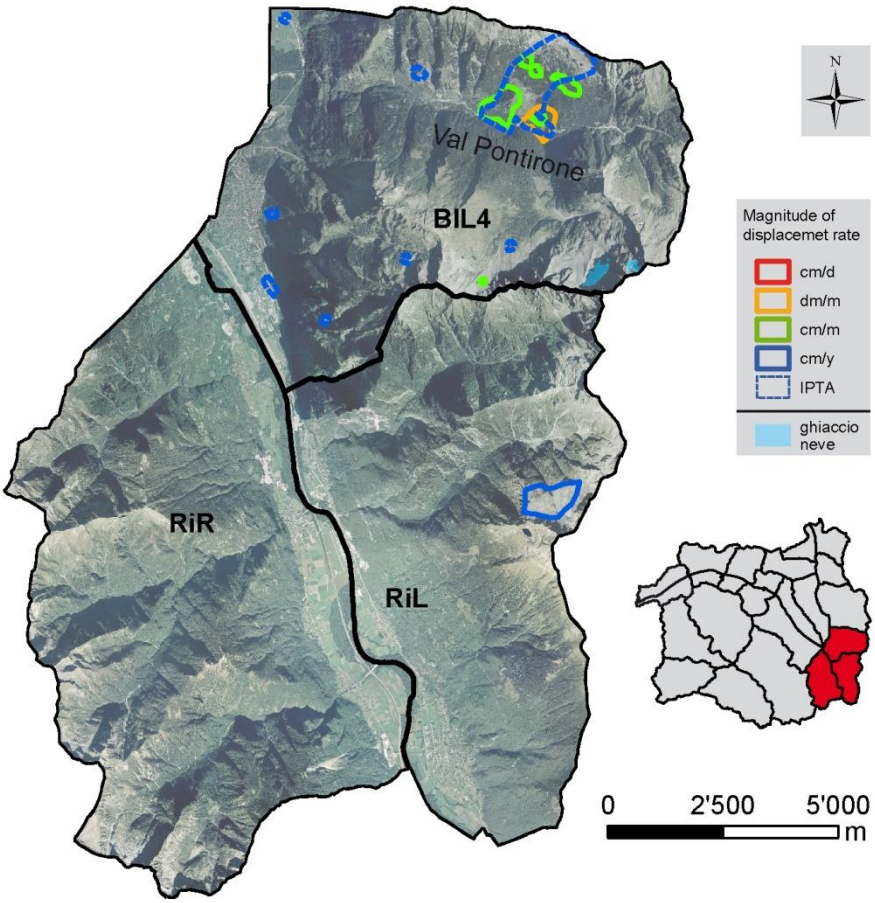


Fig. 2.19:

movimenti di terreno InSAR in Bassa Valle di Blenio e Riviera. Sono visualizzate le regioni BlL4, RiR e RiL.

Particolarmente imponente è la DGPV della Val Pontirone, situata in zona BlL4. Questa zona di dissesto presenta velocità dell'ordine di cm/y evidenziate in particolare dai punti IPTA. All'interno della stessa si sono però scoperte delle zone più veloci (cm/m e dm/m). Si tratta quindi di movimenti differenziati. Il movimento presenta una larghezza di 1500 m ed una lunghezza di circa 3 km (Mari *et al.*, 2011a). Questa DGPV è monitorata annualmente dalla Sezione Forestale del Cantone: secondo Valenti (2013) dal 2006 si è spostata in media di 6 cm, con delle velocità di circa 1cm/a.

4.9. SINTESI DI TUTTE LE REGIONI

Il primo catasto elaborato con interferogrammi ERS*ascending*, ERS*descending*, ALOS-PALSAR, JERS e IPTA aveva permesso di inventariare 178 zone/poligoni corrispondenti ai movimenti di versante (Mari *et al.*, 2011a), con velocità variabili da cm/d a cm/y. Partendo da questa base di lavoro, l'aggiornamento con interferogrammi TerraSAR-X (orbita ascendente) e COSMO-SkyMed (orbita ascendente e discendente) ha permesso la correzione/modifica di 42 poligoni, la soppressione di 7 poligoni e soprattutto l'elaborazione di

32 poligoni nuovi, specialmente di piccole dimensioni e della classe di velocità dm/m. Questo *update* ha quindi prodotto un nuovo catasto di 203 poligoni per la parte investigata (fig. 2.20).

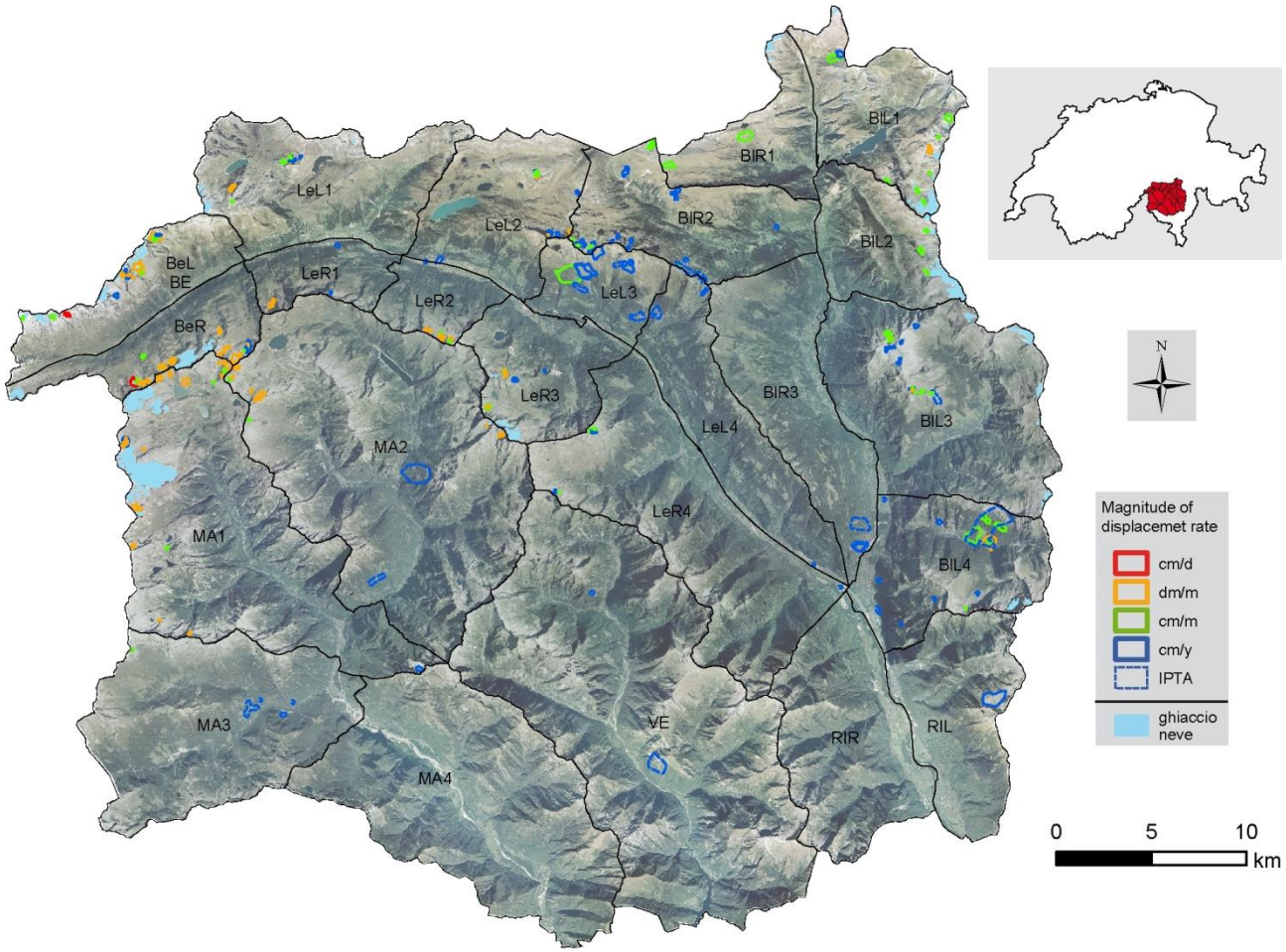


Fig. 2.20: movimenti di terreno InSAR in Ticino. Sono visualizzate tutte le regioni. In questa figura sono evidenziati tutti i poligoni di movimento osservati senza distinzione sull'affidabilità del segnale InSAR (*low/medium/high*). D'ora in poi i poligoni a bassa affidabilità (*low*) non saranno più descritti.

Come visto in precedenza ad ogni poligono di movimento sono stati assegnati un numero, un codice, una forma geomorfologica, delle osservazioni sugli interferogrammi usati per il riconoscimento, la regione, un indice di affidabilità e una classe di velocità (v. allegato 2.3).
Si può constatare (fig. 2.20) come i poligoni siano ripartiti abbastanza uniformemente sul territorio delle valli di Blenio, Bedretto, Leventina e Alta Valle Maggia ad eccezione dei fondovalle. Le regioni restanti, più meridionali, presentano altitudini medie inferiori e di conseguenza anche la distribuzione dei movimenti InSAR non presenta più la stessa omogeneità di distribuzione, anche a causa della presenza di vegetazione che rende inutilizzabili gli interferogrammi.
Come visto precedentemente due zone presentano una densità di movimenti maggiore al resto delle zone studiate a parità di condizioni altimetriche: la zona situata nei pressi del Pizzo Sole (tra le regioni LeL3 e BlR2) e la zona corrispondente al versante idrografico destro della Valle Bedretto confinante con le regioni settentrionali Ma1 e Ma2. Nel primo caso i movimenti sono principalmente lenti (cm/y), mente in Valle Bedretto la classe preponderante è quella di dm/m.
L'ordine di grandezza degli spostamenti dei terreni occidentali è generalmente superiore a quello dei terreni situati nella parte orientale del Cantone: come mostra la fig. 2.20 gli spostamenti occidentali sono dell'ordine medio di dm/m, mentre nelle regioni orientali gli spostamenti che presentano un ordine di grandezza di cm/m e cm/y rappresentano la maggioranza. Chiaramente si dovrebbe considerare anche l'altitudine media dei vari terreni per effettuare un confronto sistematico affidabile, ma come visto in precedenza le variazioni altimetriche tra i terreni orientali e occidentali sono trascurabili.

Di spostamenti veloci (cm/d) ne sono stati catalogati solo 2, situati in Valle Bedretto e corrispondenti a ghiacciai coperti. Quasi tutti i movimenti di terreno si trovano in zona di alta montagna, al di sopra dei 2300 m di altitudine e rappresentano principalmente forme periglaciali come i ghiacciai rocciosi, ghiacciai coperti, morene e falde di detrito. Ad altitudini inferiori si sono trovate alcune DGPV e altri dissesti evidenziati principalmente grazie ai punti-bersaglio IPTA. Queste deformazioni possono raggiungere anche dimensioni importanti come la DGPV di Osco e quella della Val Pontirone che presentano aree di dissesto di qualche km^2.
Per ciò che concerne l'utilizzo degli interferogrammi, le immagini ALOS-PALSAR da 46 giorni fino a 1 anno e ERS*descending* da 35 giorni fino a 1 anno sono state quelle che più di ogni altra hanno permesso di elaborare i poligoni del primo catasto. Vista l'assenza di movimenti veloci, le immagini a 1 giorno non sono quasi mai state usate. ALOS-PALSAR e ERS*descending* sono le immagini che hanno permesso la migliore copertura della regione studiata, a causa delle loro caratteristiche interferometriche e geometriche (v. allegato 2.3).

5. DISCUSSIONE

Si vogliono analizzare e discutere in questa sede i risultati di questo catasto dei movimenti InSAR per il Ticino, in funzione della distribuzione spaziale dei poligoni di movimento, della loro classe di velocità, degli ambienti periglaciali (rappresentati dalla distribuzione del permafrost discontinuo e dai ghiacciai), della topografia e delle condizioni climatiche regionali. Inoltre i risultati del catasto dei movimenti InSAR elaborato per il Ticino saranno confrontati con gli altri principali studi svolti in Svizzera su questo tema e cioè il catasto dei movimenti InSAR per il Basso Vallese (Delaloye *et al*., 2005), per L'Alto Vallese (Delaloye *et al*., 2008a) e il catasto dei movimenti InSAR elaborato per la Regione Gottardo (Delaloye *et al*., 2010b).

5.1. DISTRIBUZIONE SPAZIALE E CLASSI DI VELOCITÀ

La prima osservazione da compiere sui movimenti di terreno in Ticino riguarda la differente ripartizione delle classi di velocità (fig. 2.21): le maggiori velocità (con un ordine di grandezza preponderante di dm/m) si trovano nei terreni occidentali corrispondenti alla Valle Bedretto e all'Alta Valle Maggia. I terreni situati nella parte orientale del Cantone (Valle di Blenio) presentano invece un ordine di grandezza preponderante di cm/m. In mezzo a queste due zone, i terreni corrispondenti all'Alta Valle Leventina presentano delle velocità ancora inferiori, con un ordine di grandezza preponderante di cm/y.

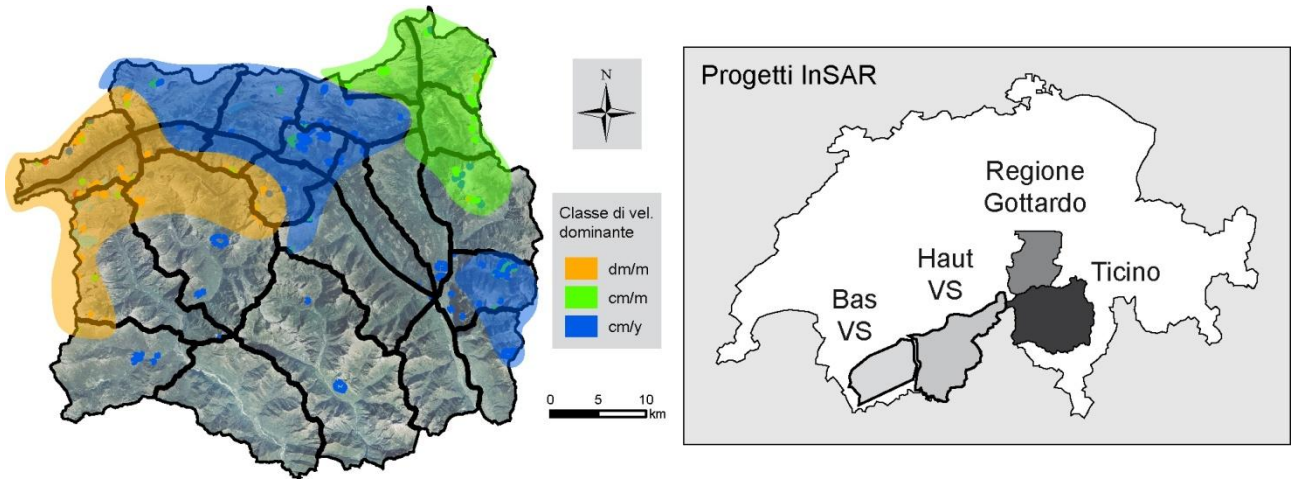


Fig. 2.21: movimenti di terreno InSAR in Ticino. Sono visualizzate le tre zone che presentano un'apprezzabile uniformità di velocità. A destra sono evidenziate le aree relative ai principali catasti dei movimenti InSAR analizzati in questo capitolo.

La causa di questa differenza di velocità è forse da addebitare a tre motivi: in primo luogo ad una differente presenza di ghiacciai e ghiacciai coperti che, possono influire sulla struttura e dinamica di molti ghiacciai rocciosi (in particolare durante la piccola era glaciale, PEG) presenti nelle regioni occidentali, in secondo luogo a una maggiore quantità di precipitazioni annuali presenti in questa zona (Mari *et al.*, 2011a) e in terzo luogo, ma in misura meno influente, a una maggiore estensione altimetrica dei terreni occidentali.

I ghiacciai, i ghiacciai coperti e soprattutto i ghiacciai rocciosi a cuore di ghiaccio (che da essi si sono eventualmente sviluppati), dato il loro maggiore contenuto percentuale di ghiaccio rispetto ad altri terreni sciolti in ambiente periglaciale, presentano generalmente dei movimenti più importanti, specialmente durante il periodo estivo, come del resto confermato dal monitoraggio cinematico (v. parte IV, cap.5).

Lavori precedenti (per. es. Delaloye et al., 2008a) hanno evidenziato in Alto Vallese alcuni movimenti veloci importanti (cm/giorno). Non sarebbe quindi un caso che questi si verifichino con maggiore frequenza nei territori occidentali confinanti con il Ticino aventi comuni caratteristiche microclimatiche data la vicinanza geografica. Nei terreni occidentali sono stati infatti inventariati una cinquantina di poligoni aventi velocità dell'ordine di dm/mese (anche se mediamente inferiori alle velocità dei poligoni dell'Alto Vallese) in particolare in Valle Bedretto, Alta Leventina e Alta Valle Maggia.

Il confronto dei movimenti di terreno InSAR per il Ticino con i risultati ottenuti in Vallese (Delaloye *et al.*, 2005; 2008a), evidenzia prima di tutto come i circa 200 movimenti scoperti in Ticino siano nettamente inferiori come numero agli oltre 2000 movimenti ottenuti in Vallese. Anche considerando la maggiore superficie del Canton Vallese (5224 km^2 contro 2812 km^2), **la densità dei movimenti di terreno è di almeno 4 volte maggiore che in Ticino**. Va sottolineato come in Vallese la densità maggiore di movimenti si sia registrata nei terreni orientali dell'Alto Vallese (Delaloye *et al.*, 2008a) rispetto ai terreni occidentali del Basso Vallese (Delaloye *et al.*, 2005). Si consideri tuttavia che i 2 catasti elaborati per l'Alto e Basso Vallese (Delaloye *et al.*, 2005; 2008a), non hanno studiato tutto il territorio vallesano, ma comunque la maggior parte (fig. 2.21).

Come già accennato in precedenza **anche a livello di velocità il confronto con il Vallese indica dei movimenti in Ticino generalmente più lenti. In particolare se in Vallese si sono catalogati una quarantina di movimenti rapidi (30 dei quali in Alto Vallese), corrispondenti alle classi di velocità cm/d, in Ticino questo tipo di movimento è praticamente assente.** A questo proposito anche all'interno del Vallese si è registrata una certa eterogeneità dell'ampiezza dei movimenti, evidenziando come i movimenti più veloci sono localizzati maggiormente nell'Alto Vallese. In Vallese esistono dei ghiacciai rocciosi destabilizzati come Dirru, Tsaté-e Moiry che presentano velocità fino a 10 m/y (Lambiel, 2010). Questi ordini di grandezza in Ticino sono invece assenti. Confrontabili sono invece le DGPV lente di grandi dimensioni (ordine di velocità cm/y) situate al di fuori degli ambienti periglaciali: questi fenomeni si presentano sia in Ticino che in Vallese con caratteristiche morfologiche e cinematiche simili.

Interessante a questo punto è confrontare i movimenti di terreno in Ticino con il catasto dei movimenti InSAR elaborato per la Regione a Nord del Gottardo, più o meno corrispondente al Canton Uri (v. allegato 2.4) (Delaloye *et al.*, 2010b). Per la Regione del Gottardo (Delaloye *et al.*, 2010b) sono stati catalogati 133 poligoni. Anche per questo catasto ad ogni poligono di movimento è stato assegnato un numero, un codice, una forma geomorfologica, delle osservazioni sugli interferogrammi usati per il riconoscimento, un indice di affidabilità e una classe di velocità (v. allegato 2.5). I parametri e le legende usate sono le stesse di quelle usate per il catasto dei movimenti InSAR Ticino presentato in questa parte.

I movimenti di terreno della Regione Gottardo presentano un'eterogeneità della loro distribuzione spaziale: le zone con una maggiore densità di movimento rappresentano la parte più meridionale di questa regione, dove si trovano i terreni a maggiore altitudine. **La distribuzione spaziale è qui del tutto simile a quella per le regioni settentrionali del Ticino. Da un punto di vista della densità dei movimenti, la Regione Gottardo è quindi maggiormente simile al Ticino piuttosto che al Vallese. Lo stesso discorso può essere fatto per l'ordine di grandezza dei movimenti**, dato che i movimenti rapidi (cm/d) sono solo 3 in tutta la regione e corrispondono, come in Ticino, ai ghiacciai coperti. E come in Ticino, anche in questa regione, non sono stati catalogati ghiacciai destabilizzati. Le restanti classi di velocità dm/m, cm/m e cm/y sono presenti più o meno in egual misura e ripartite spazialmente in modo analogo. Dalla carta (allegato 2.4) non è quindi stato possibile estrapolare delle zone con velocità dominanti come è stato fatto per il Ticino.

Al contrario dei lavori effettuati in Vallese e Regione Gottardo, si deve tuttavia rimarcare come il catasto dei movimenti elaborato per il Ticino abbia goduto del vantaggio dell'aggiornamento mediante interferogrammi ad alta risoluzione. Questo aggiornamento non ha tuttavia stravolto il catasto elaborato in un primo tempo, e

quindi possiamo concludere che i movimenti di terreno InSAR del Ticino sono simili per magnitudine e distribuzione spaziale a quelli catalogati per la Regione Gottardo, piuttosto che a quelli catalogati in Vallese. Vedremo in seguito di meglio comprendere le cause che hanno portato a queste considerazioni, cause da ricercare anche nelle condizioni meteo e (soprattutto) topografiche differenti (v. cap. 5.3 e 5.4).

5.2. AMBIENTI PERIGLACIALI

Dei 203 poligoni catalogati per i Ticino, la maggior parte mostra una buona corrispondenza con il modello regionale della distribuzione potenziale del permafrost discontinuo (Scapozza & Mari, 2010), che in questa tesi si chiamerà modello PERMATI (v. parte III). In pratica quasi tutti i poligoni di movimento InSAR catalogati, si trovano in ambiente periglaciale rappresentato dal permafrost discontinuo (fig. 2.22).

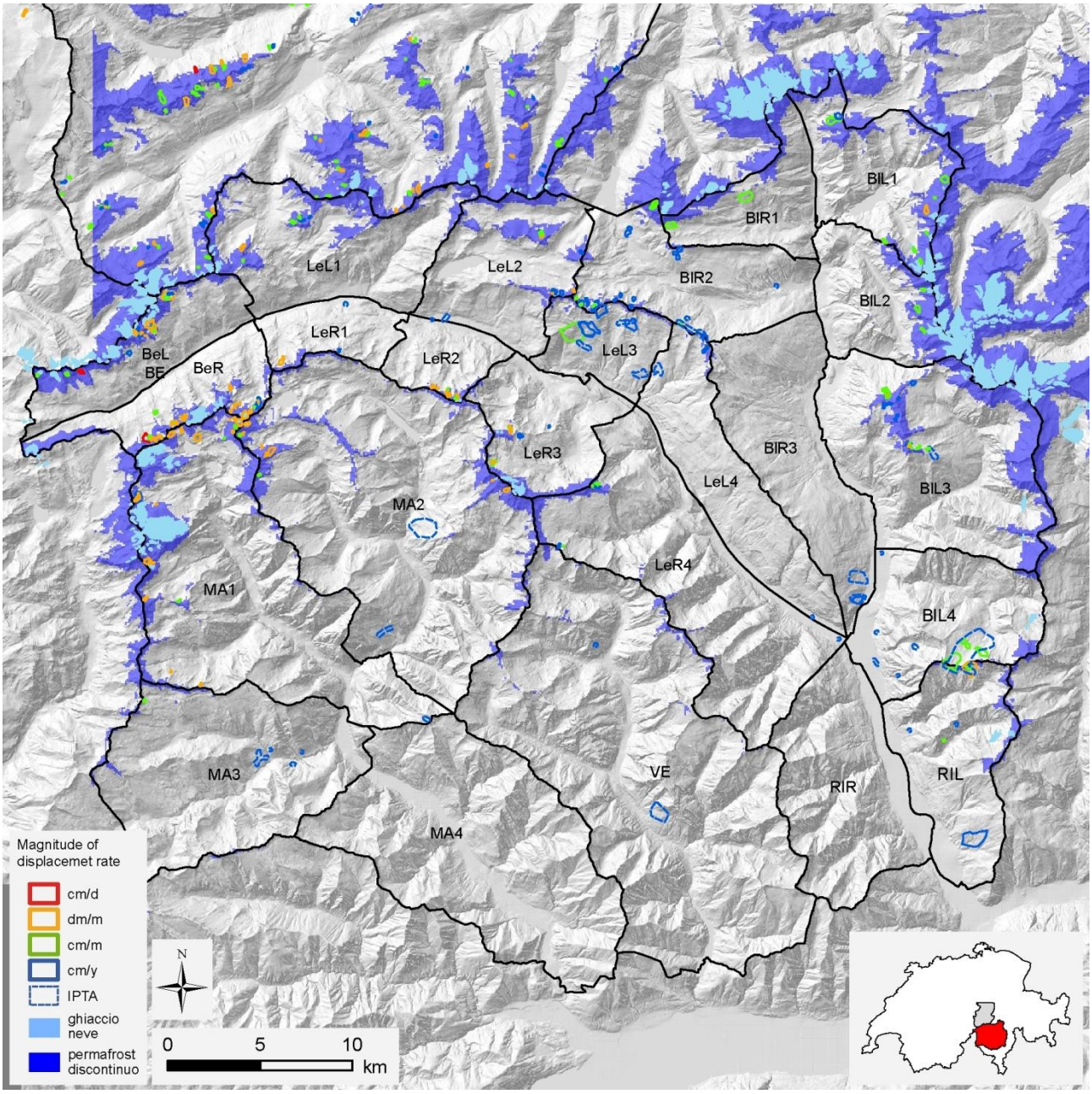


Fig. 2.22: distribuzione dei movimenti di terreno InSAR del permafrost discontinuo (secondo il modello PERMATI, v. parte III) e dei ghiacciai in Ticino e nella Regione Gottardo meridionale (dati sul permafrost e sui ghiacciai rielaborati da Scapozza & Mari, 2010).

Solamente una trentina di poligoni di movimento elaborati soprattutto con la tecnica IPTA si trovano al di sotto di questi ambienti. Questi poligoni corrispondono normalmente a frane o DGPV. Lo stesso discorso può essere valido anche per la parte più meridionale della Regione Gottardo. Per i territori più settentrionali è difficile esprimersi, dato che il modello PERMATI è stato elaborato solo con il catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi.Questi movimenti sono tuttavia dei movimenti lenti, nell'ordine di cm/y, a volte anche visibili su interferogrammi a 1 anno o a risoluzione temporale maggiore. Si ricorda che la tecnica IPTA non può essere applicata con buoni risultati nelle regioni periglaciali e montagnose in generale, dato che il numero di bersagli radar stabili nel tempo è molto piccolo a causa della scarsa urbanizzazione, dell'estesa copertura boschiva, della copertura nevosa ad alta altitudine (che durante molti mesi all'anno varia sensibilmente la riflettività del segnale) e dalla presenza di zone in ombra rispetto al segnale radar (Mari *et al.*, 2011).
I movimenti che presentano velocità più elevate si trovano in zona di permafrost discontinuo o continuo, come per esempio i molti ghiacciai rocciosi catalogati nel catasto dei ghiacciai rocciosi del Ticino (Scapozza & Mari, 2010). Anche in Vallese i movimenti più veloci si sono registrati in ambiente periglaciale; in particolare la Mattertal nell'Alto Vallese si è distinta per il grande numero di ghiacciai rocciosi (anche destabilizzati), ghiacciai coperti e neri che presentano una cinematica estremamente elevata (Delaloye *et al.*, 2008b).

5.3. TOPOGRAFIA

L'altimetria e la pendenza dei versanti (in relazione all'irraggiamento solare), come anche evidenziato da Scapozza & Mari (2010), Scapozza (2011), Delaloye (2004), Lambiel (2006) e Gruber (2005) sono, assieme all'orientazione dei versanti, i principali fattori topografici responsabili della distribuzione del permafrost discontinuo in Ticino e dunque dei movimenti di terreno che ne risultano.
È interessante osservare come tra tutti i catasti InSAR presi in esame, quello che è situato in regioni con l'altimetria media maggiore è il catasto relativo all'Alto Vallese (fig. 2.23-A). In questo contesto spaziale e più in particolare nella Mattertal e nella Saastal, si sono osservati dei movimenti maggiormente attivi (Delaloye *et al.*, 2008b).
Il Ticino, assieme alla Regione Gottardo, rappresenta il contesto con le minori altimetrie medie e con i movimenti più lenti.

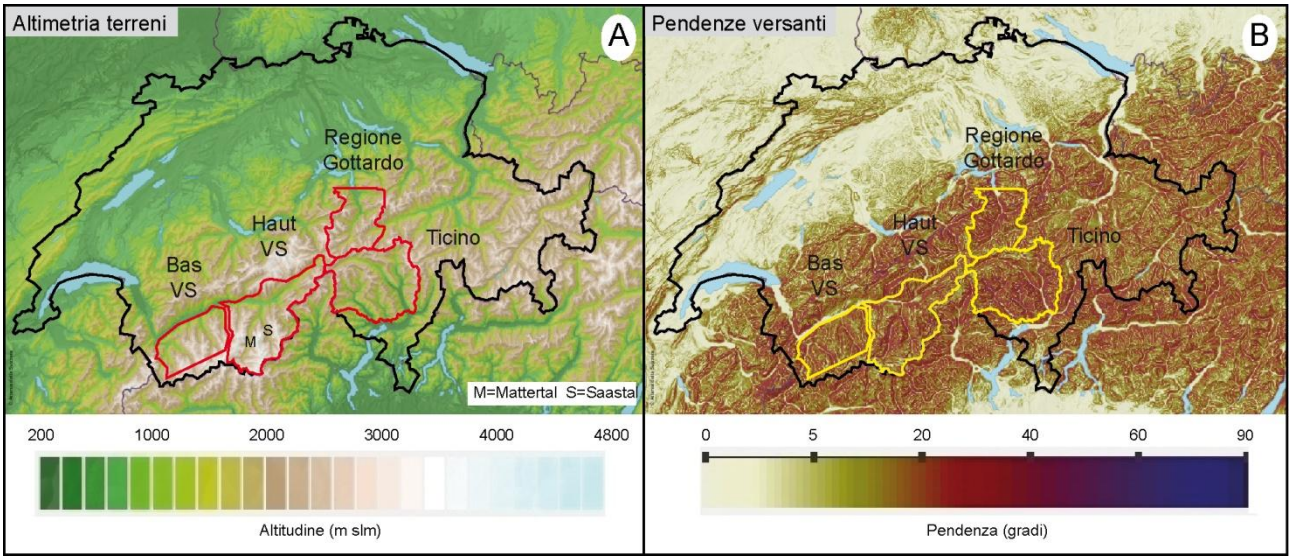


Fig. 2.23: altimetria (A) e pendenza dei versanti (B) in relazione al terreno investigato e ai catasti InSAR presi in esame per questo confronto (v. fig. 2.21). Si noti l'elevata altimetria della Mattertal (M) e della Saastal (S) in Alto Vallese, dove si sono registrati i movimenti InSAR più importanti (Delaloye *et al.*, 2008a) (fondo carta da Atlante della Svizzera 3, 2010).

È comunque riduttivo mettere in relazione diretta l'altimetria con l'intensità dei movimenti: questa regola può essere applicata fino ad una certa altezza, dato che alle altezze maggiori si trova più facilmente un permafrost freddo che inibisce invece i movimenti (Delaloye, 2004). Tra tutti i movimenti di terreno in ambiente periglaciale, quelli associati ai ghiacciai rocciosi attivi rappresentano una parte importante: in particolare in Ticino su 203 movimenti InSAR ben 76 erano causati da ghiacciai rocciosi. Delaloye & Morand (1997) hanno evidenziato come la fascia che corrisponde al potenziale sviluppo dei ghiacciai rocciosi attivi nella regione vallesana dell'Entremont, si estenda a seconda del versante dai 2300-2500 m slm ai 3000-3200 m slm (fig. 2.24). Questa fascia dello spessore di circa 700 m, corrisponde alla zona potenziale della presenza di ghiacciai rocciosi attivi. Per ciò che concerne invece la fascia della zona potenziale delle formazioni fossili, Delaloye & Morand (1997) suggeriscono anche in questo caso un dislivello di 700 m ma situato circa 300 m più in basso rispetto alla fascia della zona potenziale della presenza di ghiacciai rocciosi attivi. Questa fascia di 700 m corrisponde circa, secondo Francou (1993), all'estensione verticale delle zone periglaciali nelle Alpi. Interessante a questo proposito, come già negli anni 50 Wahrahftig & Cox (1959) hanno mostrato per 200 ghiacciai rocciosi dell'Alaska, uno spessore della zona di presenza di 2000 piedi ossia di circa 600 m: il valore è simile, tenendo in considerazione le differenze di latitudine e morfoclimatiche dell'Alaska rispetto alle Alpi.
Per spiegare la minore densità di movimenti InSAR presenti nella regione Ticino e quindi anche di ghiacciai rocciosi attivi, è importante valutare le differenze altimetriche tra le due regioni vallesane (Grand-Combin e Alta Valle di Ferret) e le Alpi Ticinesi. In Ticino l'altimetria media dei terreni è inferiore, con vette delle montagne che normalmente raggiungono i 2500-2900 m slm e solo in rari casi si elevano al di sopra dei 3000 m slm (v. cap. 4). Di conseguenza anche la fascia di presenza potenziale dei ghiacciai rocciosi attivi diventa più esigua e interessa una parte minore di superfici rispetto al Vallese.

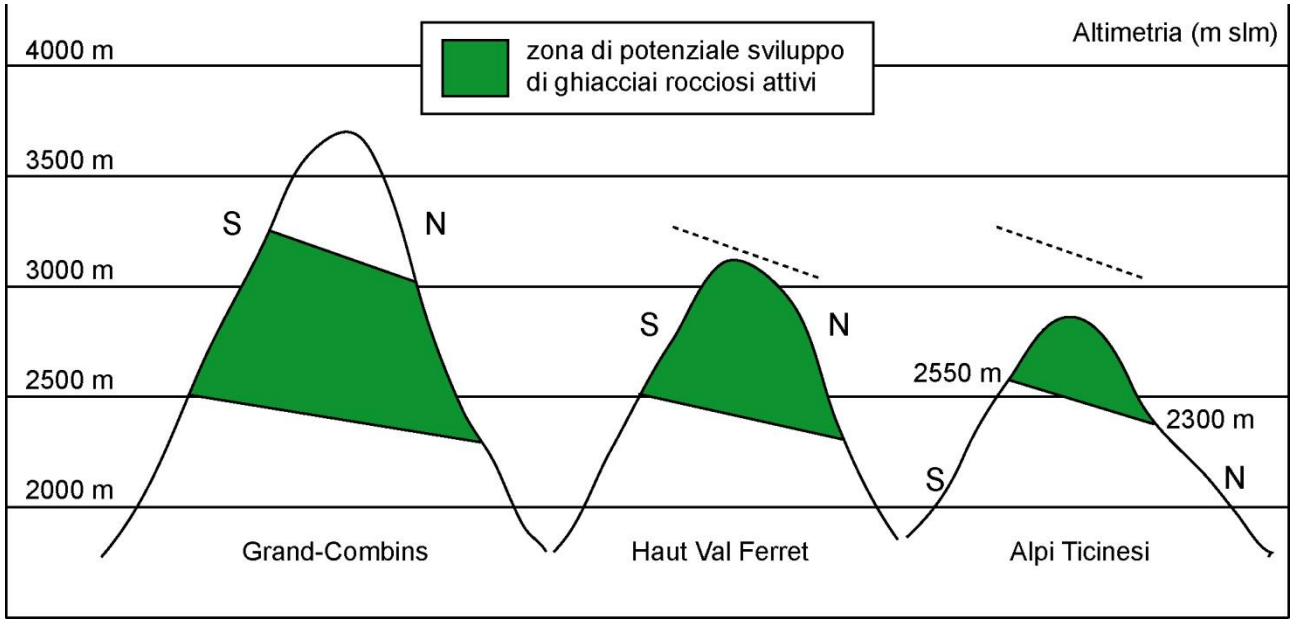


Fig. 2.24: confronto tra le zone potenzialmente favorevoli alla presenza di ghiacciai rocciosi attivi nelle regioni vallesane del Grand-Combin, dell'Alta Valle di Ferret (dati elaborati da Delaloye & Morand, 1997) e nelle Alpi Ticinesi. Il limite inferiore dei ghiacciai rocciosi attivi/inattivi (e quindi indicativamente del limite inferiore del permafrost discontinuo) delle Alpi Ticinesi è relativo al modello regionale delle Alpi Ticinesi, (Scapozza & Mari, 2010). Si noti come la minore altimetria delle Alpi Ticinesi riduca notevolmente la zona di potenziale sviluppo di ghiacciai rocciosi attivi.

Per ciò che concerne la pendenza dei versanti, la fig. 2.23-B mostra come i territori corrispondenti ai catasti InSAR Ticino e della Regione Gottardo presentino generalmente delle pendenze leggermente maggiori che in Alto e soprattutto Basso Vallese. È comunque problematico mettere in relazione questi valori di pendenza del terreno con l'intensità dei movimenti InSAR. Per prima cosa si dovrebbe considerare il tutto a una scala dell'oggetto, per esempio misurare la pendenza media di un ghiacciaio roccioso se non addirittura quella del singolo blocco. **Questo lavoro è comunque stato eseguito dai miei allievi Nicola Barchi e Loris Compagno per il ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi** dove sono state misurate le velocità medie dei

blocchi del corpo del ghiacciaio roccioso tra l'estate 2009 e l'autunno 2011 in relazione alla pendenza del terreno (Barchi & Compagno, 2011). La pendenza è stata calcolata sullo spostamento YZ del blocco per il periodo triennale 2009-2012 rispetto all'orizzontale (fig. 2.25-B). **Questi autori hanno evidenziato come una relazione diretta non esista: la complessa dinamica e le interazioni meccaniche tra le varie parti del ghiacciaio roccioso e delle falde di detrito che lo alimentano hanno reso impossibile confermare l'ipotesi secondo la quale i blocchi più veloci fossero quelli situati su pendenze maggiori, sia osservando le velocità stagionali che sul periodo autunno 2009 - autunno 2012** (fig. 2.25-A).
In considerazione di questo esperimento condotto a scala locale, verificare una relazione diretta tra pendenze del terreno e velocità applicata a scala regionale, risulta essere ancora maggiormente difficile da verificare, anche perché si dovrebbe elaborare una coerente procedura per calcolare la pendenza media dei singoli ghiacciai rocciosi. Rispetto alla scala dell'oggetto, la scala regionale comporta infatti ulteriori variabili da tenere in considerazione per spiegare in modo esauriente le differenti cinematiche dei terreni in movimento come l'altimetria, il microclima, l'esposizione, la copertura nevosa, ecc…

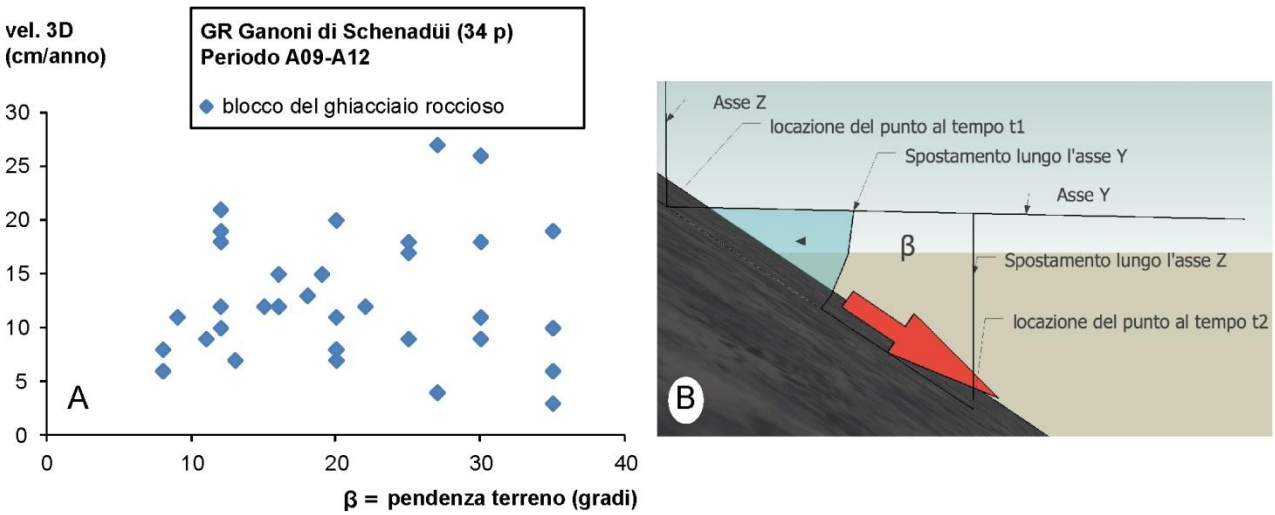


Fig. 2.25: (A) velocità in 3D (cm/a) e pendenza (angolo β) di 34 blocchi del ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi (dati da Barchi & Compagno, 2011). (B) procedimento per il calcolo della pendenza sulla base dello spostamento YZ del blocco per il periodo A09-A12 (Barchi & Compagno, 2011).

5.4. CONDIZIONI CLIMATICHE

Precipitazioni

I valori della distribuzione delle precipitazioni presentati nella fig. 2.26 possono servire per un confronto indicativo tra le 4 regioni oggetto dei catasti di movimenti InSAR. Infatti le precipitazioni teoricamente non dovrebbero essere direttamente influenzate dall'altitudine (v. fig. 2.23-A), ma piuttosto da parametri topografici e dalla geometria delle precipitazioni stesse.
Anche se le regioni InSAR si trovano tutte in ambiente alpino, queste presentano notevoli differenze per ciò che concerne precipitazioni annuali. Come mostra la fig. 2.26, emerge chiaramente che per il periodo 1981-2010, le regioni di Alto e Basso Vallese presentano dei valori di precipitazione decisamente inferiori alla Regione Gottardo e ancora di più del Ticino. In Ticino, le Valli Maggia e Verzasca presentano dei quantitativi di precipitazioni particolarmente elevati anche rispetto al resto dell'area investigata. Le zone con i quantitativi di precipitazione più bassi sono rappresentate dai terreni orientali, come la Valle di Blenio.
Se si analizzano i dati delle precipitazioni a livello del catasto InSAR del Ticino, si potrebbe ipotizzare un probabile influsso dei quantitativi delle precipitazioni sulla cinematica dei movimenti dei terreni: come visto in precedenza (fig. 2.21) infatti i terreni occidentali sono mediamente più veloci dei terreni orientali e centrali. Questa regola sembra però non funzionare a scala Svizzera, dove in Vallese ai movimenti molto rapidi registrati in Mattertal e Saastal corrispondono precipitazioni scarse, anche in confronto con il resto della regione Alto Vallese. Se poi si confrontano questi movimenti con quelli del Ticino, questa regola

sembra ancor più inapplicabile, dato che i contesti spaziali delle regioni vallesane e del Ticino sono troppo differenti tra di loro climaticamente e a livello di topografia.
Resta di conseguenza aperta l'ipotesi che i quantitativi di precipitazione possano condizionare la dinamica dei terreni sciolti in ambiente periglaciale, ma per rispondere a ciò occorre avere a disposizione dei dati di monitoraggio (v. parte IV) da confrontare con dati idrologici (v. parte V).

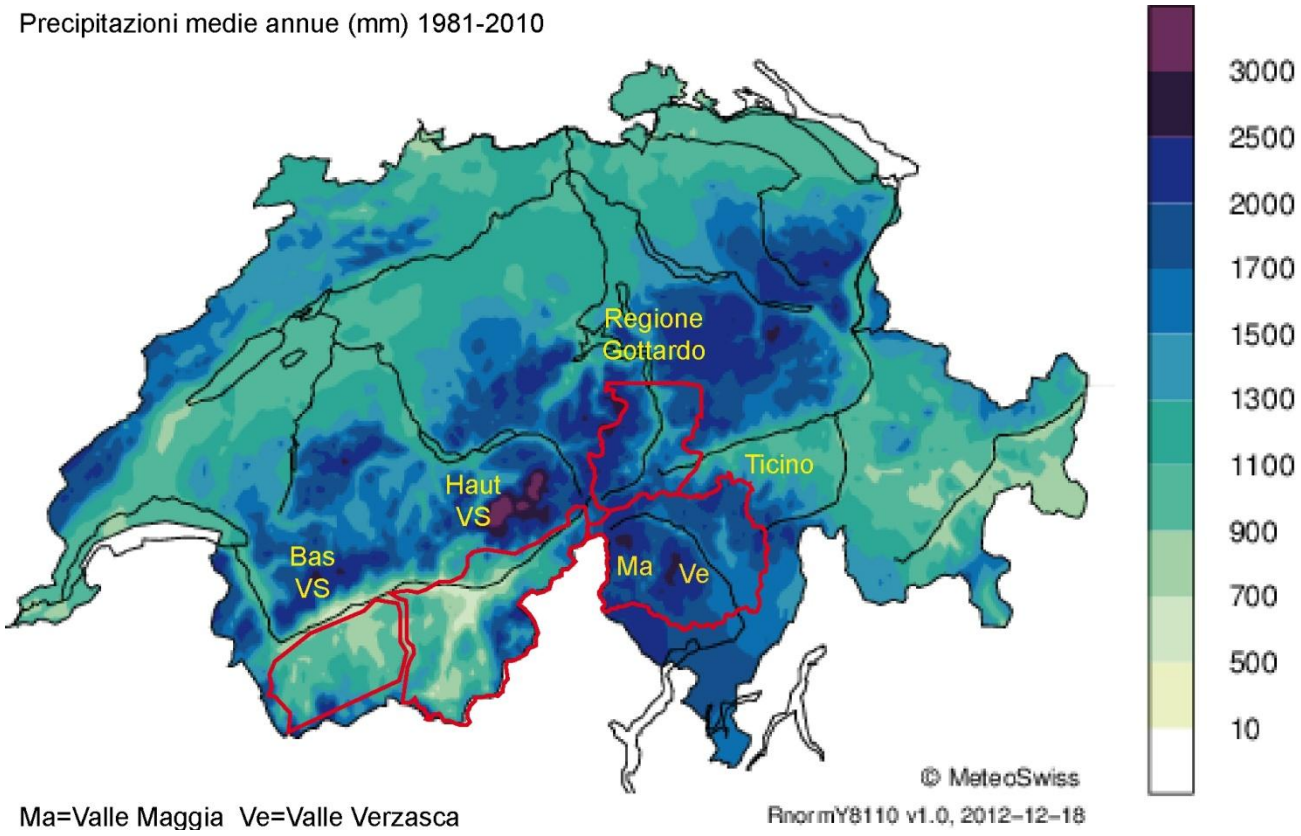


Fig. 2.26: media delle precipitazioni annuali (1981-2010). Si notino i quantitativi elevati di precipitazioni in Valle Maggia e Verzasca (fondo carta Meteo Svizzera, 2013).

Temperature dell'aria

Per ciò che concerne invece i valori delle temperature, questi possono essere estrapolati applicando il gradiente termico da stazioni conosciute situate in prossimità: secondo Gaia (2007) il gradiente termico delle Alpi Ticinesi è di 0.6 °C/100 m. Bouët (1985), arriva ad essere anche più preciso, proponendo un gradiente termico per le Alpi della Svizzera Romanda di 0.46 °C/100 m per lo strato dell'atmosfera fino a 1500 m e di 0.59 °C/100 m al di sopra di tale altitudine. Se comunque si prendono come riferimento delle stazioni meteo situate in prossimità dei 1500 m slm possiamo usare un gradiente medio di 0.6 °C/100 m per tutti i contesti InSAR studiati.
In base ai dati regionali a nostra disposizione sembra difficile elaborare una relazione tra la cinematica dei movimenti e le temperature medie annuali dell'aria. Solamente dei dati meteorologici a scala locale e dell'oggetto precisi e misurati in continuo, potranno fornire indicazioni utili per eventualmente meglio definire i rapporti tra le temperature e la dinamica dei movimenti di terreno. Per questa ragione sarà importante analizzare i dati locali scaturiti dal monitoraggio termico (GST) dei singoli ghiacciai rocciosi (v. parte IV).

5.5. ZONA DI PARTICOLARE INTERESSE GEOLOGICO

Il catasto InSAR elaborato per la Regione Ticino ha evidenziato un'elevata densità e velocità di movimenti InSAR nelle regioni della Valle Bedretto (BeR e BeL). A scala locale, il versante che presenta la maggior densità di movimenti InSAR di tutto il Canton Ticino (v. cap. 4.6) si trova sotto il Pizzo Predèlp, sul versante

idrografico destro delle valle di Santa Maria (zona Passo del Lucomagno BlR2). Qui si trovano una decina di movimenti di terreno (fig. 2.27-A): perlopiù si tratta di ghiacciai rocciosi attivi (7) e inattivi (2), il tutto in soli 2 km^2 di superficie.
È interessante osservare la complessità litologica di questo versante. Qui Mari (1996) ha elaborato una carta geologica dettagliata (1:10´000), approfondendo un precedente lavoro meno dettagliato (1:50´000) di Chadwick (1965; 1968). Questa regione si trova nella falda del Lucomagno che consiste principalmente in scisti, anfiboliti e gneiss pre-mesozoici. Questa falda fa parte tettonicamente del complesso delle falde penniniche inferiori. La regione interessata da questo sciame di ghiacciai rocciosi, presenta una geodiversità che probabilmente non ha eguali in tutto il Ticino: in 2 km^2 possiamo trovare gneiss occhialini, gneiss a 2 miche, scisti grafitici, vene decimetriche di quarziti e delle fasce con spessore metrico di anfiboliti, fasce fino a 10m di xenoliti negli gneiss a 2 miche e granati e soprattutto una zona che Mari (1996) ha descritto come zona di transizione, dove tra gli gneiss occhialini e gli gneiss a 2 miche non esiste un vero contatto petrografico, bensì una serie di macroscopiche e diffuse inclusioni. (fig. 2.27-B). Questo "contatto" si presenta sul terreno come degli xenoliti di una roccia contenuti nell'altra e viceversa secondo proporzioni variabili.

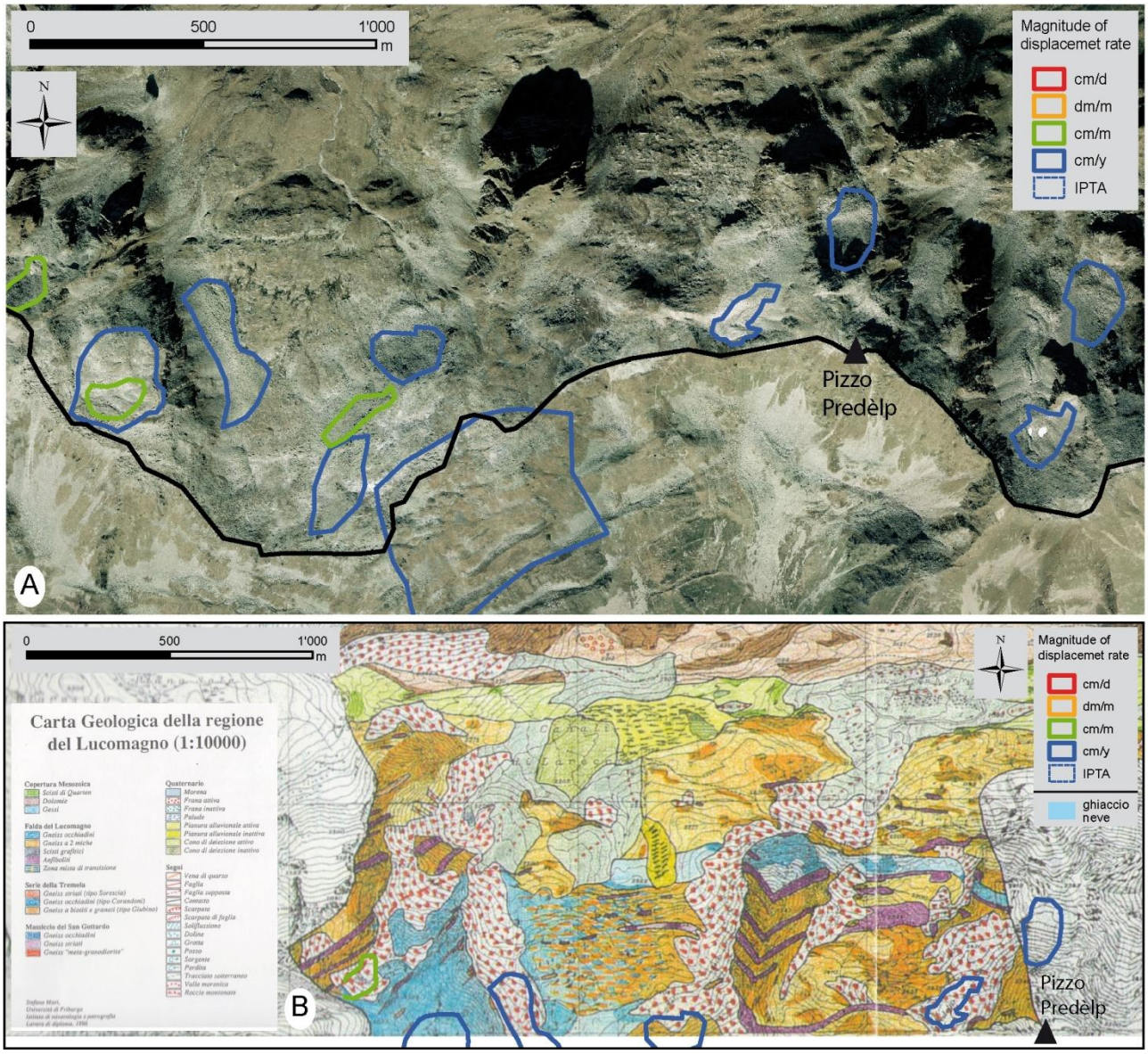


Fig. 2.27: (A) ortofoto e movimenti di terreno InSAR in zona Pizzo Predèlp (BlR2). (B) poligoni di movimento InSAR su sfondo carta geologica (1:10´000) della regione del Pizzo Predèlp (immagine rielaborata da Mari, 1996). Anche se i movimenti InSAR del versante si trovano al margine meridionale della carta: si noti comunque l'elevata geodiversità e complessità delle strutture litologiche della falda del Lucomagno che corrisponde al versante settentrionale del Pizzo Predèlp.

Nella regione sono presenti numerose strutture di deformazione pre-alpine (erciniane) e alpine suddivise in 2 fasi (Mari, 1996; Chadwick, 1968). Soprattutto queste deformazioni alpine hanno prodotto delle diaclasi e delle pieghe anche nella lineazione minerale a scala macroscopica.
Ora, mettere in relazione l'elevata geodiversità di questo versante con la grande densità di movimenti InSAR presenti è forse azzardato e si dovrebbero tenere in considerazione un numero maggiore di fattori come l'esposizione (nord), l'irraggiamento del versante, i parametri topografici e climatici appena analizzati. Tuttavia non è da escludere che in questa zona differenti strutture petrografiche appartenenti a differenti unità tettoniche si incontrino e producano molte faglie e diaclasi neotettoniche, favorite anche dalla grande diversità petrografica. Tutto ciò rende la granulometria dello strato superficiale del terreno particolarmente fine, infatti i blocchi che compongono i materiali sciolti del versante sono piccoli, con dimensioni di 20-50 cm per il blocchi più grandi. Tutto ciò forse produce una grande instabilità del versante che combinata con i fattori generanti i movimenti di terreno visti sopra, possono generare a loro volta un'elevata densità di strutture dinamicamente attive, come i ghiacciai rocciosi.
A questo proposito è interessante constatare che anche Delaloye & Morand (1998) hanno osservato per la regione delle Alpi Vallesane dell'Entremont come la litologia sia un fattore determinante per l'esistenza e lo sviluppo dei ghiacciai rocciosi. In altri termini l'altezza del fronte e la sua grandezza sono influenzati dai differenti tipi di rocce. Questi autori hanno constatato che le rocce come gli gneiss e le quarziti favoriscono lo sviluppo dei ghiacciai rocciosi con un tasso di occupazione del terreno del 10% rispetto al 5% in presenza di terreni calcari e scistosi, a parità di condizioni morfoclimatiche.
Se, oltre a questi fattori litologici associamo l'orientazione N del versante in questione, possiamo forse spiegare, almeno in parte, questa elevata densità di ghiacciai rocciosi.

5.6. VALUTAZIONE SULLA QUALITÀ DEI RISULTATI PRODOTTI

Tra tutte le parti che compongono questo lavoro, **questa parte è sicuramente quella che presenta una minore qualità teorica dei risultati prodotti**. Questo è da attribuire alla tecnica InSAR, che si compone di un'interpretazione soggettiva degli interferogrammi. Anche se questi sono sempre stati controllati da almeno due persone, errori di delimitazione dei poligoni possono sempre verificarsi. Gli interferogrammi stessi spesso mostrano i movimenti di terreno con evidenti lacune e imperfezioni proprie.
Anche l'interpretazione delle forme geomorfologiche partendo dalle ortofoto o dalla carta topografica, non è sempre affidabile al 100%, come sarebbe invece il caso di un'osservazione diretta sul terreno. In particolare non è da escludere la confusione tra un ghiacciaio roccioso, un ghiacciaio coperto e un ghiacciaio nero, anche per la mancanza di parametri oggettivi che permettono una loro differenziazione.
Ad ogni modo questa parte è da intendersi solo come un punto di partenza per le prossime investigazioni sul terreno (parte IV e V).

6. CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

Tipologia, magnitudo e distribuzione spaziale dei movimenti InSAR

Questo lavoro ha permesso di elaborare una mappa dei movimenti InSAR, corrispondenti a 203 poligoni di movimento (173 in zona di permafrost), con velocità variabili da cm/d a cm/y ma comunque generalmente ridotte rispetto a studi analoghi compiuti in Vallese e simili al catasto della Regione Gottardo.
La maggior parte di questi movimenti si trova in zona di permafrost potenziale (57 poligoni sono stati catalogati come ghiacciai rocciosi attivi) e in corrispondenza di forme glaciali (25 poligoni sono stati catalogati come ghiacciai coperti da detriti). I poligoni sono ripartiti abbastanza uniformemente sul territorio delle valli di Blenio, Bedretto, Leventina, Maggia e Verzasca. A scala regionale non si sono rilevati significative differenze di distribuzione e di velocità dei movimenti. Si è tuttavia osservato come le velocità di movimento dei terreni nella parte occidentale delle Alpi Ticinesi siano generalmente superiori alle velocità dei terreni situati nella parte orientale del Cantone.
Questo inventario è da intendersi come uno strumento di rilevamento dei principali movimenti di terreno che interessano le Alpi Ticinesi. I **risultati** appena descritti (localizzazione, magnitudine degli spostamenti e geomorfologia delle forme) sono quindi puramente **qualitativi**.

Fattori d'influenza

I principali fattori che influiscono sulla disposizione spaziale (densità e magnitudine dei movimenti di terreno rilevabili con InSAR) sono riassunti dalla fig. 2.28. In particolare il fattore che più di tutti produce una zona di potenziali movimenti di terreno rilevabili con InSAR è la presenza di permafrost. All'interno dell'ambiente periglaciale un ruolo importante è svolto dall'altimetria, in particolare in relazione all'altitudine delle vette dei monti sovrastanti che alimentano per esempio i ghiacciai rocciosi (v. cap. 5.3).
L'eventuale degrado del permafrost è importante per generare questi movimenti, in particolare quando siamo in presenza di un permafrost caldo, dato che permafrost freddo inibisce maggiormente i movimenti (Delaloye, 2004). Anche la geologia e la tettonica sembrano avere le potenzialità per generare dei movimenti InSAR e in questo caso anche per quei movimenti situati al di sotto del limite inferiore del permafrost discontinuo (LIP, v. parte III, cap. 2.2).

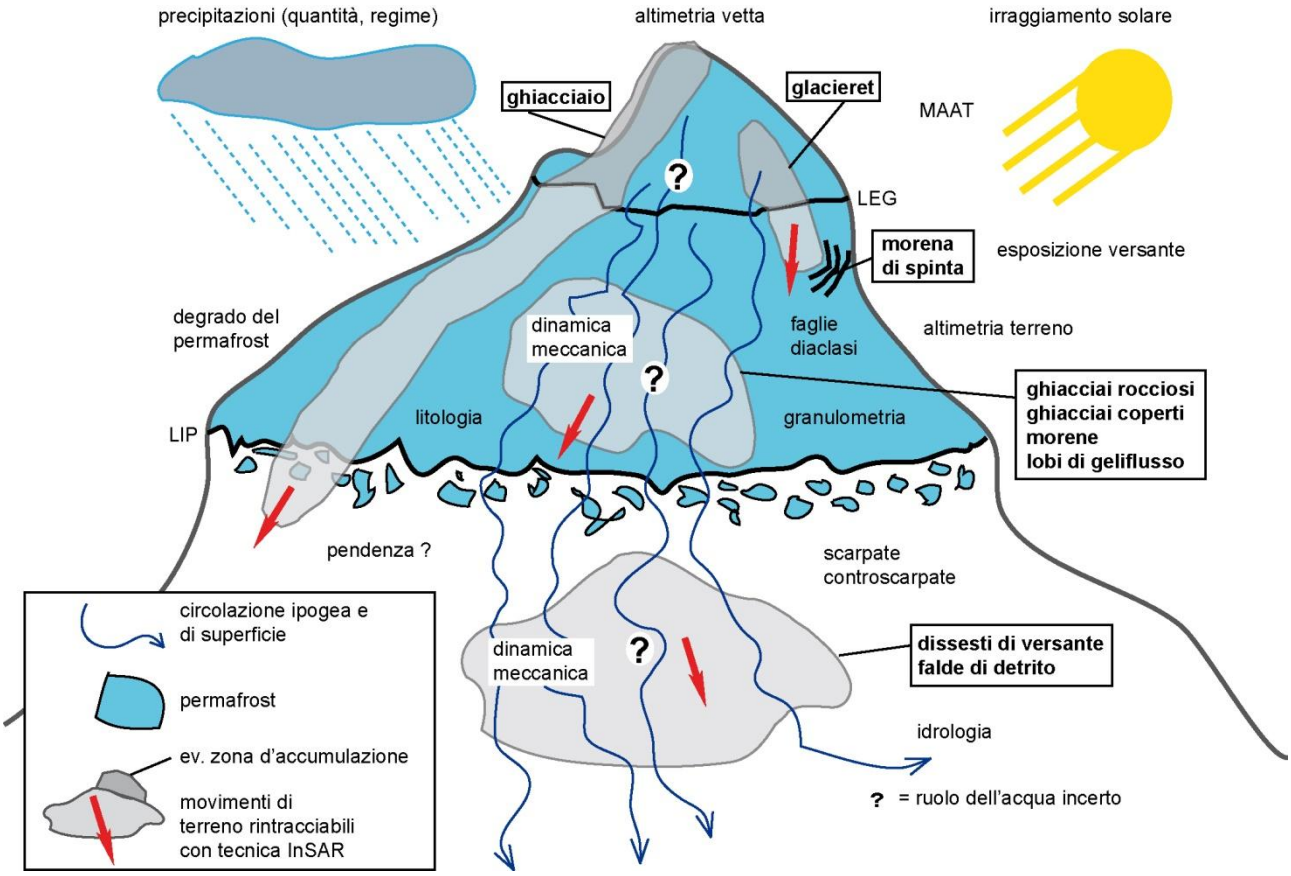


Fig. 2.28: modellizzazione delle cause dei movimenti rilevati con la tecnica InSAR. Si noti la moltitudine dei fattori coinvolti che influiscono sui movimenti di terreno in ambiente di permafrost e sotto il LIP (limite inferiore del permafrost discontinuo).

Per ciò che concerne invece il ruolo della topografia, la situazione sembra essere troppo complessa per estrapolare delle considerazioni attendibili. Le interazioni meccaniche all'interno di un terreno in movimento sembrano svolgersi in modo non prevedibile: i fattori d'influenza sono evidentemente troppi e ancora in parte sconosciuti per elaborare un modello affidabile. Ad ogno modo la minore altimetria generale delle Alpi Ticinesi, rispetto ad altre regioni alpine, come il Vallese in particolare, produce una minore densità di questi movimenti in ambiente periglaciale.
Un campo invece che deve assolutamente essere esplorato in questa tesi per definire meglio le cause dei movimenti in ambiente periglaciale in Ticino, è il ruolo di alcuni parametri climatici: le precipitazioni (regime e quantitativi) e in particolare le temperature del suolo MAGST e dell'aria MAAT.
Questo elenco dei movimenti di terreno ottenuti tramite InSAR, in aggiunta con lo studio di carte, foto aeree e osservazioni di terreno, ha rappresentato il punto di partenza per l'elaborazione di un catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi (v. parte III) (Scapozza & Mari, 2010), il quale a sua volta ha costituito la base per la scelta di 13 siti di monitoraggio termico e cinematico a lungo temine degli spostamenti di queste forme

geomorfologiche (v. parte IV). **Anche il ruolo dell'acqua dovrà venire approfondito, in particolare la circolazione all'interno dei corpi ghiacciati (v. parte V) sembra essere determinante per spiegare la dinamica dei movimenti anche in ambienti periglaciali.** Solamente uno studio a scala locale e forse anche dell'oggetto, potrà esserci d'aiuto a questo stato delle ricerche per rispondere alle questioni di ricerca generali.

Metodi e procedure

A livello metodologico l'*update* con gli interferogrammi ad alta risoluzione ha mostrato tutte le sue potenzialità, anche se in futuro sarebbe opportuno disporre di un maggior numero di interferogrammi TerraSAR-X e COSMO-SkyMed (sia in orbita ascendente che discendente) a lungo periodo, al fine di poter finalmente aggiornare anche i movimenti lenti.

Parte III: CATASTO DEI GHIACCIAI ROCCIOSI

INVENTARIO, CARATTERISTICHE E DINAMICA DEI GHIACCIAI ROCCIOSI DELLE ALPI TICINESI

Questa parte intende catalogare i ghiacciai rocciosi presenti sul territorio del Cantone Ticino. Per raggiungere questo obiettivo si analizzeranno con l'applicativo ArcGis, le ortofoto, la carta topografica e l'inventario dei movimenti di terreno InSAR elaborato nella parte II. Questo inventario servirà per definire il grado d'attività dei ghiacciai rocciosi.
Il primo capitolo intende introdurre questa parte, la seconda unità di ricerca di questa tesi, illustrando i principali obiettivi specifici.
Nel secondo capitolo di questa parte si intende approfondire il contesto scientifico dei vari procedimenti per la modellizzazione spaziale del permafrost, così come i lavori che fino a oggi si sono occupati della loro catalogazione e descrizione, con particolare interesse per le Alpi Ticinesi.
Nel terzo capitolo ci si occuperà di illustrare in dettaglio la metodologia e il procedimento con i quali si è giunti all'elaborazione di questo catasto, nonché i vari parametri che sono stati usati per descrivere i ghiacciai rocciosi.
Il capitolo 4 presenterà il catasto dei ghiacciai rocciosi e la conseguente modellizzazione della distribuzione nello spazio del permafrost discontinuo per le Alpi Ticinesi.
Nel capitolo seguente si discuteranno i risultati ottenuti con questo catasto e la sua modellizzazione con i risultati di altri lavori similari per le Alpi Svizzere e le Alpi Centrali Italiane, il tutto alla luce delle specifiche condizioni morfoclimatiche.
Nel 6° ed ultimo capitolo si cercheranno di esporre le principali conclusioni di questa unità di ricerca e le prospettive legate ai futuri sviluppi di questo lavoro di catalogazione dei ghiacciai rocciosi ticinesi.

1. INTRODUZIONE E OBIETTIVI SPECIFICI

Il catasto dei movimenti InSAR elaborato nella parte precedente, ha evidenziato come la maggior parte delle forme geomorfologiche che hanno prodotto i movimenti di terreno, siano da ricondurre ai ghiacciai rocciosi: su 203 movimenti 57 sono ghiacciai rocciosi attivi. Boeckli *et al.* (2012) hanno osservato come i ghiacciai rocciosi sono considerati come la forma più diffusa (e più spettacolare) del permafrost alpino ma anche di altre catene montuose come per esempio i Pirenei (Feuillet *et al.*, 2008).
Molti ghiacciai rocciosi sono situati in prossimità del limite inferiore del permafrost discontinuo con temperature (MAGST) tra -2 e 0°C (Gärtner-Roer *et al.*, 2010) Tuttavia questo presupposto non è più completamente corretto, dato che a causa dello sfasamento termico (*thermal offset*, v. parte I, cap. 3.4.3) la temperatura media annuale del suolo (MAGST), sempre in prossimità del limite inferiore del permafrost discontinuo, può anche risultare maggiore di 0°C (v. anche PERMOS, 2010). A causa del riscaldamento in atto, le condizioni termiche attuali della superficie non sono in equilibrio con quelle riscontrabili più in profondità: come anche evidenziato dai risultati del monitoraggio termico (v. parte IV, cap. 5.6) molti ghiacchiai rocciosi hanno evidenziato una MAGST attuale di circa 0.5°C.
Anche in base a a queste considerazioni gli obiettivi specifici di questa parte sono:

- **allestire un catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi ed evidenziare le loro principali caratteristiche (morfologiche e topografiche);**
- **determinare il limite inferiore del permafrost discontinuo in Ticino sulla base del catasto dei ghiacciai rocciosi e confrontarlo con altre regioni alpine;**
- **elaborare una mappa della distribuzione potenziale dei ghiacciai rocciosi attivi e indicativamente del permafrost in Ticino.**

Questi obiettivi specifici, così come quelli enunciati nella parte precedente di questa tesi, sono da intendere come uno strumento di lavoro per comprendere quali sono le specificità topografiche e morfologiche dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi. A questa domanda generale possiamo rispondere solo tenendo in considerazione le specifiche condizioni morfoclimatiche delle Alpi Ticinesi (v. parte I, cap. 3.7).

2. CONTESTO STORICO-SCIENTIFICO SPECIFICO

2.1. LAVORI PRECEDENTI

Nelle Alpi Ticinesi

Nelle Alpi Ticinesi, gli studi inerenti alla ripartizione del permafrost e alle caratteristiche dei ghiacciai rocciosi, salvo alcuni esempi sporadici (per es. Zeller, 1964; Binggeli, 1965), sono relativamente recenti. Da un punto di vista spaziale, queste ricerche si sono limitate fino a oggi solo ad alcune aree, in particolare alla regione del Basòdino-Cristallina, alla Val Bedretto e alla Valle di Blenio (per esempio, Steens, 2003; Valenti, 2006; Scapozza, 2008). Nonostante gli importanti sviluppi recenti nello studio degli ambienti periglaciali delle Alpi Ticinesi, dove negli ultimi anni si sono moltiplicate le descrizioni di ghiacciai rocciosi (per es. Scapozza & Reynard, 2007; Scapozza *et al*., 2008b; 2008d), le misure geofisiche volte alla cartografia dell'estensione e delle caratteristiche del permafrost (per es. Scapozza *et al*., 2008a; Scapozza, 2009b) e lo studio della dinamica dei ghiacciai rocciosi (per esempio, Mari *et al*., 2009; Ramelli *et al.*, 2009), mai nessuna sintesi cantonale è stata finora pubblicata.
In questa parte sono presentati i risultati del primo inventario sistematico dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi, di cui alcuni risultati sono stati pubblicati da Scapozza & Mari (2010). Questo catasto viene a completare l'inventario relativo alle Alpi Ticinesi Orientali di Scapozza (2008) e Scapozza *et al.* (2008b), altrimenti denominate anche Alpi Bleniesi di Scapozza & Fontana (2009), che è stato il primo inventario regionale di questo tipo in Cantone Ticino. Il catasto dei ghiacciai rocciosi qui presentato si basa in buona parte su un inventario dei movimenti di terreno in zona periglaciale redatto utilizzando l'interferometria radar da satellite (v. parte II).
Il primo catasto elaborato per le Alpi Ticinesi Orientali di Scapozza (2008) aveva proposto anche un nuovo modello della ripartizione del permafrost discontinuo per la regione studiata (PERMABLENIO). In precedenza Scapozza & Reynard (2007) avevano già proposto un modello qualitativo del limite inferiore del permafrost discontinuo nel massiccio della Cima di Gana Bianca, sulla base della posizione dei ghiacciai rocciosi e dell'orientazione dei versanti. Questi studi erano però limitati ad alcune piccole porzioni orientali del Cantone Ticino e basati su un numero limitato di forme (54). Nonostante ciò, il modello PERMABLENIO ottenuto, ha permesso di determinare il limite inferiore del permafrost discontinuo (LIP) dai 2350 m slm dei versanti N ai 2700 m slm dei versanti SO per la generazione I (GRI) dei ghiacciai rocciosi (attivi/inattivi). Il modello PERMABLENIO ha permesso anche di stimare il LIP per le generazioni II (GRII) e III (GRIII) dei ghiacciai rocciosi (fossili), con una differenza di altitudine tra le varie generazioni di ghiacciai rocciosi, chiamata anche depressione del permafrost (DP), di 300 m per GRII e 500m per GRIII.
L'esiguità del numero di ghiacciai rocciosi che hanno condotto a questo catasto e il fatto che la regione studiata (Alpi Ticinesi Orientali) presentasse delle condizioni climatiche differenti dal resto del Cantone (v. parte I), rende di fatto poco affidabili i valori appena descritti sul LIP. Per ottenere un modello sulla ripartizione del permafrost discontinuo per le Alpi Ticinesi si rende perciò necessario uno studio a scala cantonale.

Nelle Alpi Svizzere

Nel resto delle Alpi sono stati elaborati numerosi catasti regionali sui ghiacciai rocciosi per ottenere i corrispettivi modelli sulla distribuzione del permafrost discontinuo.
In Vallese Delaloye & Morand (1998), hanno elaborato un catasto per la regione dell'Entremont tra la Val Ferret e il Grand-Combin. Il loro obiettivo era di elaborare un modello (ENTREMONT) sulla distribuzione del permafrost discontinuo. Sono stati catalogati 320 ghiacciai rocciosi su una superficie di 300 km^2 (tab. 3.1).

In Vallese un altro catasto con relativo modello sulla ripertizione del permafrost è stato condotto in precedenza da Lambiel & Reynard (2001) nella regione di Bagnes-Hérémerence (Alpi Pennine). Sempre in Svizzera, anche le Alpi Bernesi hanno avuto il loro catasto con il lavoro di Imhof (1996a) e le Alpi Retiche (Engadina-Grigioni) con il catasto di Hoelzle (1989).

In altre regioni alpine

Nelle Alpi Centrali Italiane, sono stati elaborati tre importanti catasti: Baroni *et al.* (2004) hanno catalogato e descritto 216 ghiacciai rocciosi (di cui 88 attivi/inattivi) per la regione dell'Adamello-Presanella, mentre Seppi (2006) ha esteso il catasto di Baroni *et al.* (2004) alla regione trentina del massiccio di Ortles-Cevedale. Scotti *et al.* (2011) hanno elaborato un catasto dei ghiacciai rocciosi per le Alpi Orobiche e la Valle di Livigno (I). Sempre lo stesso autore (Scotti *et al.*, 2012; Scotti, 2013) integra questi dati in un nuovo catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Lombarde: su una superficie di circa 8800 km^2 sono stati catalogati complessivamente 1514 ghiacciai rocciosi.
Sul massiccio dell'Argentera, situato nelle Alpi Marittime Italiane, Ribolini (1999) ha analizzato la distribuzione dei ghiacciai rocciosi presenti, evidenziando la loro irregolare distribuzione spaziale, causata dal particolare assetto orografico regionale e dalla presenza di aree in cui la presenza, o la recente scomparsa, delle condizioni glaciali ha inibito lo sviluppo dei ghiacciai rocciosi stessi. Ribolini (2006) ha analizzato 134 ghiacciai rocciosi sul versante italiano del Massiccio dell'Argentera, l'85% dei quali presentano un'orientazione sui quadranti settentrionali. Per il massiccio dell'Argentera, Ribolini (2006) ha determinato a 2500 m slm il LIP e a 2600 m slm il limite inferiore per l'attività dei ghiacciai rocciosi.
Recentemente nelle Alpi Austriache si sono condotti alcuni catasti di importanti dimensioni, in particolare Krainer & Ribs (2012) hanno catalogato ben 3145 ghiacciai rocciosi per una superficie totale di 167.2 km^2, 517 (16.4%) attivi, 915 (29.1%) inattivi e 1713 (54.5%) fossili, nelle Alpi Tirolesi. Kellerer-Pirklbauer *et al.* (2012), hanno catalogato 1647 ghiacciai rocciosi delle Alpi Austriache Occidentali, evidenziando la presenza di 1300 forme fossili. Sulla base di questi grandi catasti, Schrott *et al.* (2012) hanno cercato di implementare un modello sulla distribuzione del permafrost discontinuo per la regione austriaca del Hohe Tauern (4400 km^2 di superficie complessiva).
In Francia, nella regione della Vanoise, Monnier (2006) ha catalogato 157 ghiacciai rocciosi su una superficie si ben 2600 km^2. Per effettuare un confronto spaziale sulla densità dei ghiacciai rocciosi si dovrebbero però selezionare solamente le regioni periglaciali.

2.2. LIMITE INFERIORE DEL PERMAFROST DISCONTINUO (LIP)

Il limite inferiore del permafrost discontinuo (LIP) corrisponde al limite (spesso associato a un'altitudine) al di sotto del quale il permafrost discontinuo è assente. Il LIP serve per definire una ripartizione spaziale del permafrost. Per definire il LIP si possono elaborare differenti modelli spaziali e temporali che possono essere empirici, empirico-statistici, fisici o per teledetezione satellitare (v. cap. 2.3). Generalmente per definire il LIP, in una regione con condizioni morfoclimatiche omogenee, si sfruttano i limiti inferiori dei ghiacciai rocciosi attivi/inattivi, ossia i più evidenti indicatori della presenza del permafrost discontinuo (Haeberli, 1985; Evin, 1987; Barsch, 1996), i quali forniscono modelli empirici della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo soprattutto a scala regionale, mentre i ghiacciai rocciosi fossili indicano la presenza del permafrost discontinuo del passato (v. anche Evin, 1987). Per elaborare questi modelli ci si basa su un inventario dei ghiacciai rocciosi attivi/inattivi per una determinata regione. **Abbiamo comunque visto che il LIP basato su questi catasti deve essere considerato come indicativo. Come già visto in precedenza (cap. 1) a causa del riscaldamento globale le condizioni termiche verticali dei terreni periglaciali non sono più in equilibrio.** Nonostante ciò Scapozza (2008) suggerisce che i ghiacciai rocciosi, con il loro fluire a valle, possono spostare le condizioni di permafrost discontinuo ad altitudini più basse rispetto a zone limitrofe non caratterizzate da sedimenti mobili, in questo caso l'altitudine del LIP deve essere considerata come un'altitudine minima.

2.3. SCALA SPAZIALE E MODELLIZZAZIONE DELLA RIPARTIZIONE DEL PERMAFROST

2.3.1. MODELLI APPLICABILI

Possiamo distinguere 4 tipologie di modelli che permettono di visualizzare la ripartizione del permafrost: i **modelli empirici (topoclimatici e su catasti di ghiacciai rocciosi)**, i **modelli empirici-statistici**, i **modelli per telerilevamento** satellitare e **modelli fisici** (Haeberli *et al*., 1996 ; Hoelzle *et al*., 2001), in funzione della scala e della precisione che si vogliono ottenere, ognuno con le proprie potenzialità e limiti (tab. 3.1).

Tipo di modello	**Modelli empirici**		**Modelli empirici-statistici**	**Modelli per telerilevamento satellitare**	**Modelli fisici**
	Topoclimatici	**Catasto GR**			
Scala spaziale	Regionale		Regionale/locale		Oggetto
Tipologia dati	Qalitativa-quantitativa		Quantitativa		
Parametri impiegati	[1]Orientazione [1]Pendenza [1]Piede di versante [1]Esposizione vento [2]+Copertura suolo	Inventario GR	[5]Irraggiamento [5]MAGST [5]BTS [6]+MAAT [6]+Copertura nevosa	Valori di riflettanza del suolo	Flusso energetico atmosfera-suolo
Complessità	Semplice		Media		Complessa
Osservazioni	Scarsa affidabilità a scala locale Risultati indicativi a scala regionale		Modellizzazione del permafrost sotto il LIP	Da integrare con modelli empirici	Elevata precisione a scala dell'oggetto
Esempio	[1]PERMAKART [2]PERM	[3]PERMABLENIO [4]ENTREMONT	[5]PERMAMAP [6]PERMACLIM		PERMABAL
Referenza	[1]Haeberli, 1975 [1]Keller, 1992 [2]Imhof, 1996b	[3]Scapozza, 2008 [4]Delaloye & Morand, 1998	[5]Hoelzle, 1994 [6]Guglielmin *et al.*, 2003	Dousse & Lugon, 1996 Scapozza *et al*., 2006	Stocker-Mittaz *et al.*, 2002

Tab. 3.1: riassunto delle principali caratteristiche dei 4 principali tipi di modelli per rappresentare la distribuzione del permafrost.

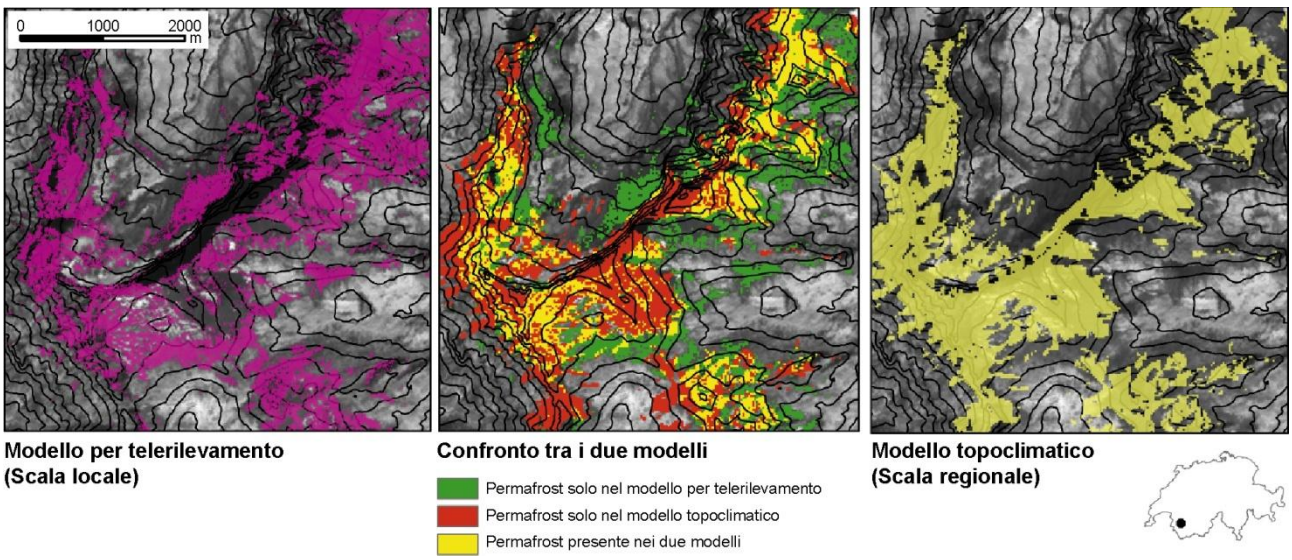


Fig. 3.1: confronto tra la rappresentazione della distribuzione del permafrost ottenuta con un modello topoclimatico e con un modello per telerilevamento nella Valle di Nant (Alpi Calcari Vodesi) (Immagine modificata da Scapozza *et al*., 2006). Si noti la migliore rappresentazione delle discontinuità locali del modello a scala locale (modello per telerilevamento).

Si può osservare come i modelli empirici siano da preferire per modellizzazioni a scala regionale, mentre a scale più grandi sono da preferire i modelli maggiormente quantitativi, sebbene questi ultimi presentino una complessità maggiore. I modelli quantitativi permettono di effettuare delle simulazioni di differenti situazioni a dipendenza delle variabili prese in esame, ma soprattutto di essere applicabili a condizioni climatiche passate o future (Hoelzle *et al.*, 2001).
Un confronto tra un modello empirico (topoclimatico) a scala regionale e un modello per telerilevamento, adatto alle scale locali, è stato effettuato da Scapozza *et al.* (2006) nella regione della Valle di Nant (Alpi Vodesi). I risultati emersi mostrano delle differenze dovute alle specifiche caratteristiche dei due modelli: il modello per telerilevamento garantisce una migliore rappresentazione delle discontinuità locali e permette di attribuire del permafrost a zone che, con il modello empirico, sarebbero invece situate al di sotto del LIP regionale (fig. 3.1).
In considerazione del fatto che il principale obiettivo specifico di questa parte è quello di determinare il limite inferiore del permafrost discontinuo sulla base del catasto dei ghiacciai rocciosi e di conseguenza elaborare una mappa della distribuzione del permafrost in Ticino, si è deciso di elaborare un modello empirico. Il modello empirico basato sul catasto è quello che offre i migliori risultati a scala regionale come il territorio ticinese. Chiaramente, a scala locale, i risultati ottenuti saranno da considerarsi solo indicativi.

2.3.2. RISULTATI A SCALA ALPINA DEI PRINCIPALI MODELLI ELABORATI FINORA BASATI SU CATASTI DI GHIACCIAI ROCCIOSI

Per ciò che concerne i modelli empirici basati sui catasti dei ghiacciai rocciosi, la fig. 3.2 riassume il LIP in funzione dell'orientazione dei versanti, estrapolato da alcuni inventari di ghiacciai rocciosi per altrettante regioni delle Alpi. Si sono usati i dati dei catasti delle Alpi Bernesi (Imhof, 1996a), delle Alpi Vallesane, Entremont (Delaloye & Morand, 1998), della regione di Bagnes-Hérémence (Lambiel & Reynard, 2001; 2003) e delle Alpi Retiche (Hoelzle, 1989). Lo scopo di tali scelte era di avere a disposizione dei catasti per altrettante regioni delle Alpi Svizzere con condizioni morfoclimatiche caratteristiche: nelle Alpi Vallesane e Retiche troviamo infatti un clima più continentale, mentre nelle Alpi Bernesi è invece predominante un clima oceanico, con una bassa densità di ghiacciai rocciosi, ma in principio più favorevole invece ai ghiacciai (Scapozza, 2008).
Come visto nella parte I, in Alto Ticino troviamo delle condizioni morfoclimatiche caratteristiche, con un clima semicontinentale (Scapozza, 2008), ossia una via di mezzo tra le due regioni morfoclimatiche citate sopra, anche se con differenze presenti tra la parte occidentale e quella orientale, soprattutto a livello di media pluriannuale delle precipitazioni. La media pluriannuale delle precipitazioni è considerata un buon indicatore per definire la continentalità di un clima: le variazioni nel regime delle precipitazioni determinano in effetti l'altitudine della linea d'equilibrio dei ghiacciai e il regime d'innevamento, due parametri importanti per definire l'estensione della zona periglaciale.
Per disporre quindi di dati relativi a catasti con condizioni morfoclimatiche simili, nella fig. 3.2 sono integrati anche i lavori di Scapozza (2008) sulle Alpi Ticinesi Orientali e 3 catasti effettuati sulle Alpi Centrali Italiane (Baroni *et al.*, 2004: Adamello-Presanella; Seppi, 2006: Ortles-Cevedale; Scotti *et al.*, 2012: Alpi Lombarde) che condividono con il Ticino lo stesso versante Sud delle Alpi. Le Alpi Centrali Italiane, presentano una distribuzione altimetrica simile a quella delle Alpi Ticinesi dato che sono situate sullo stesso versante del penepiano in sollevamento all'incirca alla stessa latitudine (Campana, 1989). Le Alpi Centrali Italiane presentano anche una media pluriannuale di precipitazioni simile a quella delle Alpi Ticinesi Orientali, Mesolcina e parte della Leventina Orientale, con quantitativi che variano dai 1300 mm ai 1800 mm tra i fondovalle e le regioni a altitudini più elevate. L'Alta Valtellina presenta invece condizioni topografiche simili a quelle del Vallese Centrale, dell'Engadina e della Valle d'Aosta, trovandosi nel cuore della catena Alpina con un clima decisamente più secco, con precipitazioni minori di 1200 mm (Scapozza, 2008; Kirchhofer & Sevruk, 1999). In base a queste considerazioni, la regione di Ortles-Cevedale presenta un clima maggiormente continentale rispetto alla regione di Adamello-Presanella che morfoclimaticamente è invece più simile alle Alpi Ticinesi, trovandosi più a meridione (fig. 3.2).
Dramis *et al.* (2003) hanno mostrato una relazione tra il limite inferiore del permafrost e il quantitativo delle precipitazioni. Se le precipitazioni (come nei climi oceanici visti sopra) sono importanti, allora il LIP sarà più basso dato che la copertura nevosa sarà maggiore e quindi più duratura in primavera, prolungando l'isolazione del suolo e ritardandone il riscaldamento.

Orientazione	Alpi Bernesi (BE)	Entremont (VS)	Bagnes Hérémence (VS)	Adamello Presanella (I)	Ortles Cevedale (I)	Alpi Lombarde (I)	Alpi Retiche (GR)	Alpi Ticinesi Orientali (TI)	Media LIP
N	2300	2450	2450	2300	2600	2525	2350	2350	**2415**
NE	2350	2350	2350	2400	2600	2550	2400	2450	**2431**
E	2400	2600	2550	2550	2600	2650	2550	2450	**2543**
SE	2650	2600	2700	2500	2600	2700	2650	2550	**2618**
S	2650	2600	2650	2700	2850	2675	2600	2650	**2671**
SO	2500	2550	2650	2500	2750	2650	2500	2700	**2600**
0	2300	2500	2550	2450	2550	2600	2400	2400	**2468**
NO	2350	2400	2500	2300	2400	2500	2350	2450	**2406**
Media LIP	**2437**	**2506**	**2550**	**2462**	**2619**	**2606**	**2475**	**2500**	**2519**
n. di GR	**82**	**320**	**239**	**216**	**57**	**1514**	**?**	**54**	
Referenza	Imhof (1996)	Delaloye & Morand (1998)	Lambiel & Reynard (2001); (2003)	Baroni *et al.* (2004)	Seppi (2006)	Scotti (2013)	Hoelzle (1989)	Scapozza (2008)	

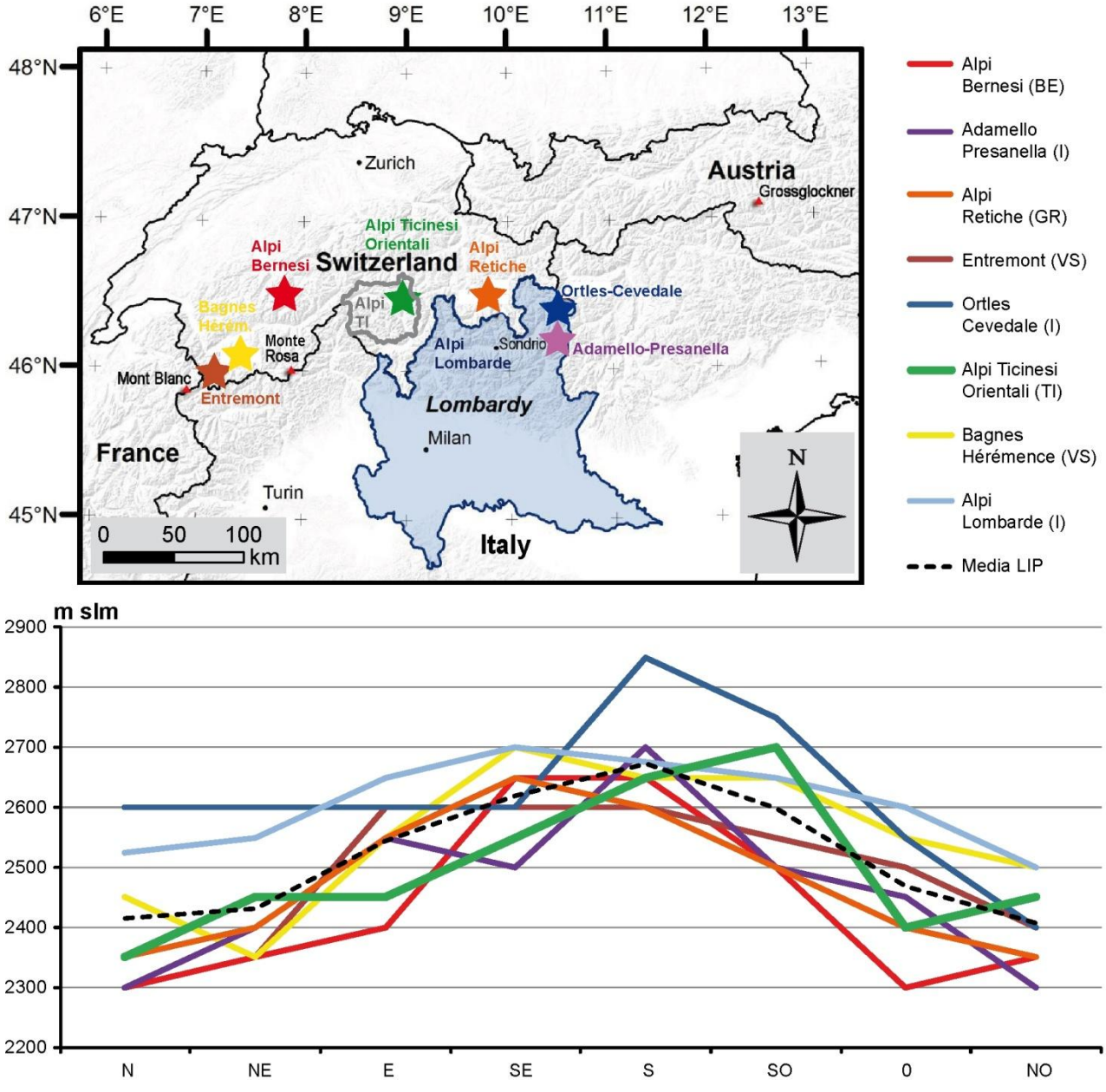


Fig. 3.2: tabella, localizzazione e grafico di alcuni modelli empirici basati su inventari di ghiacciai rocciosi, per rappresentare il LIP in funzione dell'orientazione del versante, in Svizzera (BE-VS-TI-GR) e nelle Alpi Italiane (I). I valori sono stati arrotondati a 25m. Il perimetro grigio sulla cartina corrisponde alla zona d'indagine del catasto per la Alpi Ticinesi elaborato per questa tesi. Il catasto delle Alpi Lombarde comprende tutta la regione della Lombardia e quindi in parte i catasti di Adamello-Presanella e di Ortles-Cevedale (fondo carta modificato da Scotti, 2013).

Se si osservano le curve della distribuzione del LIP in funzione dell'orientazione (fig. 3.2) o meglio ancora la media generale del LIP per ogni catasto preso in considerazione (fig. 3.3), si può constatare come i valori più bassi si trovano in corrispondenza delle Alpi Bernesi e della regione di Adamello-Presanella, dove il clima è più oceanico. Nelle regioni a clima continentale, come Ortles-Cevedale o a Bagnes-Hérémence, il LIP medio è superiore alla media dei siti analizzati (2519 m slm). I catasti presi come riferimento presentano delle differenze di 182 m tra il LIP medio più basso (Alpi Bernesi) e quello più elevato (Ortles-Cevedale). Questa differenza può raggiungere anche i 300 m per i quadranti N e O (fig. 3.2).
Il valore del LIP medio delle Alpi Ticinesi Orientali è di circa 2500 m slm e si situa leggermente al di sotto della media. Visto che questo valore è caratteristico di una regione secca se confrontata alle Alpi Ticinesi Occidentali, sarà interessante valutare il valore medio del LIP per il resto del Cantone.
Per elaborare il catasto delle Alpi Ticinesi si dovrà lavorare sia a scala regionale che a scala alpina. Nel primo caso sarà importante confrontare i risultati ottenuti tra le due principali regioni morfoclimatiche del Cantone, mentre a scala alpina sarà interessante il confronto con le regioni morfoclimatiche appena descritte.

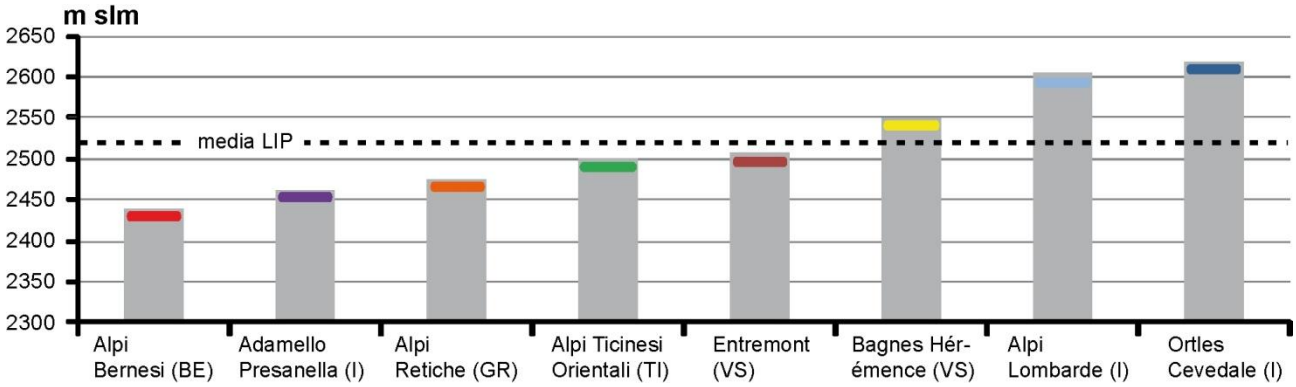


Fig. 3.3: valori medi del limite inferiore del permafrost discontinuo per gli 8 modelli analizzati (v. fig. 3.2).

2.4. CONTESTO GEOMORFOLOGICO E ZONA D'INDAGINE

Il catasto dei movimenti InSAR (v. parte II) ha mostrato che i principali movimenti di terreno e i ghiacciai rocciosi attivi si trovano nella parte Nord del Cantone. Nessun versante del sottoceneri è quindi potenzialmente interessato dalla presenza di ghiacciai rocciosi, nemmeno la sua vetta più alta, il Camoghè, che con 2227 m di altitudine non raggiunge zone di permafrost discontinuo e probabilmente anche nel tardi glaciale, la sua limitata altimetria non consentiva lo sviluppo di forme periglaciali fluenti attive (v parte II, cap. 5.3). Inoltre, dato che le vette delle Alpi Ticinesi superano raramente i 3000 m slm (le cime principali delle Alpi Ticinesi occidentali e orientali sono, rispettivamente, il Basòdino, 3273 m slm e l'Adula, 3402 m slm) e che l'altitudine attuale della linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) si situa verso 2800-3000 m slm (Maisch *et al*., 2000), il glacialismo è assai limitato ai principali ghiacciai che si trovano nella catena Basòdino-Cristallina, nella catena Medelser-Terri e nel gruppo dell'Adula (Valeggia *et al*., 2006). Per contro, dato che le potenziali zone di permafrost si possono trovare già a partire da 2300-2500 m slm (Scapozza & Reynard, 2007), le montagne delle Alpi Ticinesi dovrebbero essere più favorevoli ai ghiacciai rocciosi che non ai ghiacciai. Questa differenza è particolarmente evidente per le Alpi Bleniesi, dove si contano 77 ghiacciai rocciosi (dei quali 30 sono stati considerati come attivi/inattivi e quindi contenenti del ghiaccio), contro solamente 17 ghiacciai (Scapozza & Fontana, 2009).
La regione coperta da questo catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi corrisponde alla regione studiata per il catasto dei movimenti di terreno InSAR della parte II (cap. 2.3, fig. 2.1) e comprende la parte ticinese e mesolcinese delle Alpi Lepontine, vale a dire, da un punto di vista orografico, la parte ticinese e

limitrofa delle Alpi Ticinesi e del Verbano, delle Alpi del Monte Leone e del San Gottardo e delle Alpi dell'Adula (Marazzi, 2005). La superficie della zona investigata è di 1830 km^2. Per semplificare questa classificazione e per rispettare le caratteristiche morfoclimatiche viste precedentemente, ci limiteremo a suddividere la zona studiata in Alpi Ticinesi Occidentali e Orientali, separate dal corso del fiume Ticino a partire da Airolo: le aree sono di 1213 km^2 rispettivamente 617 km^2. La divisione tra Le Alpi Ticinesi Orientali e Occidentali (v. parte II, cap. 2.3, fig. 2.1) è stata favorita anche dall'analisi della distribuzione pluriannuale delle precipitazioni in Ticino (V. paret I, cap. 3.7.1.2, fig. 1.13).
Chiaramente il catasto dei ghiacciai rocciosi del Ticino dovrà comprendere i ghiacciai rocciosi inventariati da Scapozza (2008) e da Scapozza & Fontana (2009) nelle Alpi Ticinesi Orientali. Sarà questa l'occasione per un controllo di questi 77 elementi tramite i poligoni del catasto dei movimenti InSAR, che all'epoca di questi lavori non erano ancora disponibili.

3. MATERIALI, PROCEDIMENTO E METODO

Un catasto di ghiacciai rocciosi permette di censire tutte le forme geomorfologiche di alta montagna che si sono formate per reptazione di un permafrost soprassaturato in ghiaccio (vedi Scapozza & Fontana, 2009). Queste forme comprendono i ghiacciai rocciosi, i *protalus rampart* e le morene di spinta (*push-moraines*).
Data la vastità dell'area investigata è stato praticamente impossibile elaborare il censimento dei ghiacciai rocciosi mediante rilevamenti sul terreno. Di conseguenza, l'elaborazione di questo catasto (v. allegato 3.1) si è basata su metodi di analisi indiretti, come l'analisi geomorfologica di carte topografiche, foto aeree, ortofoto, pubblicazioni e soprattutto di interferogrammi InSAR. A queste informazioni in taluni casi si sono aggiunte, dove possibile, delle informazioni dirette, tratte da descrizioni eseguite sul terreno.

Parametro	**Osservazioni**
No., ID e Nome	Il numero e l'identificante (ID) sono stati attribuiti in maniera progressiva secondo le regioni (generalmente le valli) che compongono le Alpi Ticinesi e questo secondo i tre gradi di attività differenziati. Il nome serve a identificare il ghiacciaio roccioso ed è stato attribuito in base ai toponimi presenti sulla CN 1:25'000 e di norma si riferisce a una località o una cima.
Tipo	Una distinzione è stata fatta in base all'origine dei materiali tra *talus rock glacier* e *debris rock glacier* e secondo la forma generale tra *tongue-shaped rock glacier* e *lobate rock glacier* (v. Scapozza & Fontana, 2009). Nel catasto sono stati considerati anche i *protalus rampart*. Gli *ice-cored rock glacier* sono delle forme che risultano dalla trasformazione in ghiacciaio roccioso di un ghiacciaio fortemente coperto in detriti rocciosi o di un ghiacciaio nero. La loro origine non è quindi esclusivamente di tipo periglaciale, bensì glaciale.
Attività	Sono stati differenziati i ghiacciai rocciosi contenenti ghiaccio e in movimento (attivi), quelli contenenti ghiaccio ma non in movimento (inattivi) e quelli attualmente sprovvisti di ghiaccio (relitti).
Velocità InSAR	La velocità è stata determinata sulla base dell'analisi degli interferogrammi InSAR. Una distinzione è fatta per le seguenti classi di velocità: decimetri al mese (dm/m), centimetri al mese (cm/m) e centimetri all'anno (cm/a). La classe di velocità InSAR *cm/d* non è stata attribuita, dato che il catasto InSAR ha mostrato che solo alcuni ghiacciai coperti in Valle Bedretto si possono caratterizzare con questa magnitudine.
Alt. del fronte (m slm)	È stata misurata alla base del fronte del ghiacciaio roccioso.
Orientazione	L'orientazione è stata determinata in base alla CN 1:25'000. La differenziazione è stata fatta in base alle otto orientazioni principali (N / NE / E / SE / S / SO / O / NO).
Litologia	La litologia è stata determinata a partire da carte geologiche e da osservazioni di terreno.
CN 1:25'000	Indica il numero della corrispondente Carta Nazionale a scala 1:25'000.
Lunghezza (m) *Superficie (ha)*	La lunghezza e la superficie del ghiacciaio roccioso sono state determinate grazie all'integrazione del catasto dei ghiacciai rocciosi in un Sistema di Informazione Geografico (SIG).
Coordinate	Le coordinate sono state prese al centro del ghiacciaio roccioso in base alla CN 1:25'000 e sono espresse nel sistema metrico svizzero.

Tab. 3.2: parametri descrittivi del catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi (v. allegato 3.1) (tabella modificata da Scapozza & Mari, 2010).

Per ogni ghiacciaio roccioso sono stati descritti diversi parametri geografici quali il nome, la localizzazione, le coordinate, l'orientazione e l'altitudine del fronte e dei parametri geomorfologici, come il grado di attività, la velocità (quando è stato possibile determinarla), il tipo di ghiacciaio roccioso e la sua litologia (tab. 3.2). I parametri morfometrici come la lunghezza e la superficie del ghiacciaio roccioso sono stati determinati grazie all'integrazione del catasto dei ghiacciai rocciosi in un Sistema di Informazione Geografico (SIG) (vedi anche Seppi *et al*., 2005). L'osservazione svolta sul terreno durante il monitoraggio termico e cinematico (parte IV) sui 9 ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi ha permesso a volte una parziale correzione di questi loro parametri descrittivi.
Per quel che concerne la dinamica dei ghiacciai rocciosi, grazie alla sovrapposizione dei poligoni InSAR determinati nella parte II di questa tesi è stato possibile operare una distinzione tra ghiacciai rocciosi attivi e inattivi/relitti, dato che la maggior parte dei ghiacciai rocciosi sono coperti da segnali InSAR. Per i pochi ghiacciai rocciosi che non disponevano di un interferogramma adeguato si è proceduto con un'analisi geomorfologica per determinare il loro grado d'attività. Anche i ghiacciai rocciosi inattivi sono stati distinti dai ghiacciai rocciosi relitti in base all'altitudine, alla situazione topografica, alla morfologia di superficie e alla copertura vegetale come spiegato nella parte I, cap. 3.5 (v. anche Scapozza & Reynard, 2007, Scapozza & Fontana, 2009).
Il catasto dei movimenti di terreno InSAR elaborato nella parte II (v. allegato 2.3) ha potuto a sua volta subire un controllo e parziale correzione, specialmente per la rubrica *Landform*. Come si può notare l'interazione tra le differenti parti di questa tesi è stata fondamentale per il mutuo aggiornamento dei dati.

4. RISULTATI

4.1. GENERALITÀ

L'analisi dei documenti cartografici e fotografici e il lavoro di terreno hanno permesso di censire 203 ghiacciai rocciosi (fig. 3.4; allegato 3.1), di cui 57 (28%) sono strati considerati attivi, 34 (17%) inattivi e 112 (55%) relitti. Poco meno della metà dei ghiacciai rocciosi censiti dovrebbe quindi contenere ancora del ghiaccio. L'aggiornamento InSAR effettuato con gli interferogrammi ad alta risoluzione TerraSAR-X e COSMO-SkyMed, ha permesso di determinare 6 nuovi poligoni all'interno della fascia dei ghiacciai rocciosi attivi ma soprattutto di scoprire che il ghiacciaio roccioso Gallina è attivo e non inattivo come dal primo catasto di Scapozza & Mari (2010).
A scala regionale la **distribuzione dei ghiacciai rocciosi è relativamente omogenea**, con 111 ghiacciai rocciosi (55%) che si situano nelle Alpi Ticinesi Occidentali e 92 ghiacciai rocciosi (45%) nelle Alpi Ticinesi orientali. Tuttavia l'omogeneità della distribuzione non è più presente a scala sub-regionale; i ghiacciai rocciosi si concentrano di preferenza in alcune zone (fig. 3.4): in particolare nella catena tra la Val Lavizzara e la Val Leventina, nella catena tra la Val Leventina, nella Valle Santa Maria e nella parte ticinese del gruppo dell'Adula. In generale la distribuzione sul territorio dei ghiacciai rocciosi riflette la distribuzione dei movimenti di terreno InSAR (v parte II, cap.5.1) fatta eccezione per la zona tra la Valle Bedretto e l'Alta Valle Maggia, dove erano presenti molti movimenti InSAR attribuibili però a ghiacciai coperti piuttosto che a ghiacciai rocciosi.
Come già osservato da Scapozza & Fontana (2009) per il catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Bleniesi, anche l'analisi a livello del territorio cantonale evidenzia come la distribuzione dei ghiacciai rocciosi sia più importante nelle zone che presentano meno ghiacciai, come la zona dello spartiacque tra la Valle Lavizzara e la Leventina e come già visto in occasione del catasto dei movimenti InSAR (v. parte II, cap. 5.5) nella zona sottostante il Pizzo Predèlp, sul versante idrografico destro delle valle di Santa Maria.
Il glacialismo assai ridotto delle Alpi Ticinesi si riflette anche sull'origine dei materiali che compongono i ghiacciai rocciosi. In effetti solo 15 ghiacciai rocciosi sul totale (7%) sono, o sono stati, alimentati da sedimenti sciolti di origine glaciale (*debris rock glaciers* e *ice-cored rock glaciers*), mentre ben 188 ghiacciai rocciosi (93% – compresi i *protalus rampart*) sono o sono stati, alimentati da falde o coni di detriti (*talus rock glaciers*). Per quel che concerne la forma generale vi è una netta predominanza, con 182 forme (90%), dei ghiacciai rocciosi lobati di versante (*lobate rock glaciers*), mentre solo 3 forme (1.5%) sono dei ghiacciai rocciosi vallivi (*tongue-shaped rock glaciers*). Gli *ice-cored rock glaciers* (ghiacciai rocciosi a "cuore di ghiaccio") sono 5 (2.5%) e, tranne il ghiacciaio roccioso della Bocchetta di Furnei (AT-32), si situano tutti nelle Alpi Ticinesi Occidentali. Le 13 forme restanti (6%) sono costituite da *protalus rampart*.

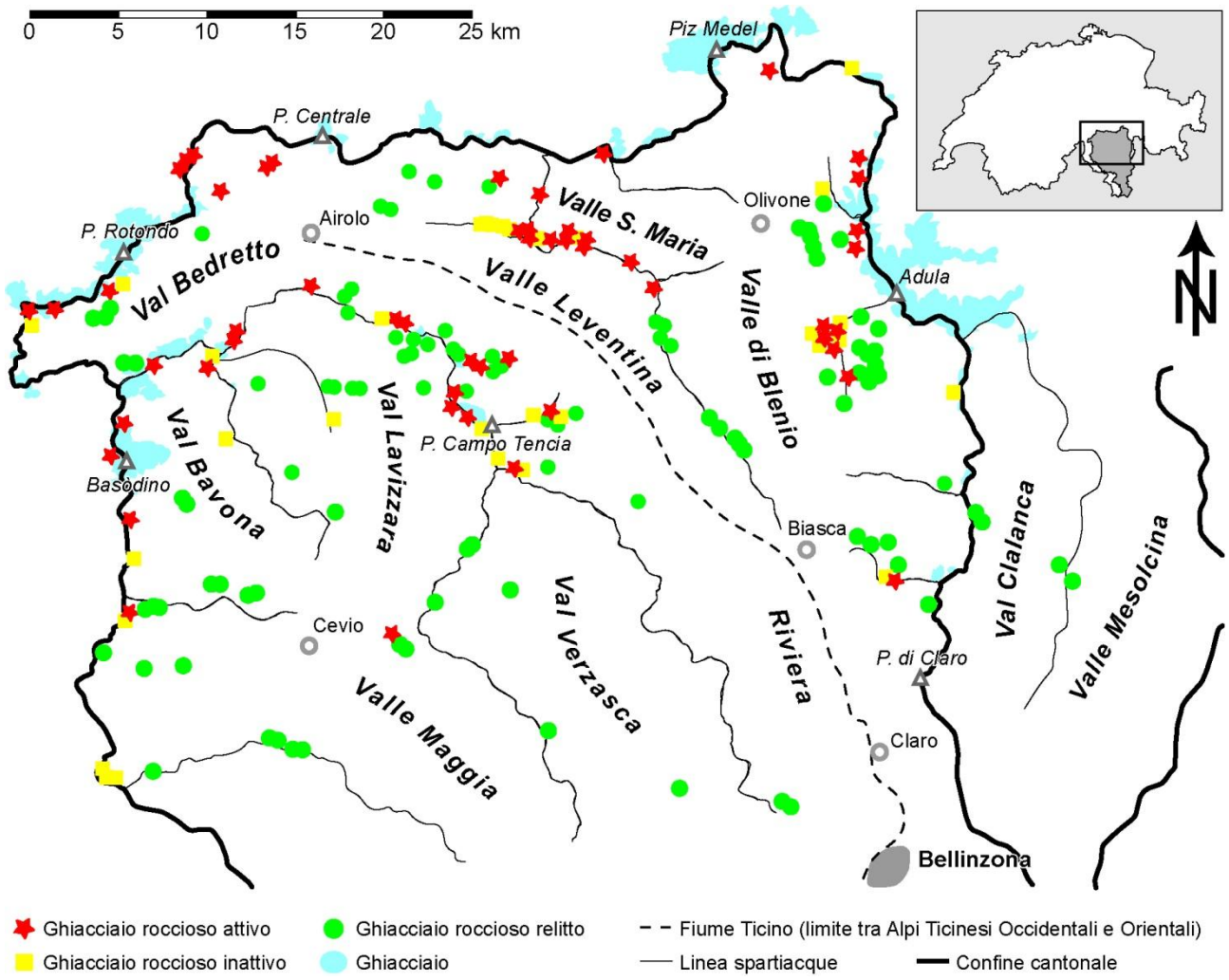


Fig. 3.4: catasto dei ghiacciai rocciosi per le Alpi Ticinesi (immagine modificata da Scapozza & Mari, 2010). Si noti la distribuzione piuttosto omogenea tra le Alpi Ticinesi Orientali e Occidentali di tutte le categorie di ghiacciai rocciosi.

La fig. 3.5-A permette di visualizzare il numero di ghiacciai rocciosi secondo l'orientazione del versante. I quadranti settentrionali sono i più privilegiati, in particolare il settore N per i ghiacciai rocciosi attivi e inattivi e i settori N e NE per i ghiacciai rocciosi relitti. Questo motivo di ripartizione dipende anche dalla conformazione morfologica generale delle valli ticinesi che, sebbene presentino il più sovente un profilo N-S o NNO-SSE, sono molto spesso caratterizzate da valli, valloni e circhi glaciali laterali in direzione O-E o E-O (Scapozza & Mari, 2010).
L'altitudine media è di 2475 m slm per i ghiacciai rocciosi attivi/inattivi e di 2070 m slm per i ghiacciai rocciosi relitti (i ghiacciai rocciosi attivi e inattivi sono stati raggruppati in una sola categoria dato che la loro altitudine media differisce di poco). La differenza di altitudine tra questi due gruppi è di 405 m e assai uniforme e, fatta eccezione delle orientazioni SE, S e SO, è compresa tra 300 e 450 m (fig. 3.5-B). Per quanto riguarda le orientazioni SE e S, la differenza è leggermente inferiore alla media, mentre per l'orientazione SO la differenza è decisamente superiore alla media. Per le orientazioni SE e SO, la differenza è probabilmente data da un campione di ghiacciai rocciosi limitato: ciò ha come effetto che le altitudini sono influenzate da pochi ghiacciai rocciosi in posizione "anormale".
Per quel che concerne la superficie media, essa è di circa 4.8 ha per i ghiacciai rocciosi attivi, 3.7 ha per i ghiacciai rocciosi inattivi e 6.4 ha per i ghiacciai rocciosi relitti (fig. 3.5-C). Il motivo di ripartizione rispetto all'orientazione del versante è assai omogeneo, con i versanti orientati a N e a NE che sono privilegiati per lo sviluppo dei ghiacciai rocciosi attivi e relitti. Per i ghiacciai rocciosi inattivi, bisogna dire che il campione è troppo piccolo per avere dei valori significativi. È importante precisare che i valori di area media dei ghiacciai rocciosi sono influenzati da alcune forme di area superiore a 20 ha, come i ghiacciai rocciosi di Motta in Cò (RE-52; 57.9 ha!), Sceru I (RE-25; 45.4 ha), Alpe di Cava (RE-37; 29.2 ha), Ganone (RE-57;

28.1 ha) e Quarnei (RE-20; 27.1 ha). È interessante notare come tutti questi ghiacciai rocciosi sono relitti, ciò che conferma che i ghiacciai rocciosi relitti sono generalmente più grandi rispetto ai ghiacciai rocciosi attivi o inattivi. I ghiacciai rocciosi attivi e inattivi più grandi sono, rispettivamente, quello di Stabbio di Largario (AT-29; 17.3 ha) e quello di Pièi I (IN-11; 16.1 ha).

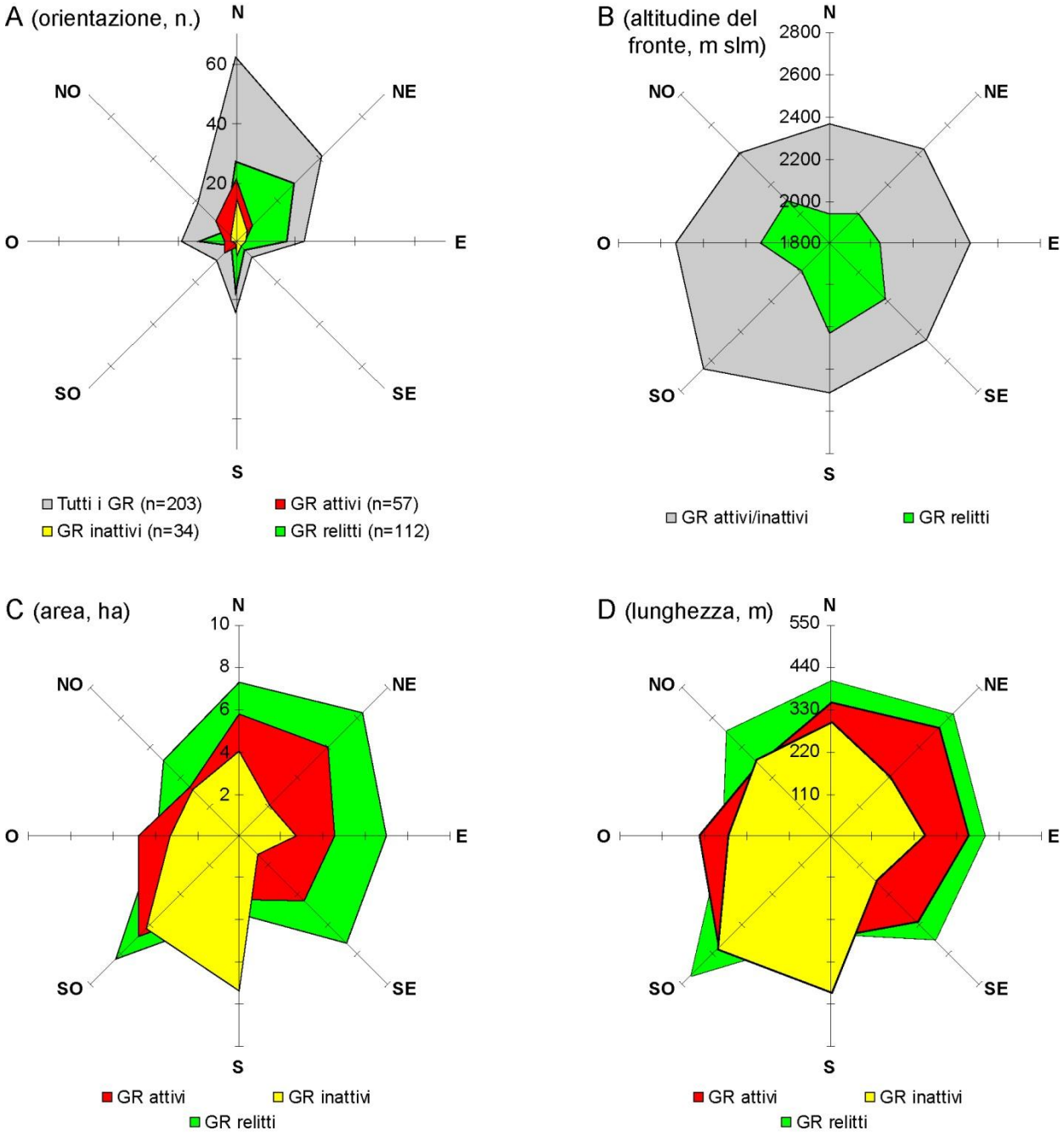


Fig. 3.5: ghiacciai rocciosi del Ticino: orientazione (A), altitudine media del fronte (B), superficie media (C) e lunghezza media (D) in funzione dell'orientazione.

La lunghezza media è di 338 m per i ghiacciai rocciosi attivi, 286 m per i ghiacciai rocciosi inattivi e 383 m per i ghiacciai rocciosi relitti (fig. 3.5-D). Queste differenze di lunghezza riflettono le differenze viste prima per la superficie. Lo stesso discorso si può fare per la ripartizione rispetto all'orientazione del versante che è omogeneo con i versanti orientati a N e a NE i quali sono privilegiati per lo sviluppo dei ghiacciai rocciosi attivi e relitti. Anche per ciò che concerne la lunghezza, il numero esiguo di ghiacciai rocciosi inattivi rende poco significativa l'interpretazione per i quadranti meridionali. Anche qui le lunghezze medie sono influenzate dai grandi ghiacciai rocciosi visti prima. Il ghiacciaio roccioso relitto più lungo è Sceru I (RE-25;

1615 m), mentre i ghiacciai rocciosi attivi e inattivi più lunghi sono anche in questo caso, rispettivamente, Stabbio di Largario (AT-29; 712 m) e Pièi I (IN-11; 705 m).
Possiamo osservare come i quadranti settentrionali in generale favoriscono i ghiacciai rocciosi di taglia maggiore, ad eccezione dei ghiacciai rocciosi inattivi: questo è da ricondurre all'esiguità del loro numero a disposizione per i versanti meridionali, cosa che rende la statistica troppo inaffidabile.

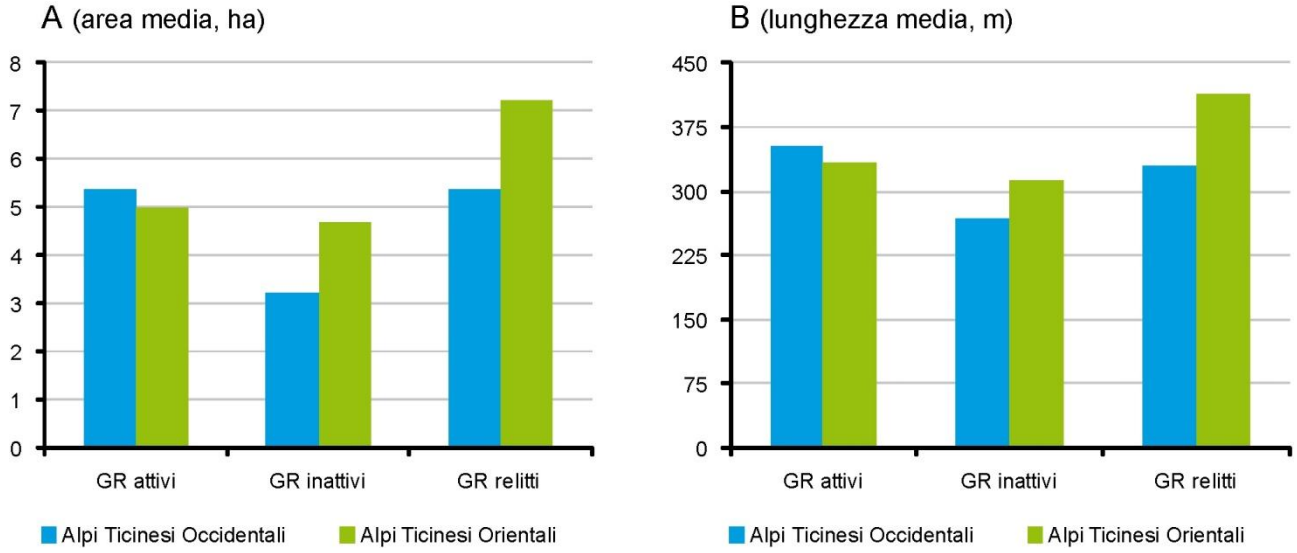


Fig. 3.6: area media (A) e lunghezza media (B) dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi Orientali e delle Alpi Ticinesi Occidentali, in funzione del loro grado d'attività.

La fig. 3.6 mostra l'area media (A) e la lunghezza media (B) dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi Orientali e delle Alpi Ticinesi Occidentali, in funzione del loro grado d'attività. Si può osservare come le dimensioni dei ghiacciai rocciosi attivi delle Alpi Ticinesi Occidentali siano leggermente superiori, mentre maggiori sono le dimensioni dei ghiacciai rocciosi inattivi e relitti delle Alpi Ticinesi Orientali. Queste statistiche chiaramente vanno analizzate in considerazione del basso numero dei ghiacciai rocciosi a nostra disposizione. In considerazione di questo, e di quanto visto con la distribuzione della taglia dei ghiacciai rocciosi in funzione dell'orientazione a livello cantonale (fig. 3.5-C e fig. 3.5-D), sarebbe stato ancor meno indicativo effettuare una statistica della distribuzione della taglia dei ghiacciai rocciosi in funzione dell'orientazione per la parte orientale e occidentale del Cantone.

4.2. GHIACCIAI ROCCIOSI ATTIVI/INATTIVI

I ghiacciai rocciosi attivi e inattivi si ripartiscono uniformemente tra le Alpi Ticinesi Occidentali (28 ghiacciai rocciosi attivi e 19 inattivi) e Orientali (28 ghiacciai rocciosi attivi e 16 inattivi). Una differenza importante è però presente per quel che concerne le velocità attribuite sulla base di poligoni InSAR (v. parte II) dei ghiacciai rocciosi (fig. 3.7). I ghiacciai rocciosi che si muovono a velocità di più dm/mese sono più abbondanti nelle Alpi Ticinesi Occidentali, mentre la maggior parte dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi Orientali si muove a delle velocità di soli alcuni cm/a. Il numero di ghiacciai rocciosi con una velocità intermedia di cm/mese è invece simile tra le due regioni.
Questa tendenza riflette abbastanza fedelmente quanto visto in occasione del catasto di tutti i movimenti di terreno InSAR, dove emergeva chiaramente la differente ripartizione delle classi di velocità (v parte II, cap. 5.1, fig. 2.21). Le maggiori velocità (con un ordine di grandezza preponderante di dm/mese) si trovavano nei terreni occidentali corrispondenti alla Valle Bedretto e all'Alta Valle Maggia. I terreni situati nella parte orientale del Cantone (Valle di Blenio) presentavano invece un ordine di grandezza preponderante di cm/mese. In mezzo a queste due zone, i terreni corrispondenti all'Alta Valle Leventina presentavano delle velocità ancora inferiori, con un ordine di grandezza preponderante di cm/a.

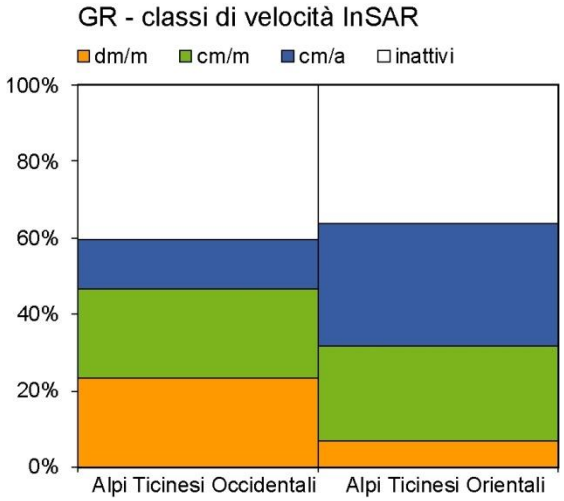
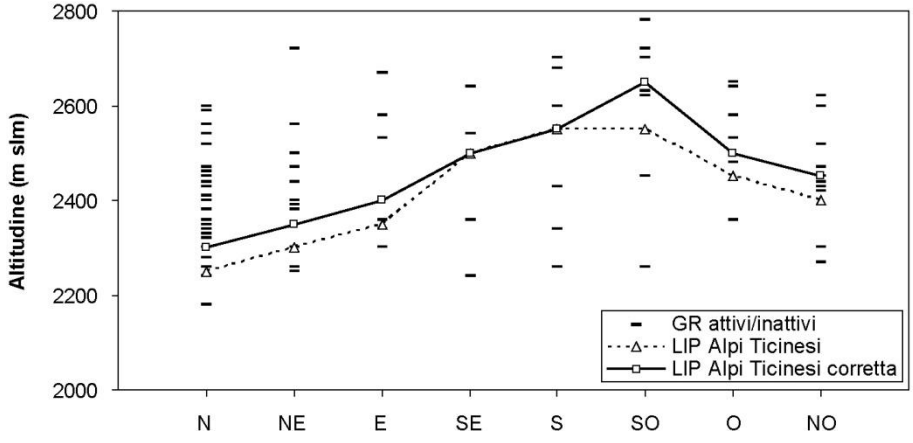


Fig. 3.7:

ripartizione dei ghiacciai rocciosi attivi e inattivi per classe di velocità sulla base dei poligoni di movimento InSAR (v. parte II).

Come visto in precedenza, in una regione che beneficia di condizioni morfoclimatiche omogenee, l'altitudine inferiore del fronte dei ghiacciai rocciosi attivi e inattivi permette di stimare il limite inferiore del permafrost discontinuo (LIP) (vedi Haeberli, 1985; Barsch, 1996; Scapozza & Fontana, 2009). Sebbene la Alpi Ticinesi presentino delle differenze di precipitazioni tra i territori orientali e occidentali, in un contesto spaziale esteso alle Alpi e considerando l'esiguità del numero dei ghiacciai rocciosi a nostra disposizione, possiamo senza problemi considerare il territorio delle Alpi Ticinesi morfoclimaticamente uniforme.
Per calcolare il limite inferiore dei ghiacciai rocciosi attivi e inattivi (e quindi il LIP), si è tenuto conto della media dei tre ghiacciai rocciosi più bassi per ogni orientazione; i valori sono stati arrotondati a 50 m. Se il ghiacciaio roccioso più basso presentava un valore particolarmente basso, non è stato considerato; nei casi nei quali i tre ghiacciai rocciosi più bassi erano molto più in basso rispetto al resto dei ghiacciai rocciosi, il valore del LIP è stato corretto (fig. 3.8 e tab. 3.3) arrotondando i valori di ulteriori 50m.
L'altitudine del LIP più alta è quella per l'orientazione SO (2650 m slm), mentre la più bassa è per l'orientazione N (2300 m slm); la differenza massima dovuta alla diversa orientazione dei versanti è quindi di 350 m. **Si deve tuttavia assolutamente tenere in considerazione che la pochezza di ghiacciai rocciosi a disposizione per i quadranti E (6 ghiacciai rocciosi), SE (4) e S (7) rendono i loro valori LIP poco affidabili.** Nonostante ciò il valore medio dell'altitudine del LIP è risultato di 2450 m slm, ciò che è nell'ordine di misura di altre regioni delle Alpi (per esempio Imhof, 1996a; Delaloye & Morand, 1998; Baroni *et al*., 2004).

.



Orienta-zione	Alpi Ticinesi	
	LIP	LIP corr.
N	2250	2300
NE	2300	2350
E	2350	2400
SE	2500	2500
S	2550	2550
SO	2550	2650
O	2450	2500
NO	2400	2450

Fig. 3.8: distribuzione dei ghiacciai rocciosi attivi e inattivi delle Alpi Ticinesi e definizione del limite inferiore del permafrost discontinuo (LIP) a scala regionale per la fine dell'Olocene. Si tenga presente che i quadranti E, SE e S sono sottorappresentati (immagine modificata da Scapozza & Mari, 2010).

Nonostante si avevano a dispozione pochi ghiacciai rocciosi, specialmente per i quadranti meridionali, si è cercato comunque, a titolo puramente indicativo, di calcolare il LIP per le Alpi Ticinesi Orientali e quello per le alpi Ticinesi Occidentali, applicando delle correzioni in base alla differenza media del LIP tra le generazioni dei ghiacciai rocciosi (v. cap. 4.3). Il LIP delle regioni occidentali è risultato essere sempre

inferiore o perlomeno uguale al LIP delle regioni orientali, anche se la differenza media è di soli 50 m. Da un punto di vista morfologico i ghiacciai rocciosi attivi/inattivi delle Alpi Ticinesi presentano generalmente un rilievo bombato caratterizzato da rughe e linee di flusso trasversali e longitudinali e assenza di vegetazione, ad eccezione di qualche lichene. Le misure effettuate sui 12 ghiacciai rocciosi attivi soggetti al monitoraggio cinematico e termico (v. parte IV) hanno permesso di verificare che la pendenza del fronte è compresa tra i 32° e i 40° e la temperatura delle sorgenti al fronte (quando presenti) è di regola compresa tra 0 e 2°C. I medesimi valori sono per altro confermati da Scapozza & Reynard (2007) e Scapozza (2009b).
Da un'osservazione di foto aeree emerge come la maggior parte dei ghiacciai rocciosi attivi/inattivi siano monomorfici, in base alla definizione di Frauenfelder & Kääb (2000). Le indagini InSAR e le misure DGPS completate con le osservazioni compiute sul terreno hanno invece evidenziato la presenza di polimorfismo in misura importante. Per esempio nelle Alpi Ticinesi i ghiacciai rocciosi Alpe Pièi e Monte Prosa Nord presentano sul loro corpo delle zone di differente attività che corrispondono ad altrettanti lobi, spesso sovrapposti (v. parte IV).

4.3. GHIACCIAI ROCCIOSI RELITTI

Tenendo conto del LIP determinato sulla base dei ghiacciai rocciosi attivi e inattivi (generazione gGR I) e ammettendo che la differenza di altitudine in funzione dell'orientazione dei versanti rimane costante nel tempo, i ghiacciai rocciosi relitti sono stati separati in due generazioni raggruppando le generazioni in base a criteri di uniformità altimetrica (generazioni gGR II e gGR III) (fig. 3.9). La differenziazione in generazioni tiene contro di ogni ghiacciaio roccioso relitto, mentre per determinare il LIP corrispondente a ogni generazione si è tenuto contro della media dei tre ghiacciai rocciosi più bassi, applicando se necessario la stessa procedura di correzione applicata ai ghiacciai rocciosi attivi/inattivi (v. cap. 4.2).

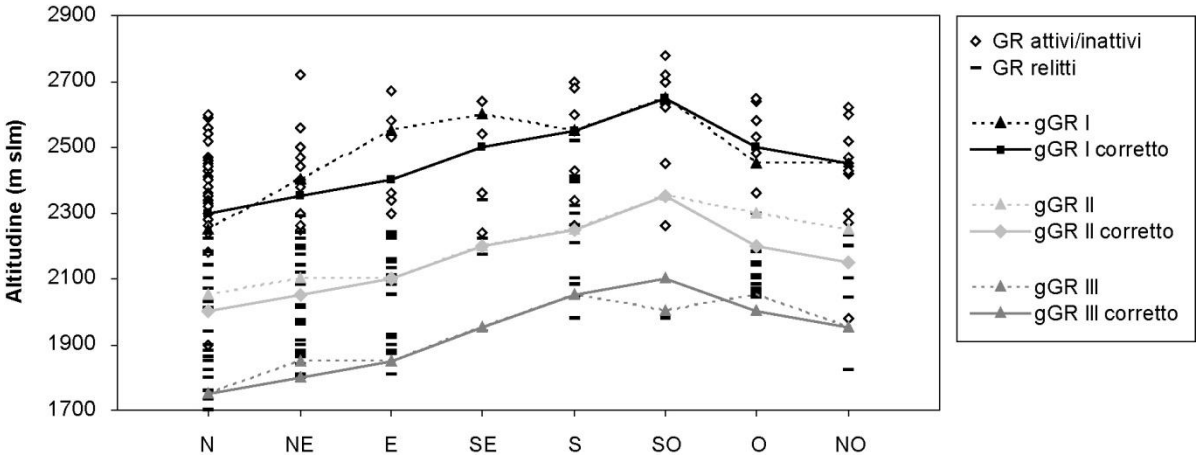


Fig. 3.9: limite inferiore del permafrost discontinuo per ogni generazione di ghiacciai rocciosi (gGR)dell'Olocene (immagine modificata da Scapozza & Mari, 2010).

La depressione del permafrost (DP) media, che corrisponde alla differenza di altitudine tra il limite inferiore del permafrost da una generazione all'altra (Scapozza & Fontana 2009), è di 300 m tra gGR I e gGR II e di 550 m tra gGR I e gGR III (tab. 3.3). In base a questi valori medi sono state calcolate le altitudini corrette del LIP per ogni generazione di ghiacciai rocciosi; questo è stato fatto perché, a causa dell'esiguo numero di ghiacciai rocciosi per ogni orientazione di versante e per ogni generazione (soprattutto per quel che concerne i quadranti meridionali), i valori non corretti risultavano inaffidabili in quanto troppo fluttuanti.
Va notato che i ghiacciai rocciosi relitti rappresentano la maggior parte dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi, nonché le loro maggiori dimensioni rispetto ai ghiacciai rocciosi attivi/inattivi, specialmente a livello di area (tab. 3.3).
Per ciò che concerne le caratteristiche morfologiche, i ghiacciai rocciosi relitti delle Alpi Ticinesi presentano un rilievo disseminato da numerose depressioni termocarsiche. La copertura vegetale è continua e ben presente, caratterizzata da copertura arbustiva (landa o brughiera) composta da licheni e ericacee, ma anche da piccoli larici e abeti rossi nel caso dei ghiacciai rocciosi relitti situati a quote inferiori al limite superiore

della foresta (a circa 2100 m di altitudine) (fig. 3.10). I ghiacciai rocciosi relitti delle Alpi Bleniesi presentano inoltre delle temperature alle sorgenti superiori a 2°C (Scapozza & Reynard, 2007).

			N	NE	E	SE	S	SO	O	NO	Totale	Media
No. GR	GR attivi		21	8	3	2	2	6	4	10	56	7
	GR inattivi		14	5	3	2	5	1	2	3	35	4
	GR relitti		27	28	17	4	17	2	12	5	112	14
	Totale		62	41	23	8	24	9	18	18	203	25
Altitudine del fronte (m slm)	GR attivi/inattivi		2365	2435	2465	2445	2510	2648	2533	2405	-	2475
	GR relitti		1940	1995	2040	2170	2225	1980	2130	2080	-	2070
	Differenza		425	440	425	275	285	668	403	325	-	405
Area media (ha)	GR attivi		5.8	6.0	4.5	4.4	3.0	6.7	4.8	3.4	-	4.8
	GR inattivi		4.0	2.1	2.7	1.3	7.4	6.2	3.3	3.1	-	3.7
	GR relitti		7.3	8.3	7.0	7.3	3.7	8.3	3.9	5.1	-	6.4
Lunghezza media (m)	GR attivi		347	396	356	318	266	414	344	266		338
	GR inattivi		293	215	242	165	409	420	269	277		286
	GR relitti		402	446	397	381	255	515	281	385		383
Limite Inferiore del Permafrost (LIP) (m slm)	gGR I	LIP calcolata	2250	2400	2550	2600	2550	2650	2450	2450	-	2500
		LIP corretta	2300	2350	2400	2500	2550	2650	2500	2450	-	2450
	gGR II	LIP calcolata	2050	2100	2100	2200	2250	2350	2300	2250	-	2200
		DP	200	300	450	400	300	300	150	200	-	300
		LIP corretta	2000	2050	2100	2200	2250	2350	2200	2150	-	2150
	gGR III	LIP calcolata	1750	1850	1850	1950	2050	2000	2050	1950	-	1950
		DP	500	550	700	650	500	650	400	500	-	550
		LIP corretta	1750	1800	1850	1950	2050	2100	2000	1950	-	1950

Tab. 3.3: numero e caratteristiche topografiche (altitudine, superficie media, lunghezza media) dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi, altitudine del limite inferiore del permafrost discontinuo (LIP) per ogni generazione di ghiacciai rocciosi (gGR) e depressione del permafrost (DP) che ne risulta. La LIP "corretta" è stata calcolata in base ai valori medi della depressione del permafrost.

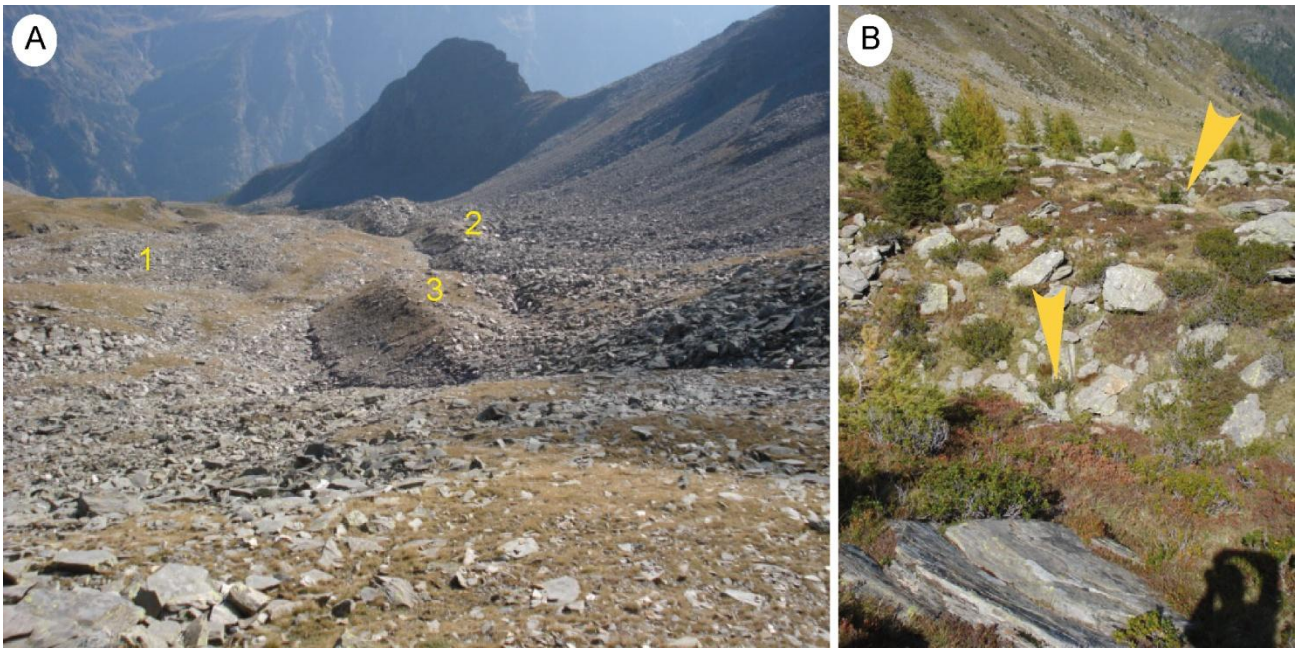


Fig. 3.10: (A) veduta dall'alto dei ghiacciai rocciosi relitti di Sceru II (2) e Sasso di Luzzone (3) che si sovrappongono al grande ghiacciaio roccioso di Sceru I (1). (B) depressioni termocarsiche (frecce gialle) e copertura vegetale continua a landa a ericacee e piccoli larici sul dorso della parte inferiore del ghiacciaio roccioso fossile di Sceru I, a 2040 m slm.

4.4. DISTRIBUZIONE DEL PERMAFROST NELLE ALPI TICINESI

In base ai limiti inferiori del permafrost determinati per ogni orientazione dei versanti è stato possibile calcolare un modello empirico regionale della ripartizione del permafrost discontinuo nell'insieme delle Alpi Ticinesi (fig. 3.11). Questo è stato possibile grazie all'integrazione dei dati determinati sulla base del catasto dei ghiacciai rocciosi in un Sistema di Informazione Geografico (SIG). Il modello sviluppato è stato calcolato grazie a un modello numerico di altitudine (MNA) a 90 m (dted90), messo a disposizione dall'Agenzia Spaziale Americana (NASA). Questo modello considera due variabili: l'altitudine e l'orientazione dei versanti. L'altitudine è conosciuta grazie appunto al modello numerico di cui sopra mentre per l'orientazione, un modello numerico delle otto orientazioni principali è stato creato grazie alla funzione "*surface analysis*" dello strumento "*3D analyst*" dell'applicativo ArcGIS. Il MNA usato è di tipo raster, con dei pixel di taglia 90x90 m di taglia reale. In base a questi due modelli numerici è quindi possibile calcolare la ripartizione del permafrost grazie alla funzione "*raster calculator*" con la funzione "*spatial analyst*") (v. anche Scapozza & Fontana, 2009). Se avessimo potuto disporre di un DEM a maggiore risoluzione (25 m), probabilmente la coerenza tra la distribuzione spaziale dei ghiacciai rocciosi attivi e il permafrost discontinuo sarebbe stata maggiore. Inoltre i correttivi apportati per il calcolo del LIP (v. cap. 4.2), ha permesso che alcuni ghiacciai rocciosi attivi si sono venuti a trovare leggermente al di sotto della zona a permafrost discontinuo evidenziata dal modello, in particolare nelle regioni LeR1, LeR2 e LeR3 (fig. 3.11).

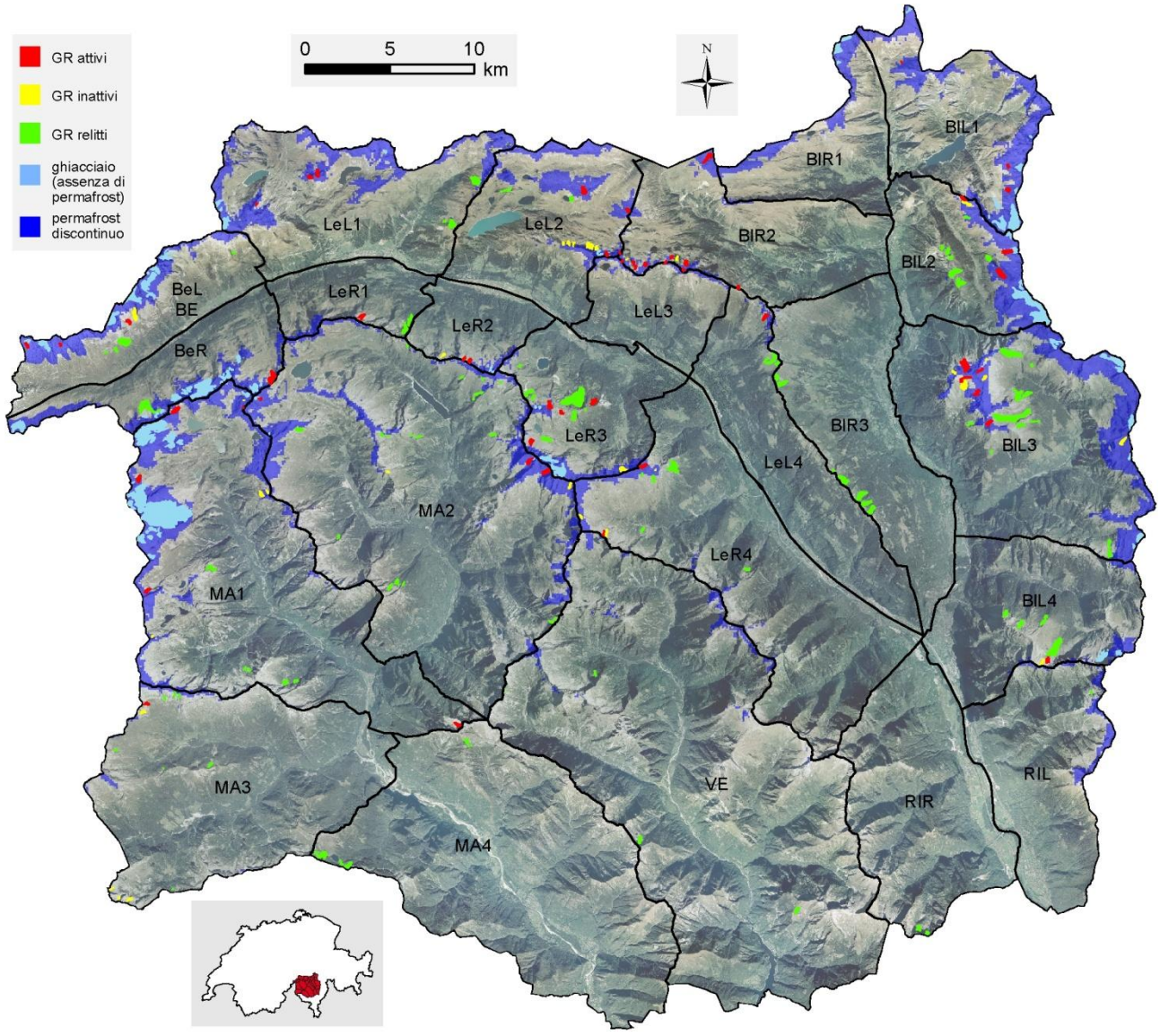


Fig. 3.11: modellizzazione della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo nelle Alpi Ticinesi (PERMATI) ottenuta dal modello empirico regionale sviluppato sulla base del catasto dei ghiacciai rocciosi.

La ripartizione che risulta da questa modellizzazione, che chiameremo modello PERMATI mostra come il permafrost occupa essenzialmente le aree perimetrali del Cantone, confinanti con il Vallese a ovest, Uri a nord e Grigioni a est. Le uniche zone che presentano del permafrost discontinuo all'interno del Cantone si trovano sulle linee spartiacque che separano la Valle Maggia con le Valli Bedretto e Leventina nelle Alpi Ticinesi Occidentali e tra la Valle Leventina e la Valle di Blenio nelle Alpi Ticinesi Orientali. Un pacchetto di permafrost discontinuo di una certa grandezza si trova in corrispondenza del massiccio della Cima di Gana Bianca, sul versante orografico sinistro della Valle di Blenio (regione BlL3). Per maggiori dettagli su questa importante regione periglaciale si vedano i numerosi lavori di Scapozza come per esempio Scapozza (2008) e Scapozza & Fontana (2009).
Le aree più meridionali delle Alpi Ticinesi, come la Bassa Valle Maggia, la Valle Verzasca, la Bassa Valle Leventina, la Bassa Valle di Blenio e la Riviera (v. Ma3, Ma4, Ve, LeR4, LeL4,BiR3, RiR, RiL) sono interessate dal permafrost in misura estremamente marginale, solamente con delle zone molto limitate ai loro estremi più settentrionali.
Le aree che presentano ghiacciai importanti, come la regione del Basodino e dell'Adula, sono anche le aree che presentano le maggiori estensioni di permafrost. I ghiacciai rocciosi relitti sono situati tutti al di sotto del LIP, a conferma della buona affidabilità del modello PERMATI, nonostante i limiti visti precedentemente.

5. DISCUSSIONE

Il catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi ha permesso di elaborare il modello PERMATI. In relazione agli obiettivi specifici di questa parte, si intendono analizzare e discutere i risultati appena presentati, per cercare di evidenziare le possibili cause delle specificità morfodinamiche dei ghiacciai rocciosi e del permafrost delle Alpi Ticinesi. Si intende inoltre confrontare questi risultati in primo luogo a scala cantonale, tra le Alpi Ticinesi Occidentali e Orientali e, in un secondo tempo, a scala alpina, con i risultati di catasti di atre regioni svizzere e delle Alpi Centrali Italiane.

5.1. CARATTERISTICHE MORFODINAMICHE DEI GHIACCIAI ROCCIOSI

Il primo interessante risultato scaturito da questo catasto è la generale maggiore velocità dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi Occidentali rispetto alle regioni orientali (fig. 3.7). Questa differenza di velocità si può spiegare grazie a due fattori:

- la parte occidentale delle Alpi Ticinesi presenta un numero maggiore di ghiacciai rocciosi che sono o sono stati alimentati da sedimenti sciolti di origine glaciale (*debris rock glaciers* e *ice-cored rock glaciers*) (v. anche parte II). Questi ghiacciai sono mediamente più veloci rispetto a quelli delle Alpi Ticinesi Orientali. È probabile che questa differenza di velocità sia in parte dovuta a un'influenza glaciale, con i ghiacciai rocciosi di origine esclusivamente periglaciale che sarebbero mediamente più lenti. In effetti, se guardiamo i dati presentati nell'allegato 3.1, possiamo vedere come ben la metà dei ghiacciai rocciosi attivi che presentano delle velocità di più dm/mese siano dei ghiacciai rocciosi alimentati da materiali morenici o a "cuore di ghiaccio". Queste differenze di velocità sono state evidenziate anche dal catasto dei movimenti di terreno InSAR elaborato nella parte II. In particolare le regioni della Valle Bedretto e l'Alta Valle Maggia presentavano un numero elevato di poligoni con velocità dell'ordine di dm/m, associabili spesso a forme di origine glaciale come i ghiacciai coperti. Il monitoraggio cinematico ha evidenziato per i ghiacciai rocciosi di Gallina e Passo di Grandinagia, situati proprio in Valle Bedretto, rispettivamente in Alta Valle Maggia delle importanti velocità verticali durante il periodo estivo, dovute alla fusione del ghiaccio sedimentario all'interno del corpo di questi ghiacciai rocciosi di origine glaciale (v. parte IV, cap. 4.7 e 4.8);

- è probabile che vi sia un influsso importante della differenza di precipitazioni tra l'O e l'E delle Alpi Ticinesi che, sebbene non sia estremamente marcata, potrebbe spiegare queste differenze di velocità. Come visto nella parte I (cap. 3.7.1.2, fig. 1.13-A), le Alpi Ticinesi Occidentali beneficiano di precipitazioni annuali medie superiori a 1800-2200 mm con punte superiori ai 2200 mm, mentre le Alpi Ticinesi Orientali sono più secche, con regioni dove i quantitativi di precipitazioni sono inferiori ai 1400

mm all'anno (Cotti *et al*., 1990; Spinedi & Isotta, 2004) per una differenza di circa il 40%. Il maggior apporto di acqua liquida nel sistema potrebbe quindi avere l'effetto di favorire la deformazione del ghiaccio del permafrost (Ikeda *et al*., 2008). Questo avrebbe come effetto, a parità di condizioni topografiche e glaciologiche, di aumentare la velocità di un ghiacciaio roccioso.

Per verificare in modo sistematico queste ipotesi si dovrebbero tener conto di altri parametri che possono influenzare i risultati delle magnitudini delle velocità attribuita ai poligoni InSAR, e cioè:

- la pendenza dei terreni potrebbe generare maggiori velocità dove questa è più elevata;
- differenti litologie e la granulometrie dei detriti che compongono i terreni sciolti mobili periglaciali potrebbero causare differenti comportamenti meccanici e quindi cinematici;
- l'orientazione dei versanti in rapporto alla geometria d'acquisizione del segnale InSAR potrebbe aver fornito risultati ingannevoli (v. anche Barboux *et al.*, 2014);
- tener conto di errori soggettivi d'interpretazione degli interferogrammi InSAR;
- tener conto di errori soggettivi d'interpretazione geomorfologica di foto aeree;
- valutare attentamente se il 40% di differenze di precipitazioni a favore dei territori occidentali, possa generare effettivamente delle maggiori velocità. Si dovrebbero avere a disposizione dati più precisi, come per esempio lo spessore e il regime della copertura nevosa.

Solo un monitoraggio cinematico pluriannuale (v. parte IV) potrà almeno in parte risolvere queste incertezze.
Va inoltre aggiunto come la maggiore velocità dei ghiacciai rocciosi attivi delle Alpi Ticinesi Occidentali potrebbe forse essere in relazione con le loro dimensioni leggermente superiori se confrontate con quelli dei terreni orientali. A parità di condizioni topografiche e glaciologiche la maggiore cinematica potrebbe portare il corpo del ghiacciaio roccioso a distendersi maggiormente e quindi ad aumentare le sue dimensioni. Tuttavia le differenze (fig. 3.6) non sono così importanti da poter generalizzare con sicurezza questa ipotesi.
La situazione dei ghiacciai rocciosi inattivi e relitti è invece opposta, con le maggiori dimensioni dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi Orientali. Visto però che il loro stato attivo è antecedente alle attuali condizioni climatiche e non conoscendo il quantitativo delle precipitazioni al Tardiglaciale (per i ghiacciai rocciosi relitti) e durante le fasi fredde dell'Olocene (per i ghiacciai rocciosi inattivi), non è possibile al momento attuale, estrapolare una qualsiasi ipotesi in merito per spiegare questa differenza.

5.2. Distribuzione del permafrost nelle Alpi Ticinesi

Se si confronta il risultato del modello PERMATI con quello ottenuto nella *Carta indicativa della distribuzione potenziale del permafrost in Svizzera* (UFAM, 2005) (v parte I, cap. 3.4.2, fig. 1.7), si può notare che il modello PERMATI situa il LIP generalmente a altitudini inferiori. Questo potrebbe essere dovuto al fatto che, essendo basato su di un inventario di ghiacciai rocciosi, nel modello PERMATI la ripartizione del permafrost nei settori a forte pendenza (>35-40°) è probabilmente sovrastimata, in particolare per i quadranti meridionali (vedi anche Lambiel & Reynard, 2003; Scapozza *et al*., 2008b; Scapozza & Fontana, 2009). Bisogna considerare inoltre le differenze di risoluzione tra i due modelli: la carta dell'UFAM (2005) infatti è basata su di un MNA a 25 m, mentre PERMATI su di un MNA a 90 m.
D'altro canto è importante tener conto che, al contrario della carta dell'UFAM (2005), PERMATI è basato su dei parametri locali, ciò che dovrebbe permettere di tenere meglio conto delle specificità morfoclimatiche delle Alpi Ticinesi rispetto al resto delle Alpi Svizzere (al contrario di quanto fatto nella carta di Vonder Mühll *et al*. [1999] e dell'UFAM [2005], dove per le Alpi Ticinesi occidentali sono stati utilizzati dei dati empirici relativi alle Alpi Pennine, mentre per le Alpi Ticinesi Orientali sono stati utilizzati dei dati empirici relativi alle Alpi Retiche).
Il modello PERMATI può essere considerato ottimista poiché permette la modellizzazione del limite inferiore minimo del permafrost discontinuo, e semplice poiché tiene conto solamente dell'altitudine e dell'orientazione. Il principale difetto di PERMATI è che rende impossibile la rappresentazione delle

discontinuità dato che considera appartenenti alla categoria permafrost tutte le aree situate al di sopra del LIP. Non sono state inoltre eseguite delle distinzioni in base alla pendenza del versante e tra sedimenti sciolti e pareti rocciose.
Un altro limite di PERMATI è relativo alle regioni lasciate libere dai ghiacciai dopo il 1850, anno corrispondente grosso modo alla fine della PEG, regioni che sono state considerate zone di Permafrost quando sono situate sopra il LIP. L'inaffidabilità della distribuzione del permafrost in queste aree sta nel fatto che i ghiacciai delle Alpi Ticinesi sono esclusivamente di tipo temperato, con una temperatura alla base del ghiacciaio al punto di fusione del ghiaccio sotto pressione (Scapozza & Fontana, 2009). A priori sotto un ghiacciaio temperato non c'è permafrost. Di conseguenza non è dimostrabile che nelle zone citate sopra si sia nel frattempo sviluppato del permafrost, come ottimisticamente rappresentato in PERMATI.
L'altitudine più bassa per il LIP delle Alpi Ticinesi si trova per l'orientazione N, mentre l'altitudine più alta non corrisponde al quadrante S, bensì a SO. A rigor di logica l'orientazione S è quella che beneficia della radiazione solare teoricamente maggiore, ma è invece l'orientazione SO che permette di trasmettere al suolo la massima quantità di energia durante la giornata. Per spiegare questo fenomeno Scapozza & Fontana (2009), suggeriscono che in alta montagna, nel caso di una giornata senza copertura nuvolosa (che diminuirebbe la radiazione solare al suolo), la radiazione solare del mattino e di parte del pomeriggio è usata per far evaporare l'acqua di brina e rugiada. Solo a completa evaporazione dell'acqua, quindi all'inizio del pomeriggio, il suolo può iniziare ad incamerare l'energia delle radiazioni solari, che a questo momento è massima sui versanti SO.
Questa caratteristica è simile anche per il LIP delle Alpi Ticinesi Occidentali, anche se nel loro contesto presentano un picco anomalo a SE, dovuto probabilmente alla pochezza di ghiacciai rocciosi utili (solo 3) per elaborare il LIP per quell'orientazione. Lo stesso problema lo si ritrova nelle Alpi Ticinesi Orientali, le quali presentano l'altitudine più alta per il versante SE: anche in questo caso il LIP per l'orientazione SE è stato calcolato con un solo ghiacciaio roccioso disponibile: i dati del LIP a SE sono da ritenersi dunque poco rappresentativi. La situazione migliora tuttavia leggermente a scala delle Alpi Ticinesi, anche se il picco persistente sul versante SE sta a testimoniare questo problema statistico.

5.3. CONFRONTO CON ALTRE REGIONI DELLE ALPI

Alpi Svizzere

Per garantire una certa coerenza, i confronti che saranno trattati in questo capitolo saranno eseguiti solamente con dei valori del LIP determinati sulla base di catasti di ghiacciai rocciosi.
È nostra intenzione confrontare ora i risultati del modello PERMATI con alcuni modelli delle Alpi Svizzere. La specificità del contesto morfoclimatico degli ambienti periglaciali delle Alpi Ticinesi rispetto alle altre principali regioni delle Alpi Svizzere si può visualizzare confrontando i valori del LIP ottenuto nelle Alpi Ticinesi con dei valori del LIP determinati in base ai catasti di ghiacciai rocciosi di altre regioni. Per questo confronto si è tenuto conto del catasto dei ghiacciai rocciosi dell'Alta Engadina per le Alpi Retiche (Hoelzle, 1989), della regione di Bagnes-Hérémence (Lambiel & Reynard, 2001) e dell'Entremont (Delaloye & Morand, 1998) per le Alpi Pennine, a clima continentale relativamente secco e delle Alpi Bernesi (Imhof, 1996a) che presentano invece un clima oceanico relativamente umido (fig. 3.12).
Si può notare come le curve delle due regioni delle Alpi Pennine (Entremont e Bagnes-Hérémence) siano relativamente simili se si escludono i versanti meridionali dove il LIP a Entremont è più basso, ma questo potrebbe essere dovuto a un problema statistico, causato dal minor numero di ghiacciai rocciosi presenti in quelle orientazioni. Ad ogni modo, il LIP delle Alpi Pennine è chiaramente superiore rispetto alle Alpi Bernesi, anche di 200 m, ad eccezione dei soliti versanti meridionali, per la solita "cronica mancanza" di ghiacciai rocciosi rivolti a sud. A questo proposito si ricorda che per il catasto delle Alpi Bernesi si sono usati in totale solamente 82 ghiacciai rocciosi (Imhof, 1996a).
Nonostante le leggere differenze in gioco, la curva relativa alle Alpi Ticinesi si intercala grossomodo tra quella delle Alpi Pennine (Entremont e Bagnes-Hérémence) e quella delle Alpi Bernesi, sebbene delle differenze siano presenti secondo l'orientazione del versante. Facendo astrazione dagli errori metodologici (linea tratteggiata delle Alpi Ticinesi della fig. 3.12) e considerando che questi modelli riflettono delle situazioni regionali, le loro differenze e similitudini si possono spiegare con i parametri climatici e morfologici a scala regionale. Le Alpi Pennine e Retiche che, come visto, presentano globalmente meno precipitazioni rispetto alle Alpi Ticinesi, mentre per le Alpi Bernesi vale il discorso contrario.

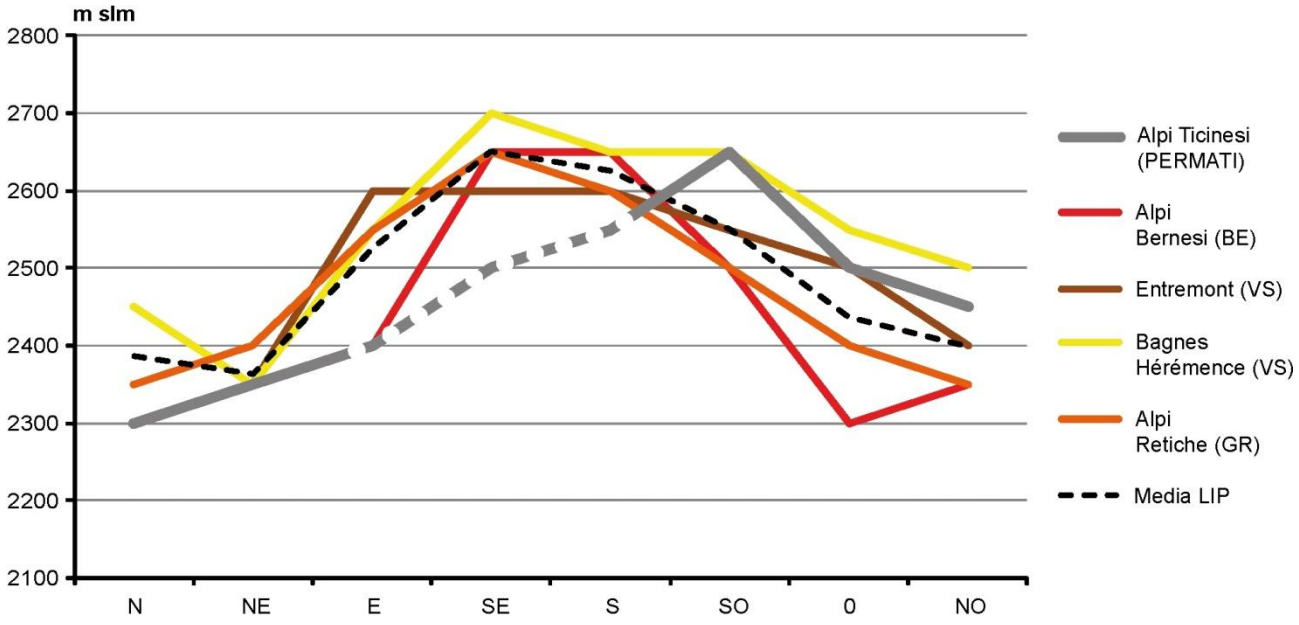


Fig. 3.12: confronto del modello PERMATI con 4 modelli della ripartizione del permafrost discontinuo nelle Alpi Svizzere definiti in base a catasti di ghiacciai rocciosi. La parte tratteggiata della linea del LIP delle Alpi Ticinesi sta a indicare una bassa affidabilità a causa dei pochi ghiacciai rocciosi a disposizione per i quadranti E, SE e S.

Parlare di quantitativi di precipitazioni medie annue potrebbe però risultare riduttivo, dato che le precipitazioni potrebbero concentrarsi solo in uno o due periodi ben precisi dell'anno. Di conseguenza sarebbe più opportuno prendere in considerazione lo spessore medio annuo di neve a 2500 m slm per il periodo 1983-2002 (Auer *et al*. 2007). Come già accennato, le precipitazioni nevose in funzione dello spessore, della densità e della durata dell'innevamento, possono influenzare in maniera importante le temperature al suolo e nel sottosuolo e quindi la probabilità di occorrenza di permafrost (v. Scapozza & Mari, 2010).

La conseguenza è che le regioni con il LIP più alto sono quelle con lo spessore medio annuo minore. Infatti le medie a lungo termine dell'altezza della neve per il periodo 1983-2002 presentano delle disparità regionali importanti. Ad altitudine uguale, la parte settentrionale delle Alpi Ticinesi, in particolare la Val Bedretto e la regione del Gottardo e della Greina, beneficiano di un innevamento dal 20 al 70% superiore alla media svizzera. Al contrario, le valli meridionali del Vallese (Alpi Pennine), la Surselva, il centro dei Grigioni e l'Alta Engadina (Alpi Retiche), ricevono relativamente poca neve. Lo spessore medio annuo della neve a 2500 m slm nella regione dell'Entremont è di 150 cm, mentre per la regione di Bagnes-Hérémence di appena 120 cm. Le Alpi Bernesi presentano uno spessore decisamente maggiore di 180 cm, (Auer *et al*., 2007). Per quel che concerne le Alpi Bernesi, le quantità di neve sono simili a quelle della parte centrale delle Alpi Ticinesi (Scapozza & Fontana, 2009), esclusa la regione della Jungfrau e di Aletsch, dove le precipitazioni nevose sono leggermente inferiori alla media svizzera. Tenendo conto che la persistenza della neve ha l'effetto di ritardare il riscaldamento del suolo e quindi di favorire un mantenimento del permafrost a più bassa altitudine, le altitudini del LIP nelle Alpi Ticinesi si potrebbero spiegare grazie a questo parametro. Nonostante il fatto che la regione del Gottardo–Greina è quella con le precipitazioni nevose più importanti in Svizzera (Scapozza & Fontana, 2009), la maggior parte dei ghiacciai rocciosi si situano a sud della linea Val Bedretto – Val Piora – Valle Santa Maria, con delle altitudini medie del manto nevoso che sono più simili alle Alpi Bernesi.

Per quel che concerne la morfologia regionale, le altitudini più basse del LIP che si riscontrano nelle Alpi Bernesi per le orientazioni O e NO, potrebbero spiegarsi per il contesto strutturale particolare (Elvetico), dove le imponenti pareti calcaree sub-verticali causano un importante effetto d'ombra che favorisce il mantenimento di condizioni fredde al suolo a relativamente bassa altitudine, in modo particolare per i versanti settentrionali. Le Alpi Ticinesi e le Alpi Vallesane presentano invece uno stile tettonico simile, con delle orientazioni delle valli parallele, anche se con orientazioni opposte: prevalentemente N-S in Vallese e S-N in Ticino, in particolare nei settori occidentali. (Phillips & Reynard, 1996).

Un altro parametro che interviene a scala regionale sul controllo del LIP è evidentemente la media annuale delle temperature dell'aria (MAAT). Secondo Scapozza & Fontana (2009), se si guarda la ripartizione spaziale di MAAT 1961-1990 normalizzata a 500 m slm, questo valore è di 8.5-9.5°C per le Alpi Bernesi, di 9.5°C per le Alpi Ticinesi e 9.5-10.5°C per le Alpi Vallesane, nonostante la latitudine simile. Ne consegue una diretta proporzionalità tra il valore di MAAT normalizzato a 500 m slm e l'altitudine dell'isoterma -1/-2°C. Questo dovrebbe contribuire a confermare i dati sul LIP delle regioni prese a confronto.

Alpi Centrali Italiane

Se si confrontano i risultati del modello PERMATI con modelli analoghi sviluppati per le Alpi Centrali Italiane, che condividono con il Ticino lo stesso versante Sud delle Alpi e presentano una distribuzione altimetrica simile a quella delle Alpi Ticinesi, dato che sono situate sullo stesso versante del penepiano in sollevamento a circa la stessa latitudine (Campana, 1989). Da questo confronto (fig. 3.13) emerge una maggiore similitudine di PERMATI con il modello dell'Adamello-Presanella (Baroni *et al.*, 2004) rispetto al modello Ortles-Cevedale (Seppi, 2006). Il modello delle Alpi Lombarde (Scotti *et al.*, 2012; Scotti, 2013), essendo comprensivo di tutti i 1514 ghiacciai rocciosi della Lombardia, a sua volta comprende le regioni dell'Adamello-Presanella e Ortles-Cevedale. Questo modello rappresenta una via di mezzo dei modelli regionali appena citati. È comunque decisamente più interessante confrontare PERMATI con i modelli regionali di Adamello-Presanella e Ortles-Cevedale, dato che questi ultimi mostrano, come visto in precedenza, delle condizioni morfoclimatiche differenti. La regione della Lombardia è invece omnicomprensiva di molti microclimi.

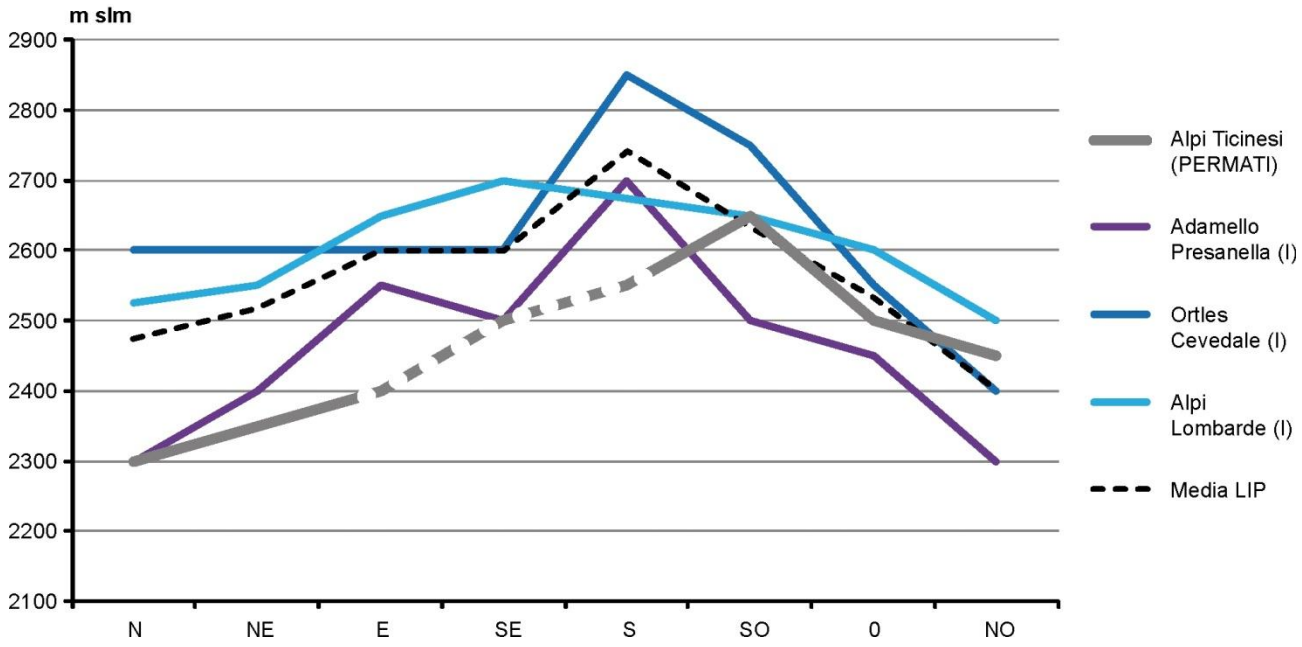


Fig. 3.13: confronto di PERMATI con 3 modelli della ripartizione del permafrost discontinuo nelle Alpi Centrali Italiane definiti in base a catasti di ghiacciai rocciosi. La parte tratteggiata della linea del LIP delle Alpi Ticinesi sta a indicare una bassa affidabilità a causa dei pochi ghiacciai rocciosi a disposizione per i quadranti E, SE e S.

La regione dell'Adamello-Presanella presenta un clima oceanico con dei quantitativi di precipitazioni simili alle Alpi Ticinesi, mentre nella regione di Ortles-Cevedale si presenta un clima continentale decisamente più secco, con delle precipitazioni annue medie per il periodo 1971-1990 tra 900 e 1100 mm sopra i 2000 m slm (Schwarb *et al.*, 1999). Questo clima estremamente secco porta il LIP ad essere addirittura più alto del LIP per le Alpi Vallesane e a stabilire il record di altezza di tutti i modelli regionali analizzati, con una media di 2619 m slm (fig. 3.14).

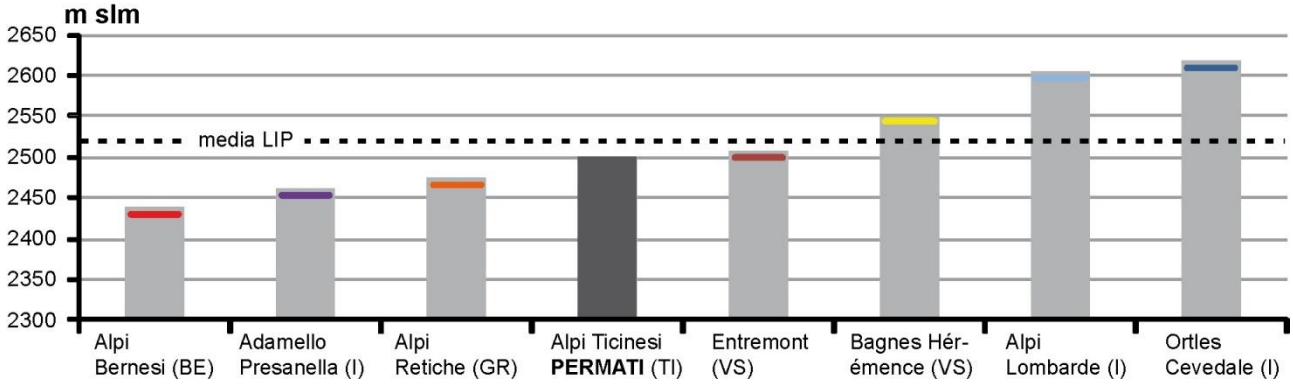
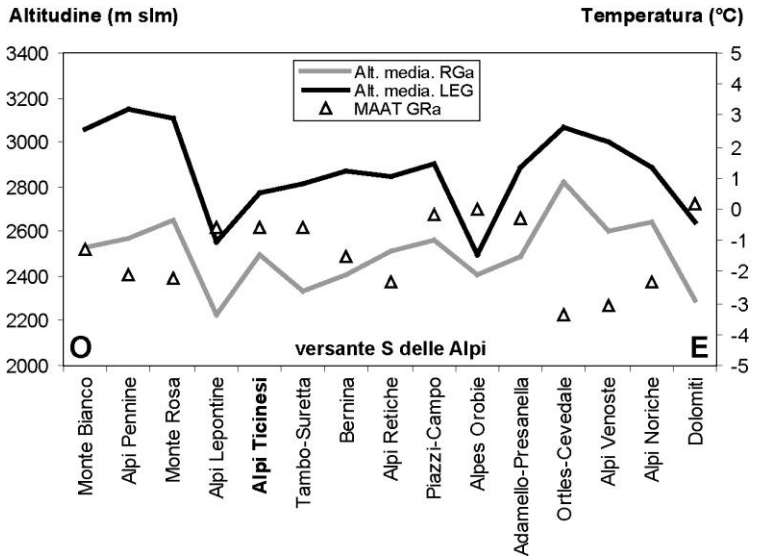


Fig. 3.14: valori medi del limite inferiore del permafrost discontinuo. Il LIP medio calcolato per le Alpi Ticinesi è di 2500 m slm.

Come già fatto da Scapozza (2008) e Scapozza & Fontana (2009) per le Alpi Bleniesi, il confronto climatico con le Alpi Centrali Italiane può essere fatto in base all'altitudine della linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) al 1850 (fine della PEG), dato che mancano per queste regioni i dati relativi all'innevamento. Questo parametro, valido però solo per le Alpi Ticinesi Orientali, è stato calcolato da Scapozza e Fontana (2009) con il metodo ipsometrico dell'AAR (*Accumulation Area Ratio*) (detto anche metodo 2:1), il quale parte dal presupposto che il rapporto di superficie tra la zona di accumulo e di fusione di un ghiacciaio sia costante nel tempo e corrisponda a 2, cioè con la zona di accumulo che presenta una superficie doppia della zona di fusione. La LEG attuale è stata calcolata usando come riferimento il valore LEG nel 1850, periodo in cui il bilancio di massa dei ghiacciai era ancora prevalentemente in equilibrio (vedi anche Scapozza, accettato). Un confronto di questi parametri glaciali con quelli ottenuti da Ribolini (1999; 2006) e Federici *et al.* (2000) è invece più delicato da effettuare, dato che le Alpi Marittime Italiane si trovano ad una latitudine più meridionale rispetto ai contesti spaziali presi fin qui come riferimento, latitudine che presenta importanti conseguenze sulla LEG, sul LIP (v. parte I; cap. 3.4; fig. 1.6).



Regione/Gruppo	Alt. med. RGa (m)	Alt. med. LEG (m)	MAAT RGa (°C)
Monte Bianco	2530	3060	-1.3
Alpi Pennine	2570	3150	-2.1
Monte Rosa	2650	3110	-2.2
Alpi Lepontine	2230	2550	-0.6
Alpi Ticinesi	**2500**	**2770***	**-0.6***
Tambo–Suretta	2330	2810	-0.6
Bernina	2410	2870	-1.5
Alpi Retiche	2510	2850	-2.3
Piazzi–Campo	2560	2900	-0.2
Alpi Orobie	2410	2500	0.0
Adamello–Presanella	2490	2890	-0.3
Ortles–Cevedale	2820	3070	-3.4
Alpi Venoste	2600	3000	-3.1
Alpi Noriche	2640	2890	-2.3
Dolomiti	2290	2640	0.2

Correlazioni tra:		(1)	(2)	(3)
(1) Alt. media RGa	(1)	1	0.77	-0.75
(2) Alt. media LEG	(2)	0.77	1	-0.69
(3) MAAT GRa	(3)	-0.75	-0.69	1

Fig. 3.15: dati e confronto tra l'altitudine media del limite inferiore dei ghiacciai rocciosi attivi/inattivi (RGa) e la linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) e MAAT calcolata a RGa. I dati si riferiscono a 15 regioni/gruppi del versante Sud delle Alpi, da E a O. Compilazione da Belloni *et al.* (1993) e Dramis *et al.* (2003). Immagine modificata da Scapozza (2008). *=dati relativi alle Alpi Ticinesi Orientali.

Secondo Haeberli (1983) più la LEG si trova a una quota elevata, più il clima è di tipo continentale e quindi più secco, con minori precipitazioni a parità di temperature. Questa dipendenza diretta si può osservare dai dati della fig. 3.15 che riassumono la situazione per tutte le regioni del versante Sud delle Alpi, dal Monte Bianco alle Dolomiti: più la LEG sale, più il limite inferiore medio dei ghiacciai rocciosi attivi/inattivi (RGa) sale. La correlazione tra questi due parametri è di 0.77. Al contrario la correlazione tra LEG, RGa e MAAT è

negativa: questo significa che più l'altitudine del limite inferiore dei ghiacciai rocciosi è bassa, più MAAT RGa sarà elevata, vicino a 0°C. MAAT RGa è quindi più elevata nelle regioni a clima maggiormente oceanico (il termine RGa utilizzato nelle pubblicazioni italiane corrisponde in pratica al nostro LIP).
In queste regioni oceaniche, più piovose, la copertura isolante della neve persiste più a lungo durante la primavera inoltrata e all'inizio dell'estate, ritardando di conseguenza il riscaldamento del suolo. Questo produce una MAGST più bassa, che favorisce la presenza del permafrost.

5.4. SIGNIFICATO PALEOCLIMATICO DEI GHIACCIAI ROCCIOSI

La differenza di altitudine tra le varie generazioni di ghiacciai rocciosi, chiamata anche depressione del permafrost (DP), permette di determinare le paleo-temperature che sono necessarie per "creare" una data generazione di ghiacciai rocciosi e quindi di situare cronologicamente il loro sviluppo. A questo proposito si ricorda che il limite inferiore dei ghiacciai rocciosi attivi/inattivi corrisponde generalmente all'altitudine dell'isoterma -1/-2°C (Haeberli, 1985; Scapozza & Mari, 2010) e che quindi delle generazioni di ghiacciai rocciosi situate più a bassa altitudine testimoniano di quando questo isoterma si situava più in basso e il clima era più freddo.

Regione	**Generazione di GR**	**DP (m)**	**ΔT (°C)**	**Stadio presunto**	**Fonte**
Alpi Ticinesi	***RG II***	***300***	***1.8***	***EGESEN***	***Questo lavoro***
	RG III	***550***	***3.3***	***DAUN***	
Alpi Bleniesi	RG II	290	1.7	Egesen	Scapozza & Fontana (2009)
	RG III	410 – 510	2.5 – 3.0	Daun	
Err-Julier (GR)	"Dryas antico"	500 – 600	3.0 – 3.6	Daun	Frauenfelder *et al*. (2001)
Bagnes–Hérémence (VS)	"Dryas recente"	200	1.2	Egesen	Lambiel & Reynard (2003)
Tirolo (Austria)	"Dryas recente"	250-350	1.5 – 2.1	Egesen I	Kerschner (1985), Sailer & Kerschner (1999)
	"Dryas antico"	520	3.1	Daun	

Tab. 3.4: valori della depressione del permafrost (DP) e dell'abbassamento relativo della temperatura (ΔT), calcolato con un gradiente verticale di temperatura di 0.006°C/m, per diverse generazioni di ghiacciai rocciosi nelle Alpi. Per la regione dell'Err-Julier (GR) e del Tirolo austriaco valgono le correzioni apportate da Scapozza *et al*. (2008b) e Scapozza & Fontana (2009).

Se teniamo conto di un gradiente verticale di temperatura standard di 0.6°C/100 m, la DP di 300 m tra RG I e RG II testimonia di un abbassamento di temperatura di 1.8°C, mentre la DP di 550 m tra RG I e RG III testimonia di un abbassamento di temperatura di 3.3°C. Se confrontiamo questi valori con i dati presenti in letteratura, dove le generazioni di ghiacciai rocciosi sono state datate grazie a una correlazione con gli stadi glaciali (tab. 3.4), possiamo concludere che **la generazione gGR II data molto probabilmente del Dryas recente (11'000 – 10'000 BP), mentre la generazione gGR III data probabilmente della fine del Dryas antico (14'000 – 13'000 BP) e dell'interstadio del Bølling (13'000 – 12'000 BP).**

5.5. VALUTAZIONE SULLA QUALITÀ DEI RISULTATI PRODOTTI

I risultati prodotti da questa parte non sono sempre stati del tutto soddisfacenti. Le principali cause che hanno diminuito l'affidabilità dei risultati e quindi anche della loro interpretazione, sono da ricercare nella pochezza di ghiacciai rocciosi a disposizione per il calcolo del LIP, specialmente per i quadranti E, SE e S. Inoltre l'utilizzo del DEM a 90 m a nostra disposizione,ha prodotto una modellizzazione del permafrost discontinuo relativamente imprecisa, testimoniata dal fatto che alcuni ghiacciai rocciosi attivi/inattivi si sono venuti a trovare leggermente al di fuori della zona del permafrost dicontinuo. A tutto ciò vanno aggiunti i possibili errori d'interpretazione geomorfologica di ortofoto e degli interferogrammi InSAR eventualmente già commessi nella parte II.

6. CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

Allestimento di un catasto e caratteristiche dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi

Il catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi ha permesso di determinare 203 di queste forme, di cui 57 sono state considerate attive, 34 inattive e 112 relitte. A scala regionale, i ghiacciai rocciosi sono ripartiti in modo abbastanza uniforme tra le Alpi Ticinesi Occidentali e Orientali.
Una differenza importante è invece presente per quanto concerne la velocità dei ghiacciai rocciosi, determinata sulla base dell'analisi di immagini di interferometria radar da satellite (InSAR). I ghiacciai rocciosi attivi delle Alpi Ticinesi Occidentali, globalmente, si muovono in maniera più veloce rispetto a quelli delle Alpi Ticinesi Orientali. Questo è probabilmente dovuto a due fattori: da una parte, un maggiore influsso glaciale sui ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi Occidentali; dall'altra parte, precipitazioni più abbondanti nella parte occidentale delle Alpi Ticinesi, con una maggiore acqua liquida a disposizione, ciò che avrebbe l'effetto di favorire la deformazione del ghiaccio del permafrost.

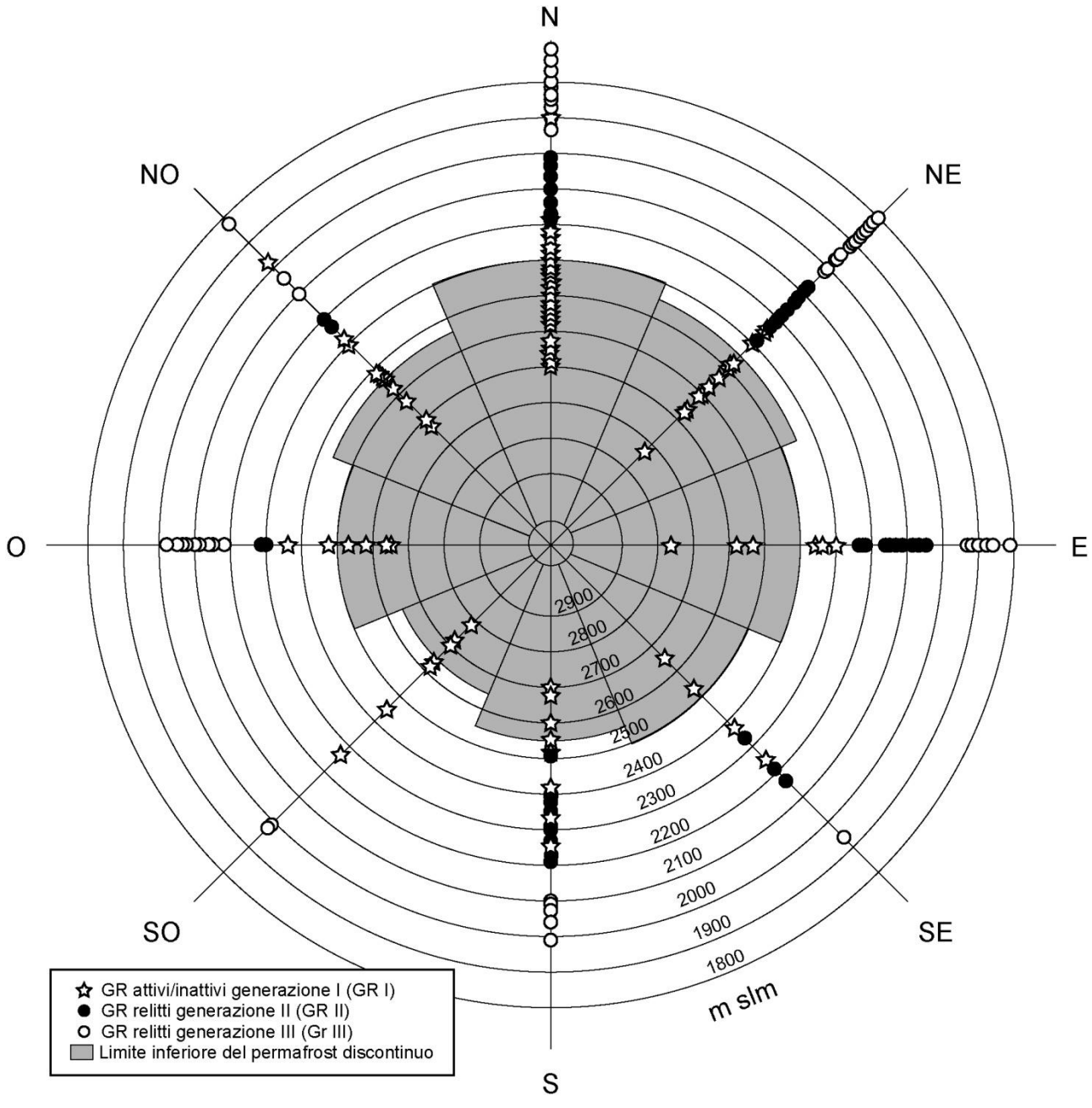


Fig. 3.16: riassunto con la distribuzione e le generazioni di ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e rappresentazione del LIP a scala regionale per la fine dell'Olocene.

Per approfondire il ruolo dell'acqua all'interno di un ghiacciaio roccioso si eseguiranno delle prove di tracciamento nella Valle di Sceru (TI) e nella Valle di Réchy (VS) (v. parte V).
Per confermare invece i dati sulla caratteristica cinematica dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi si eseguirà un monitoraggio GPS di 12 siti distribuiti nelle Alpi Ticinesi Occidentali, in quelle Orientali e nella Regione Gottardo e più in particolare dei ghiacciai rocciosi Gallina (AT-57), Pizzo Nero (AT-1), Passo Grandinagia (AT-3), Monte Prosa Sud e Nord (AT-11, AT-12) situati nelle Alpi Ticinesi Occidentali; Ganoni di Schenadüi (AT-15), Piancabella (AT-24) Alpe Pièi (AT-27) e Stabbio di Largario (AT-29) situati nelle Alpi Ticinesi Orientali; Klein Furkahorn, Blauberg e Guetsch, situati nella Regione Gottardo (v. parte IV).
Da un'osservazione di foto aeree emerge come la maggior parte dei ghiacciai rocciosi attivi/inattivi delle Alpi Ticinesi siano monomorfici (Scapozza & Fontana, 2009), in base alla definizione di Frauenfelder & Kääb (2000). Le campagne di misura cinematica previste nella parte IV ci daranno la possibilità di verificare la diffusione del monomorfismo/polimorfismo dei ghiacciai rocciosi attivi del Ticino mediante l'osservazione diretta sul terreno, ma soprattutto mediante il confronto dei valori di spostamento dei singoli blocchi sul corpo dei 12 ghiacciai rocciosi selezionati.

Distribuzione spaziale e limite inferiore del permafrost discontinuo

Sulla base dei ghiacciai rocciosi attivi e inattivi è stato possibile determinare un modello della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo a scala regionale (PERMATI) (v. anche fig. 3.16). Il confronto dei valori ottenuti con altre regioni delle Alpi Svizzere ha permesso di mostrare che le condizioni morfoclimatiche delle Alpi Ticinesi sono differenti rispetto alle Alpi Pennine o alle Alpi Retiche. Le principali cause della differente ripartizione del LIP sono probabilmente da ricercare nella MAAT e nelle precipitazioni caratteristiche delle Alpi Ticinesi, in particolare per ciò che concerne i quantitativi, il regime e l'altezza dello strato della neve (fig. 3.17).

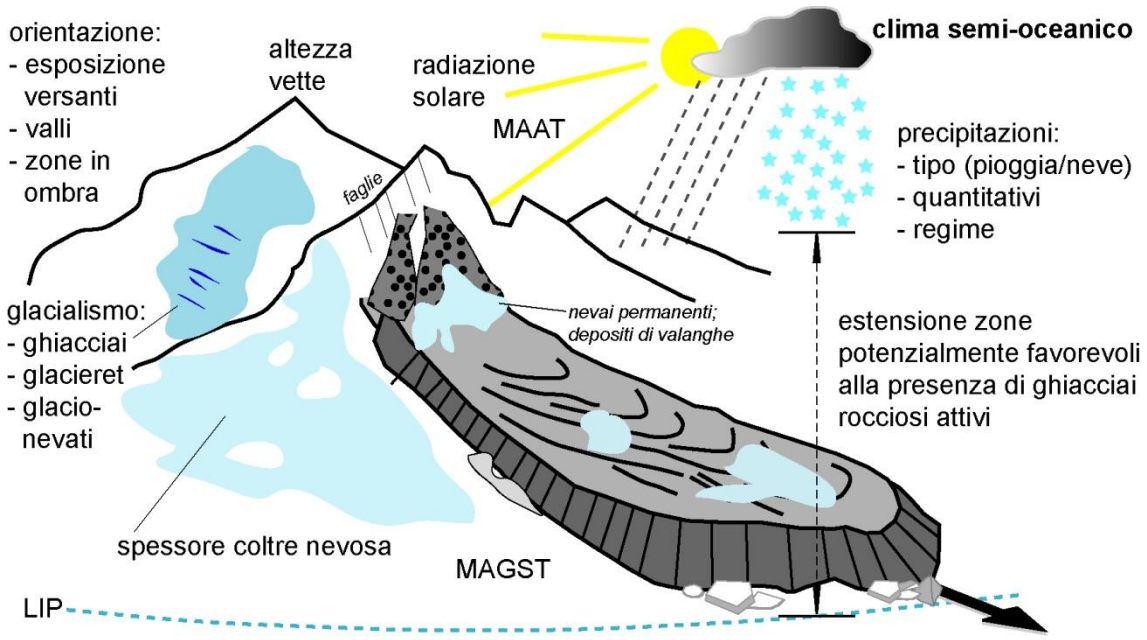


Fig. 3.17: modellizzazione dei principali fattori che definiscono le specificità morfoclimatiche dei ghiacciai rocciosi attivi/inattivi e della distribuzione del LIP delle Alpi Ticinesi.

Nonostante l'esiguità dei ghiacciai a disposizione che rende i dati statistici non sempre completamente affidabili, all'interno della regione studiata è emersa una leggera differenza della ripartizione del LIP tra i terreni occidentali e orientali. Di conseguenza, le campagne di misura GPS (v. parte IV) daranno la possibilità di eseguire anche un monitoraggio termico mediante data-logger: questo dovrebbe fornire delle informazioni sul regime termico dei terreni situati nelle regioni periglaciali del Cantone.
Il confronto effettuato con altre regioni situate al Sud delle Alpi, in particolare nelle Alpi Centrali Italiane, ha permesso di evidenziare che anche per questo versante delle Alpi, sussistono delle condizioni climatiche non sempre omogenee, come del resto emerso dal confronto con le regioni delle Alpi Svizzere.

Di conseguenza qualsiasi modello di calcolo della ripartizione potenziale del permafrost nelle Alpi Ticinesi deve tenere conto delle specificità morfologiche e climatiche delle differenti regioni Alpine, ma anche delle zone interne alle Alpi Ticinesi.
I ghiacciai rocciosi relitti sono stati suddivisi in due generazioni in base alle loro altitudini. La depressione del permafrost calcolata per ognuna di queste generazioni ha permesso di attribuire la generazione RG II al Dryas recente, mentre la generazione RG III è stata attribuita alla fine del Dryas antico e all'interstadio del Bølling.

Metodi e procedure

Da un punto di vista metodologico i risultati del catasto appena presentato potrebbero essere implementati mediante l'aggiornamento (*update*) con un'analisi cartografica in 3D. Alcuni primi risultati di questa tecnica, sono stati presentati da Scapozza (2013) per piccole zone dei territori settentrionali delle Valli Maggia e Verzasca. In particolare questa tecnica ha permesso di scoprire 42 nuovi ghiacciai rocciosi. La stragrande maggioranza dei ghiacciai rocciosi scoperti con la cartografia in 3D sono relitti, di conseguenza più che un'implementazione del modello PERMATI ci si aspetta di implementare le conoscenze sul significato paleoclimatico delle Alpi Ticinesi.

Parte IV: MONITORAGGIO

MONITORAGGIO CINEMATICO E TERMICO DI 12 GHIACCIAI ROCCIOSI NELLE ALPI TICINESI E NELLA REGIONE DEL GOTTARDO

Questa parte intende effettuare un monitoraggio cinematico termico di alcuni ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi. Di conseguenza sono stati scelti 12 siti d'indagine in base agli obiettivi scientifici specifici e a criteri di accessibilità.
Il primo capitolo vuole spiegare il contesto di lavoro sulla base della problematica generale, illustrandone i principali obiettivi specifici.
Il secondo capitolo intende approfondire il contesto storico e scientifico specifico, analizzando i lavori che fino a oggi si sono occupati del monitoraggio cinematico e termico dei ghiacciai rocciosi. Sarà brevemente illustrato il ruolo del permafrost per spiegare la dinamica e la cinematica dei terreni ghiacciati e dei ghiacciai rocciosi in particolare.
Il terzo capitolo presenterà in dettaglio le metodologie applicate per effettuare questo monitoraggio, ossia il GPS differenziale (DGPS) e il monitoraggio termico della superficie (GST). Sarà inoltre approfondita la procedura condotta sul terreno per questo monitoraggio dal 2009 al 2012.
Nel quarto capitolo saranno presentati singolarmente i 12 siti d'indagine e descritti i movimenti dei differenti ghiacciai rocciosi, a scala triennale, annuale e, quando possibile, stagionale, nonché i risultati del regime termico del terreno.
Nel capitolo 5 si effettuerà un'analisi spaziale dinamica e geomorfologica dei 12 siti monitorati, confrontando i risultati con le caratteristiche di altri ghiacciai rocciosi delle Alpi. Si analizzeranno questi movimenti in relazione alle particolari condizioni morfoclimatiche e di dissesto dei versanti delle Alpi Ticinesi.
Nel 6° ed ultimo capitolo si illustreranno le principali conclusioni e prospettive future di questo lavoro di monitoraggio e si giustificherà la creazione del Gruppo Permafrost Ticino (GPT), il quale avrà lo scopo di continuare a monitorare alcuni di questi siti per gli anni a venire.

1. INTRODUZIONE E OBIETTIVI SPECIFICI

I monitoraggi (cinematici e termici) che interessano le zone periglaciali si svolgono di regola in 3 ambiti principali: nelle falde di detrito, nelle zone di margine proglaciale e sui ghiacciai rocciosi. I monitoraggi delle falde di detrito si interessano principalmente allo studio sistematico dei processi legati alla circolazione dell'aria che avviene all'interno di queste forme. Nei margini proglaciali lo scopo dei monitoraggi è di studiare le relazioni cinematiche, termiche e strutturali tra i ghiacciai della PEG e i limitrofi ghiacciai rocciosi come per esempio Kleinfurka (Regione Gottardo), Gallina e Passo di Grandinagia (Alpi Ticinesi). Infine i monitoraggi che si svolgono sui ghiacciai rocciosi hanno lo scopo principale di studiare i processi legati alla reptazione del permafrost. I monitoraggi effettuati in questi ambiti sono condotti in siti rappresentativi di condizioni morfoclimatiche e topografiche specifiche, con l'obiettivo di implementare una migliore comprensione dei processi che si verificano sulla base di confronti sistematici.
Sulla base degli obiettivi generali di questa tesi (parte I), la scelta di operare un monitoraggio cinematico e termico dei ghiacciai rocciosi è derivata anche dai risultati del catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi (parte III). Questi risultati hanno permesso di determinare il grado d'attività dei ghiacciai rocciosi in base all'analisi di immagini di interferometria radar da satellite (InSAR) elaborate nella parte II. La principale scoperta è che i ghiacciai rocciosi attivi delle Alpi Ticinesi Occidentali, globalmente, si muovono in maniera più veloce rispetto a quelli delle Alpi Ticinesi Orientali.
Come visto nella parte II (cap. 3.3) i valori sulle velocità dei ghiacciai rocciosi definiti tramite InSAR rappresentano però delle classi di velocità (dm/m cm/m e cm/y), quindi si tratta di valori puramente indicativi. Per ovviare a questa indicatività dei risultati InSAR e per ottenere dei risultati di valore quantitativo, si è deciso di misurare i movimenti di alcuni ghiacciai rocciosi con il metodo DGPS (*Differential Global Positioning System*). Questo metodo presenta una precisione centimetrica (v. cap. 3.2.3),

ma soprattutto permette di ottenere dei valori di velocità in 3D, su singoli punti del ghiacciaio roccioso e in contemporanea su differenti siti.
La scelta dei siti è stata fatta su criteri di accessibilità e cercando di investigare tutto il territorio cantonale, dalla Alpi Ticinesi Orientali a quelle Occidentali, comprendendo anche dei ghiacciai rocciosi nella Regione del Gottardo a nord del Ticino. **Lo scopo era di disporre del maggior numero di siti a scala regionale che rappresentassero le differenti condizioni morfoclimatiche che, come ipotizzato nella parte I (v. cap. 2.1; fig. 1.1) e come paeappena visto nella parte III (v. cap. 6), risultano probabilmente determinanti per spiegare i movimenti dei ghiacciai rocciosi.**
In base a queste considerazioni, per avere un controllo anche a scala locale (e dell'oggetto) dell'influsso di queste condizioni morfoclimatiche sul permafrost, si è deciso di effettuare anche un monitoraggio termico del terreno (GST) mediante dei data-logger posizionati su differenti punti del ghiacciaio roccioso.
Non da ultimo questo monitoraggio ci permette di colmare il "buco di informazioni e conoscenza" presente nelle Alpi Ticinesi, dato che finora nessun ghiacciaio roccioso in Ticino era mai stato monitorato per ciò che riguarda la sua cinematica in modo sistematico. In Svizzera, invece, come vedremo nel capitolo successivo, sono monitorati già una trentina di ghiacciai rocciosi nelle Alpi Bernesi, nei Grigioni e in particolare in Vallese (Delaloye *et al.*, 2010a).
In sintesi gli obiettivi specifici di questa parte sono:

- **iniziare un monitoraggio a lungo termine, cinematico e termico di alcuni ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi, con almeno due campagne di misurazione annuali;**

- **evidenziare le specificità dinamiche e cinematiche dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi;**

- **confrontare la cinematica e la dinamica dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi con altre regioni alpine;**

- **eseguire un confronto qualitativo/quantitativo con i risultati dei movimenti di terreno InSAR (parte II) e con i risultati delle caratteristiche dei ghiacciai rocciosi evidenziati dal catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi (parte III);**

- **valutare e analizzare le cause che sono all'origine di queste dinamiche nel contesto morfoclimatico specifico delle Alpi Ticinesi.**

Per raggiungere questi obiettivi si sono scelti i siti adatti. Di tutte le parti che hanno composto questa tesi, questa parte è sicuramente quella che più di ogni altra ha occupato sul terreno. Effettuare un monitoraggio DGPS fino a due volte all'anno su una dozzina di ghiacciai rocciosi è stato molto impegnativo sia a livello di tempo impiegato, sia per il trasporto delle pesanti attrezzature necessarie sul terreno. Lo scopo di effettuare due misure annuali, generalmente in luglio (alla fine del periodo di fusione della neve) e alla fine di settembre (prima dell'arrivo della copertura nevosa), era di scoprire eventuali variazioni cinematiche tra il periodo estivo e quello invernale (v. anche cap. 2.4).
Nonostante queste difficoltà questo monitoraggio ha permesso di inserire per la prima volta, alcuni ghiacciai rocciosi del Ticino nella rete Svizzera del monitoraggio del permafrost (PERMOS) e di creare i presupposti per la nascita (nel 2011) del Gruppo Permafrost Ticino (GPT), il quale avrà il compito di continuare il monitoraggio cinematico e termico dei siti inseriti in questa tesi anche in futuro.
Si tiene a sottolineare come il contributo del monitoraggio effettuato per questa tesi sia limitato a 3 anni, dal 2009 al 2012 inclusi, comprendendo 4 estati/autunni di misurazioni. Questo contesto temporale sarà sufficiente per fornire delle indicazioni sulle caratteristiche cinematiche e dinamiche dei ghiacciai rocciosi studiati relativamente al periodo di monitoraggio, ma insufficiente per estrapolare delle considerazioni su eventuali variazioni cinematiche o dinamiche a scale temporali maggiori. Di conseguenza questo monitoraggio non potrà vantare nessuna pretesa di analizzare i dati ricavati in un contesto di riscaldamento globale e cambiamenti climatici. Questi obiettivi potranno essere raggiunti solo con un monitoraggio condotto su più anni/decenni. È anche per questo motivo che è stato fondato il Gruppo Permafrost Ticino (GPT) (v. cap. 6).
Le modalità e la procedure (v. cap. 3) con cui si è basato questo monitoraggio sono le stesse già messe in pratica per altri lavori simili nel contesto di PERMOS: questo anche per rendere più coerente un confronto tra le differenti campagne di monitoraggio.

Per la scelta dei siti da investigare sono stati fondamentali i risultati e le conclusioni sortite dalle due parti precedenti, in particolare i risultati dei movimenti di terreno InSAR che hanno permesso di escludere quei ghiacciai rocciosi che non presentavano nessuna forma di movimento apparente.

2. CONTESTO STORICO-SCIENTIFICO SPECIFICO

Innumerevoli lavori sono stati effettuati nel monitoraggio cinematico e termico di terreni mobili in ambiente periglaciale (v. per es. Delaloye *et al.*, 2008b). Come vedremo nei seguenti capitoli, in Ticino invece lo studio dei movimenti e dell'evoluzione delle temperature del permafrost è ancora lacunoso. In pratica mancano dei dati basati su dei monitoraggi interannuali a lungo termine eseguiti in modo sistematico e soprattutto su tutto l'insieme delle Alpi Ticinesi. Come evidenziato da Haeberli *et al.* (2006), solamente con uno studio sistematico sul lungo termine, combinando differenti tecniche d'investigazione, sarà possibile analizzare e comprendere il comportamento cinematico e termico del permafrost a fronte del riscaldamento globale in atto. Questi autori sostengono inoltre che, solamente con lo studio del comportamento presente della dinamica del permafrost, è possibile comprendere quanto successo nel passato, recente e antico, a fronte dei grandi cambiamenti climatici che hanno caratterizzato il nostro pianeta specialmente durante il quaternario. Si vuole ora fornire un breve quadro storico sui principali studi riguardanti la cinematica (cap. 2.1) e il controllo termico (cap. 2.2) dei ghiacciai rocciosi nelle Alpi con particolare riguardo ai pochi lavori effettuati in Ticino. Per monitoraggio termico non si intende solamente la tecnica della misura della temperatura della superficie del suolo (GST), utilizzata per questo lavoro, ma anche altre metodologie spiegate più in dettaglio nel cap. 3.3. Vedremo in seguito di esplicitare l'indispensabile contesto scientifico per meglio inquadrare il lavoro di monitoraggio che caratterizza questa parte (cap. 2.3).

2.1. QUADRO STORICO DEL MONITORAGGIO CINEMATICO DEI GHIACCIAI ROCCIOSI

Lavori pionieristici

Uno dei primi studi sistematici con un monitoraggio cinematico dei ghiacciai rocciosi è di Wahrahftig & Cox (1959), effettuato tra il 1949 e il 1957 su circa 200 ghiacciai rocciosi attivi dell'Alaska. In un periodo storico dove non si parlava ancora di riscaldamento climatico, questi autori già avevano intuito l'importanza delle condizioni climatiche per spiegare i movimenti dei ghiacciai rocciosi che, grazie alle tecniche di fotogrammetria aeree disponibili a quel tempo, erano riusciti a quantificare tra qualche centimetro fino a un paio di metri all'anno. Questo lavoro pionieristico evidenziava già l'estrema eterogeneità dei movimenti a dipendenza del ghiacciaio roccioso in questione e la presenza sullo stesso ghiacciaio di piani di taglio e zone a velocità differenziata. Infine come non ricordare i lavori pionieristici in questo ambito condotti da Haeberli (1985) e Barsch (1996) (v. anche parte I, cap. 3.1).

Monitoraggi cinematici nelle Alpi Svizzere

Nelle Alpi uno dei primi ghiacciai rocciosi ad essere monitorato sul lungo periodo è stato quello di Gruben, nelle Alpi Vallesane Orientali (Kääb *et al.*, 1997). Questo ghiacciaio roccioso è stato monitorato con la fotogrammetria dal 1970 al 1995. Sono stati rilevati i suoi movimenti in 3D, evidenziando una relazione diretta tra le velocità orizzontali e verticali (di subsidenza). Sono state osservate delle relazioni dirette tra la subsidenza del corpo del ghiacciaio roccioso e le fluttuazioni del bilancio di massa del ghiacciaio di Gruben situato nella stessa regione e causate dalle stesse ragioni climatiche.
13 blocchi situati sul fronte del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson situato nell'alta Valle di Réchy sono stati marcati già nel 1986 (Berweger & Lack, 1986) e misurati con le nuove tecniche di geodesia. Questo studio preliminare voleva dare inizio ad un progetto di monitoraggio della dinamica permafrost a lungo termine nelle Alpi Svizzere (Haeberli *et al.*, 1993), ora divenuto progetto PERMOS. I risultati del 1986 (Berweger & Lack, 1986) sono stati in seguito intergrati da Perrouchoud & Delaloye (2007), con i risultati scaturiti da fotogrammetria del 1986, 1991, 1995 e 1999 (Kääb, 2005) e dalle prime misure DGPS iniziate nel 2001 per elaborare un quadro sugli spostamenti multi-temporali a corto termine del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson (Perruchoud & Delaloye, 2007). I risultati di quest'ultimo lavoro hanno permesso di

evidenziare un'accelerazione a partire dagli anni 90 del secolo scorso. Questo ghiacciaio roccioso è forse uno dei pochi ghiacciai rocciosi ad aver beneficiato di un controllo multi temporale a scala bimensile, il che ha permesso di evidenziare il suo particolare comportamento, caratterizzato da un'accelerazione delle velocità orizzontali durante il periodo della fusione delle nevi. Questo fatto ha anche contribuito alla scelta di questo ghiacciaio roccioso per la messa in opera di una prova di multitracciamento (v. parte V), con lo scopo di analizzare il ruolo dell'acqua sulla sua particolare dinamica.
Dal 2000 i miglioramenti delle tecniche di rilevamento satellitare hanno permesso un'intensificazione dei monitoraggi della cinematica dei ghiacciai rocciosi. In particolare il GPS differenziale (DGPS) in tempo reale è stato applicato con successo in molti siti d'indagine e sebbene questa tecnica non sia esente da errori e imprecisioni, la sua facilità e semplicità di utilizzo lo ha reso molto performante e adatto anche in ambienti periglaciali. A questo proposito si veda il lavoro di Lambiel & Delaloye (2004), dove il DGPS ha permesso di ottenere una notevole quantità d'informazioni di movimenti in 3D su alcuni ghiacciai rocciosi delle Alpi Vallesane Occidentali.
La tecnica DGPS, offrendo numerosi vantaggi pratici e logistici, è stata usata con successo anche per il monitoraggio di alcuni ghiacciai rocciosi molto veloci o destabilizzati che potrebbero procurare delle potenziali situazioni di rischio naturale. Si vedano a questo proposito i lavori di Geosat SA (2009) sui movimenti del ghiacciaio roccioso di Péterey/Tracuit (VS) o di Delaloye (2009; 2013) su alcuni ghiacciai rocciosi destabilizzati e frane della Mattertal che presentano velocità fino a 8 m/a, come nel caso del ghiacciaio roccioso di Dirru (VS).
Come non citare ancora una volta lo studio di Delaloye *et al.* (2008b), che in pratica ha fornito la principale motivazione scientifica di questa tesi (v. parte I, cap. 2.1). Si ricorda che questi autori hanno svolto un confronto sulle variazioni annuali di velocità dal 1999 al 2007 di 16 ghiacciai rocciosi situati in 6 regioni delle Alpi, attribuendo all'acqua un importante ruolo sui movimenti in terreni periglaciali e ipotizzando che la cinematica di un ghiacciaio roccioso è influenzata sia da una componente termica sia da una idrologica, anche se quest'ultima è ancora in parte da dimostrare.
In Svizzera altri lavori di notevole interesse scientifico si sono occupati della reptazione del permafrost e conseguente cinematica dei ghiacciai rocciosi, come per esempio Ikeda *et al.* (2003), Roer, (2005; 2007). In particolare Roer (2005) ha eseguito un lavoro sulla cinematica dei ghiacciai rocciosi della regione della Valle della Turtmann in Vallese, eseguendo misure sistematiche con fotogrammetria, dendrocronologia e geodesia per descrivere gli spostamenti in 3D a differenti scale temporali. Il suo lavoro ha confermato delle accelerazioni dei ghiacciai rocciosi dal 1990. Sempre nella Valle della Turtmann un altro lavoro da citare, anche perché ripreso nella parte V di questo lavoro per ciò che concerne i tracciamenti, è quello di Buchli *et al.* (2013) sul ghiacciaio roccioso destabilizzato Furggwanghorn. Qui sono state compiute delle trivellazioni per controllarne le deformazioni. Si è scoperta l'esistenza di un piano di taglio a 15m di profondità, evento assai comune nei corpi dei ghiacciai rocciosi attivi (v. cap. 2.3).
Il monitoraggio della dinamica dei ghiacciai rocciosi in Svizzera è iniziato già nel 1994 nel sito Furggentältli nelle Alpi Bernesi. A partire dal 2000 si sono aggiunti una ventina di ghiacciai rocciosi delle Alpi Vallesane. In Ticino e nella regione del Gottardo il monitoraggio è iniziato nell'estate 2009. Questo ha permesso di coprire, assieme a 5 ghiacciai rocciosi delle Alpi Grigionesi, una buona parte delle differenti regioni morfoclimatiche delle Alpi svizzere. **Delaloye *et al.* (2010a) hanno riassunto in un unico lavoro, i risultati dei monitoraggi dei 40 ghiacciai rocciosi attualmente sorvegliati in modo sistematico in Svizzera (v. allegato. 4.1) dal 1994 a oggi. Questo lavoro ha evidenziato l'estrema eterogeneità della cinematica e dinamica dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Svizzere, con dei corpi estremamente lenti, come i ghiacciai rocciosi di Gütsch e dell'Alpe Pièi che presentano delle velocità dell'ordine di 2-3 cm/a fino ai numerosi ghiacciai rocciosi destabilizzati della Mattertal in Vallese con velocità nell'ordine di 10 m/a.**

Monitoraggi cinematici in altre regioni alpine d'Europa

Anche nelle altre regioni delle Alpi sono stati condotti degli studi sulla cinematica dei ghiacciai rocciosi: vale la pena citare Bodin *et al.* (2009), con uno studio dal 1986 al 2006 sul ghiacciaio roccioso di Laurichard nelle Alpi Francesi oppure il lavoro di Schneider & Schneider (2001) sui ghiacciai rocciosi delle Alpi Tirolesi, con delle serie multi temporali di 6 decadi! Sempre in Austria, Kellerer-Pirklbauer & Kaufmann (2012), hanno elaborato un confronto multi temporale delle velocità di 3 ghiacciai rocciosi delle Alpi Austriache centrali con le relative condizioni climatiche. Sono stati utilizzati dati geodetici dal 1995 al 2011 e foto aeree degli ultimi 57 anni, scoprendo che le velocità dal 1950 al 1995 erano inferiori.

Nelle Alpi Centrali Italiane, Seppi *et al.* (2004), hanno evidenziato dei rilievi topografici multitemporali su due ghiacciai rocciosi selezionati nel Gruppo Adamello-Presanella allo scopo di verificarne lo stato di attività e di studiarne in dettaglio le caratteristiche dinamiche. Si sono scoperti dei valori di spostamento di circa 10-15 cm/a. Seppi (2006) ha inoltre effettuato uno studio sistematico sui ghiacciai rocciosi delle Alpi Centrali Italiane, con inventario, misure BTS, misure geodetiche e temperature delle sorgenti, con lo scopo di confrontare la distribuzione e le caratteristiche dei ghiacciai rocciosi in funzione delle condizioni climatiche in evoluzione in quella regione.

Monitoraggi cinematici nelle Alpi Ticinesi

Come abbiamo potuto vedere, molti sono i lavori che sono stati svolti nelle Alpi, ma come evidenziato da Mari *et al*. (2012), le ricerche sulla cinematica dei ghiacciai rocciosi nelle Alpi Ticinesi sono state sporadiche e soprattutto nessuno studio sistematico pluriannuale è mai stato eseguito finora.
Le uniche ricerche in questo campo (per es. Steens, 2003, Valenti, 2006) avevano un carattere puramente indicativo, descrivendo i movimenti dei ghiacciai rocciosi in modo approssimativo. Donadini (1999) ha misurato con il DGPS lo scivolamento di Peccia, registrando delle velocità variabili tra qualche mm e 1 cm all'anno durante l'estate 1998, anche se il movimento di versante in questione si trova al di sotto del LIP. Questo autore non ha comunque escluso delle eventuali riattivazioni dell'attività franosa, specialmente a seguito di precipitazioni abbondanti, come avvenuto in passato. I primi lavori con DGPS sulla cinematica dei ghiacciai rocciosi sono invece di Ramelli (2010) e Ramelli *et al*. (2011) relativamente ai movimenti dei ghiacciai rocciosi del massiccio della cima di Gana Bianca dell'Alpe Pièi, Stabbio di Largario e Pancabella nelle Alpi Bleniesi. Questi lavori si sono tuttavia limitati ai movimenti dell'estate 2009. I dati di Ramelli (2010) sono in seguito stati integrati da Mari *et al.* (2011b; 2012) con i dati degli altri ghiacciai rocciosi presentati in questa tesi (eccetto quelli di Gallina e Alpe Pièi). In particolare in Mari *et al.* (2012) è presentato il primo rapporto del Gruppo Permafrost Ticino (GPT) sul monitoraggio cinematico e termico. Questo rapporto evidenzia i movimenti tendenzialmente lenti dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi, ma anche, quando presente, la loro variabilità stagionale. Un secondo rapporto del GPT (Scapozza *et al.*, 2014) ha potuto interpretare maggiormente i dati di questo monitoraggio dato che dispone dei valori termici e cinematici fino al 2013, e in pratica riprende in larga parte i risultati di questa tesi (fino al 2012), che però non si vogliono anticipare ora (si veda invece cap. 5). Si ricorda che il GPT è stato fondato da Cristian Scapozza e il sottoscritto nel 2010 con lo scopo principale di monitorare i ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi, inoltre si prefigge di coordinare le ricerche svolte sul territorio ticinese e di integrare i risultati ottenuti nella rete svizzera di monitoraggio del permafrost PERMOS (Delaloye *et al*., 2010a, PERMOS, 2010). Si spera che il monitoraggio effettuato dal GPT possa fornire dei risultati sulla dinamica e cinematica dei siti investigati.
Da citare infine il lavoro di Scapozza *et al.* (2014), sull'analisi della cinematica del ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario, mediante 3 metodi differenti a 3 scale differenti: martello di Schmid per le datazioni a lungo termine (dalla sua formazione); vecchie foto (georeferenziate) dal termine della PEG e DGPS dal 2009 integrando i dati presentati in questo lavoro.

2.2. QUADRO STORICO DEL MONITORAGGIO TERMICO DEL PERMAFROST

Inizio del monitoraggio termico e principali lavori a scala mondiale

Lo studio delle caratteristiche termiche del permafrost in ambienti di alta montagna è iniziato in modo sistematico solo dopo da seconda guerra mondiale, ma le prime reti di monitoraggio a livello mondiale a lungo termine sono state organizzate solamente attorno al 2000 (PERMOS, 2007). Citeremo qui di seguito alcuni lavori significativi che hanno interessato lo studio del monitoraggio termico del permafrost a livello mondiale: per esempio nello Stato dell'Alberta in Canada è stato compiuto un monitoraggio termico già nel biennio 1994-1996 in falde di detrito a grossa e a fine granulometria, evidenziando un differente regime termico di questi due terreni (Harris & Pedersen, 1998).
Il Giappone ha iniziato presto il monitoraggio termico del permafrost: nel 1999 Ishikawa (2003) ha effettuato delle misure GST su tre siti sull'isola di Hokkaido (JP), analizzando l'importanza della copertura nevosa per determinare la presenza o assenza del permafrost in regioni di montagna alle medie latitudini. Sawada (2003), sempre a Hokkaido, ha svolto un monitoraggio BTS per evidenziare i fattori determinanti

(circolazione d'aria in inverno e ghiaccio primaverile) che determinano le temperature della base dello strato attivo in una falda di detrito, notando un aumento dello spessore dello strato attivo durante il periodo di misurazioni (1999-2000).
In Europa è stato effettuato un monitoraggio sistematico delle temperature del permafrost montano per il progetto PACE dalla Spagna (Sierra Nevada) alle Alpi, alla Scandinavia fino alle Svalbard, dal 1998 al 2000 (Harris *et al.*, 2003).
I paesi nordici come la Norvegia hanno anche una loro rete del monitoraggio termico del permafrost, rete che ha permesso a Hipp (2012) di elaborare un modello sulla ripartizione del permafrost discontinuo a scala multi temporale. Hipp (2012) si è basato su 13 perforazioni e numerose misure BTS e GST, che hanno evidenziato tra l'altro, importanti differenze regionali tra i settori orientali e occidentali del paese.
Infine nel massiccio dell'Argentera, nelle Alpi Marittime Italiane, sono stati condotti monitoraggi termici GST, BTS e rilevamenti ERT di 5 ghiacciai rocciosi già dal 2000 (Ribolini, 2006). Questi studi hanno permesso una ricostruzione paleo climatica di questa regione delle Alpi, che è da considerare il luogo più meridionale della catena alpina (44°N) dove si trova del permafrost.

Monitoraggi termici nelle Alpi Svizzere

In Svizzera da una ventina d'anni, numerosi lavori sono stati compiuti per il monitoraggio termico del permafrost, tra i più interessanti possiamo citare Kääb *et al.* (2007b) dove, grazie a misure GST si sono elaborati dei modelli numerici per mettere in relazione la reptazione del permafrost con MAAT, ipotizzando già il possibile ruolo dell'acqua liquida all'interno di un corpo ghiacciato per spiegarne la cinematica (v. parte V). Sempre nel campo delle modellizzazioni, Zenklausen *et al.* (2010) hanno elaborato uno studio per modellizzare delle serie multi temporali (giornaliere e annuali) di temperature del suolo dal 1996 al 2008 in perforazioni nelle Alpi Orientali. Delaloye già dalla metà degli anni 90 del secolo scorso ha contribuito in modo determinante allo studio della ripartizione del permafrost di montagna in zona marginale (Delaloye, 2004), mediante numerose campagne di monitoraggio termico GST e più di 3000 punti BTS nelle Alpi Vallesane Occidentali (v. anche Delaloye & Monbaron, 2003). Il monitoraggio termico del permafrost è stato usato anche per la verifica e il controllo di fenomeni particolari, come per lo studio su una falda di detrito (denominata falda di detrito fredda) nel Giura che presenta delle anomalie termiche negative del suolo, causate da un microsistema particolare di ventilazione sotterraneo (Delaloye & Reynard, 2001). Un altro caso particolare è coinciso con la messa in opera di una campagna di monitoraggio termico BTS per i casi di rischio naturale, come nel caso del collasso della morena terminale del ghiacciaio Dolent (VS), dove le misure BTS hanno potuto dimostrare l'estraneità del riscaldamento del permafrost (Lugon *et al.*, 2000).
Lambiel (2006) contribuisce allo studio del permafrost in numerose falde di detrito delle Alpi Vallesane associando il monitoraggio termico del terreno ad altri metodi geofisici. Gubler (2013) analizza in dettaglio le potenzialità e i limiti di modelli relativi alle temperature dei terreno in ambienti montani.
La Svizzera, in questo contesto storico, ha avuto un ruolo da pioniere, per esempio allestendo il già citato progetto PERMOS con le collaborazioni di università e istituti di ricerca nazionali. Dal punto di vista dei dati termici il programma PERMOS, prima dell'inizio di questa tesi, era basato su di una rete di misura comprendente 15 siti di misurazione delle temperature del sottosuolo in perforazioni di alcune decine di metri di profondità e di 19 siti di misura della temperatura della superficie del suolo GST (*Ground Surface Temperatures*) (PERMOS, 2007). La maggior parte dei siti PERMOS si trova nelle Alpi Vallesane, nelle Alpi Bernesi e nelle Alpi Retiche; un solo sito, quello del Gemmstock, sopra Andermatt, si trova nelle Alpi Centrali Svizzere, mentre nessun sito si trovava nelle Alpi Ticinesi. Dal 2009, anche grazie a questo lavoro di monitoraggio, nella rete PERMOS sono stati inseriti i siti dei ghiacciai rocciosi di Monte Prosa Nord, Monte Prosa Sud, Stabbio di Largario e Piancabella (v. allegato. 4.1).

Monitoraggi termici nelle Alpi Ticinesi

Come per il monitoraggio cinematico appena visto (v. cap. 2.1), anche per il monitoraggio termico del permafrost in Ticino, sono stati compiuti solo alcuni lavori a carattere regionale. Possiamo citare le campagne GST e di misura delle sorgenti della Cima di Gana Bianca nelle Alpi Ticinesi Orientali (Val Blenio) da Scapozza (2008; 2009b) e Ramelli (2010) e le campagne della Sezione forestale del Cantone. Quest'ultima provvedeva dal 2004 alla posa di alcuni data-logger sul ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario, dove sussistevano le condizioni per un potenziale pericolo di franamento del fronte e iniziava (nel 2000) una serie di campagne di misura BTS in Val Bedretto e Val di Blenio (Valenti, 2006).

2.3. I GHIACCIAI ROCCIOSI COME INDICATORI DELLA REPTAZIONE DEL PERMAFROST

I ghiacciai rocciosi sono una forma visibile sul terreno del permafrost alpino e ne indicano o ne indicavano la presenza. Questo presupposto ha permesso l'elaborazione del modello PERMATI sulla distribuzione del limite inferiore del permafrost discontinuo visto nella parte III.
I ghiacciai rocciosi attivi sono soggetti a un movimento verso valle, causato dalla deformazione del ghiaccio che contengono. I ghiacciai rocciosi sono perciò le forme geomorfologiche che meglio di altre permettono di comprendere la dinamica della reptazione del permafrost negli ambienti periglaciali.
Si stima che solamente nelle Alpi Svizzere siano presenti oltre 2000 di queste forme attive (Delaloye *et al.*, 2010a). Questi corpi sono responsabili del trasporto a valle di grandi quantità di materiale, soprattutto blocchi situati sulle morene o sui versanti più a monte. In un contesto temporale di alcuni decenni, sembrerebbe che il trasporto di grandi quantità di materiale sciolto in ambienti periglaciali stia progressivamente aumentando, con eventuali problemi di rischio naturale per le zone abitate a valle (Gärtner-Roer & Nyenhuis, 2010).
La reptazione del permafrost è definita come la deformazione di una massa di detriti soprassatura di ghiaccio (Barsch, 1996; Haeberli, 1985). La reptazione è principalmente dipendente dalla temperatura del permafrost che determina la viscosità del ghiaccio mescolato ai detriti, e dalla pressione dell'acqua liquida presente all'interno dei pori. Una temperatura elevata del permafrost e un'elevata pressione idraulica all'interno della massa ghiacciata favoriscono una diminuzione della viscosità del ghiaccio e di conseguenza aumenta la sua deformabilità con conseguenze favorenti l'attivazione e il mantenimento della cinematica dei ghiacciai rocciosi.
La temperatura del permafrost è regolata nei casi tipici da flussi d'energia verticali che hanno luogo tra il tetto del permafrost, lo strato attivo, l'eventuale neve e l'atmosfera (Delaloye, 2004). La temperatura annuale media dell'atmosfera (MAAT) ha quindi un ruolo molto importante per il controllo della temperatura del permafrost (v. parte I). Le precipitazioni (neve e pioggia) immettono nei ghiacciai rocciosi l'acqua necessaria per creare l'eventuale pressione nei pori e quindi favoriscono i suoi movimenti. Questo avviene specialmente alla fusione delle nevi in primavera e inizio estate (Mari *et al.*, 2013a; 2013b), anche se esistono casi come i ghiacciai rocciosi Lac des Vaux o Muragl che presentano invece un'accelerazione in settembre. (v anche parte V).
Oltre ai fattori climatici, entrano in gioco anche dei fattori specifici per determinare la reptazione del permafrost all'interno dei ghiacciai rocciosi, come la pendenza del pendio su cui poggia il corpo del ghiacciaio roccioso, la topografia del versante (per es. presenza di conche o dossi), il tipo di rugosità della superficie della roccia all'interfaccia con la base del ghiacciaio roccioso, la presenza di piani di taglio e la sua meccanica interna (Hausmann *et al.*, 2007). A questo proposito si sottolinea come spesso nei ghiacciai rocciosi che presentano piani di taglio, le variazioni stagionali di velocità sono ridotte, dato che queste ultime sono maggiormente causate dalla deformazione del ghiaccio dovuta a sua volta alle fluttuazioni di temperatura.
I ghiacciai rocciosi posti su pendii molto ripidi possono rappresentare l'origine di importanti dissesti di versante permanenti. È quindi chiaro che nel caso di cambiamenti repentini della reptazione del permafrost, per esempio a seguito di modifiche climatiche, questi dissesti possono degenerare il loro processo geomorfologico in franamenti o colate di detrito e aumentare i rischio per eventuali insediamenti posti a valle (Arenson 2002; Roer *et al.*, 2005b; 2008). In questo caso si parla di **destabilizzazione di ghiacciai rocciosi**, fenomeni che possono risultare alquanto spettacolari e che possono presentare velocità fino a 10 m/a nei casi più veloci come per il ghiacciaio roccioso di Dirru (Mattertal). Un caso veramente eccezionale è quello del ghiacciaio roccioso di Graben Gufer (VS) che durante il periodo 2009/2010 ha presentato delle velocità orizzontali di 100 m/a (Delaloye *et al.*, 2010a). In Ticino una situazione di potenziale rischio si ha per il ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario (Val Soi) che, nonostante presenti delle velocità massime dell'ordine di soli 1 m/a, è soggetto a dei fenomeni di erosione regressiva che produce franamenti di blocchi a valle: questo si verifica anche perché il suo fronte è situato dopo un cambio di pendenza del terreno sottostante (Valenti, 2006).
Il flusso verso valle di un ghiacciaio roccioso non è da intendere come un corpo compatto che scivola sul piano dell'interfaccia con il terreno; in realtà un ghiacciaio roccioso si deforma al suo interno in modo molto più complesso e imprevedibile. Numerose misure di deformazione in perforazioni hanno messo in evidenza l'esistenza di piani di taglio all'interno del corpo dei ghiacciai rocciosi e non necessariamente in corrispondenza della sua base (Arenson *et al.*, 2002; Buchli *et al.*, 2013; Wahrhaftig & Cox, 1959). Altre deformazioni interne possono avvenire sopra i piani di taglio tra i blocchi stessi che compongono il corpo. Le

interazioni meccaniche che avvengono tra i blocchi sono difficilmente spiegabili con modelli, dato che sono causate da una grande quantità di variabili come la loro taglia, l'inclinazione del piano di scorrimento, le loro velocità relative, ecc… Le velocità massime si registrano normalmente al centro sulla superficie, dato l'attrito generato dai lati e dal fondo del corpo del ghiacciaio roccioso (fig. 4.1).
La complessità delle interazioni meccaniche all'interno del corpo di un ghiacciaio roccioso, genera delle rughe di superficie, delle linee di flusso e altre microforme strutturali caratteristiche dei ghiacciai rocciosi attivi (v. parte I, cap. 3.5).

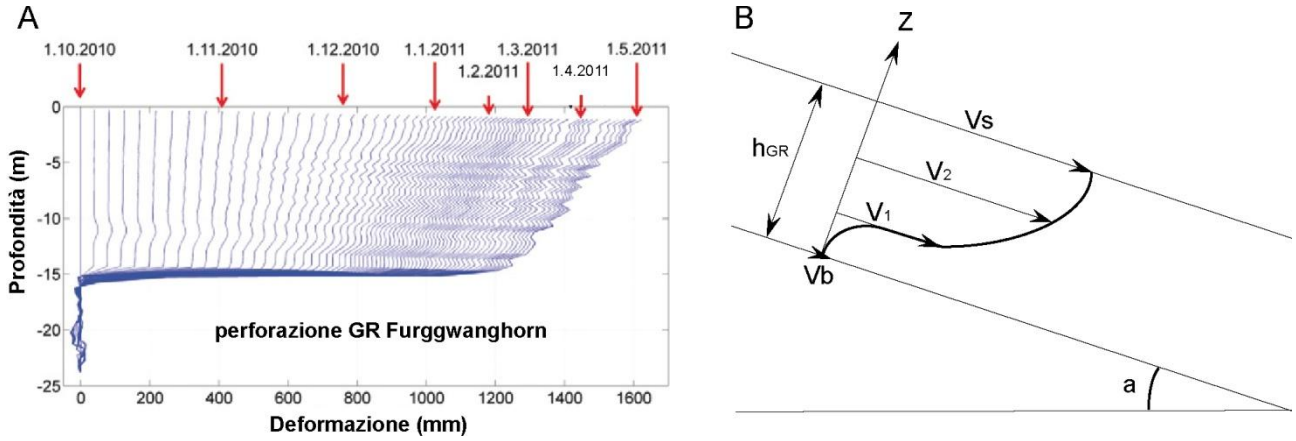


Fig. 4.1: (A) misure di deformazione della perforazione del ghiacciaio roccioso destabilizzato Furggwanhorn (GR). Si noti un piano di taglio principale a 15 m di profondità (immagine modificata da Buchli *et al.*, 2013).
(B) modellizzazione del profilo delle velocità di un ghiacciaio roccioso attivo: Vb velocità alla base, Vs velocità in superficie, $V_{1,2}$ velocità a varie profondità, H_{GR} altezza GR, a angolo di pendenza, Z altezza sul piano inclinato (rielaborato da Wahrhaftig & Cox, 1959). Si noti l'aumento delle velocità V_1 in corrispondenza del piano di taglio.

Le tipiche forme dei ghiacciai rocciosi attivi sono anche influenzate dal rapporto tra il materiale sciolto e il ghiaccio presente: se la sezione trasversale di un ghiacciaio roccioso attivo si presenta bombata al centro, significa che questo rapporto è elevato, con molto materiale e poco ghiaccio. Quando invece la sezione trasversale presenta delle evidenti depressioni, si è verificato probabilmente un cedimento causato dallo scioglimento parziale del ghiaccio che era presente in misura importante, mentre i detriti erano presenti in minore quantità, oppure un fenomeno di destabilizzazione in corso o passato.

2.4. LA VARIABILITÀ TEMPORALE DELLA CINEMATICA DEI GHIACCIAI ROCCIOSI

La **cinematica** definisce la quantificazione dei movimenti (accelerazione e velocità), mentre i cambiamenti qualitativi dei processi cinematici, come i cambiamenti della geometria di superficie dovuti a movimenti orizzontali o verticali, gli adattamenti alle condizioni climatiche o le variazioni temporali cinematiche, rientrano invece nel campo della **dinamica**.
Osservazioni condotte sui ghiacciai rocciosi alpini hanno evidenziato che i movimenti di queste forme, reagiscono in modo sensibile e quasi sincronizzato ai cambiamenti di temperatura MAGST e MAAT a scala annuale e decennale. Queste reazioni cinematiche avvengono indipendentemente dalle specifiche caratteristiche dei ghiacciai rocciosi come la loro dimensione o velocità di base (Delaloye *et al.*, 2008b; Kääb *et al.*, 2007b; Roer *et al.*, 2005a). Come visto nella parte III molti ghiacciai rocciosi attivi nelle Alpi, sono situati in prossimità del LIP, presentando temperature interne tra -2 e 0°C (Delaloye *et al.*, 2010a). Questi ghiacciai rocciosi temperati reagiscono in modo più sensibile anche ai minimi cambiamenti di temperatura del suolo rispetto a ghiacciai rocciosi più freddi (Frauenfelder *et al.*, 2003; Kääb *et al.*, 2007b).
I ghiacciai rocciosi possono essere considerati dei validi indicatori dello stato del permafrost in relazione al riscaldamento climatico, come dimostrato anche da Roer (2005; 2007) per i ghiacciai rocciosi della Valle di Turtmann in Vallese, dove questa autrice ha evidenziato un'accelerazione delle velocità in relazione al riscaldamento del clima.

Kellerer-Pirklbauer & Kaufmann (2012), hanno effettuato un confronto delle velocità di 3 ghiacciai rocciosi delle Alpi Austriache Centrali con le condizioni climatiche, utilizzando metodi geodetici dal 1995 al 2011 e foto aeree degli ultimi 57 anni. I risultati hanno evidenziato delle velocità medie più basse dei ghiacciai rocciosi dal 1950 al 1995, mentre i periodi 2003-2004 e 2010-2011 presentano velocità 1.5-3.2 volte superiori rispetto alla media degli ultimi 57 anni. Questi autori hanno inoltre quantificato in 1-2 mesi la decorrelazione tra il riscaldamento dell'aria e l'accelerazione delle velocità, valore in linea con i risultati di Delaloye *et al*. (2008b) che, come già visto, hanno svolto un confronto sulle variazioni annuali dal 1999 al 2007 del movimento di 16 GR situati in 6 differenti regioni delle Alpi. Alle medesime considerazioni sono giunti Perruchoud & Delaloye (2007), riprendendo i lavori di Berweger & Lack (1986) e Kääb (2005), con uno studio sul monitoraggio del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson dal 1986 al 2007. In questo ventennio il ghiacciaio ha evidenziato una sensibile accelerazione dagli anni 90 del secolo scorso.
Le ipotesi di lavoro che si avevano negli anni 90 del secolo scorso sulla cinematica e dinamica dei ghiacciai rocciosi nel frattempo si sono evolute. In particolare a partire dal 2004-2005 la comunità scientifica ha preso coscienza che i ghiacciai rocciosi stanno accelerando (v. per es. Kaufmann *et al.*, 2006). Anche da questa considerazione è nato l'interesse per lo studio dinamico dei ghiacciai rocciosi e di conseguenza la scelta di effettuare il monitoraggio presentato in questa parte.
Come già messo in pratica da Delaloye *et al.* (2010a), Kääb *et al.* (2007b) e Perruchoud & Delaloye (2007), partendo da un contesto secolare, i movimenti dei ghiacciai rocciosi possono essere suddivisi in tre scale temporali: i movimenti decennali, annuali e stagionali. I cambiamenti della dinamica e della cinematica dei ghiacciai rocciosi dovuti a cause non termiche o legate alle precipitazioni, come i cambiamenti della topografia e motivi di meccanica interna del corpo del ghiacciaio roccioso, sono responsabili unicamente delle fluttuazioni dei movimenti a scale temporali a lungo termine (decenni).

2.4.1. MOVIMENTI MILLENARI, SECOLARI E DECENNALI

Per ciò che concerne i movimenti secolari, pochi studi sono stati compiuti sui ghiacciai rocciosi, anche perché, come visto precedentemente, entrano in linea di conto anche fattori topografici e meccanici di difficile comprensione. Vale tuttavia la pena di citare i risultati di Scapozza *et al.* (2014) sui movimenti dal Medio-Olocene del ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario (v. cap. 4.11.4) situato in Val Soi (Alpi Bleniesi). Combinando le tecniche SHD (*Schmidt hammer exposure-age dating*) per il lungo periodo, *WSL-Monoplotting-tool* per il medio periodo e DGPS per gli ultimi anni è stato possibile estrapolare l'età di formazione del ghiacciaio roccioso da circa la metà dell'Olocene e di mostrare un'accelerazione delle velocità orizzontali durante il periodo caldo medievale, dal 1910 e dopo il 1996 (v. cap. 4.11.4; fig. 4.54).
Questo risultato per un ghiacciaio roccioso delle Alpi Ticinesi è in linea con diversi studi compiuti in varie parti delle Alpi, i quali hanno mostrato delle velocità elevate durante gli anni 50 del secolo scorso, specialmente per alcuni grandi ghiacciai rocciosi delle Alpi Austriache (Kaufmann *et al.*, 2006), a cui ha fatto seguito un trentennio (anni 60, 70 e 80 del secolo scorso) dove le velocità sono generalmente diminuite. Dagli anni 90 del secolo scorso è iniziata una fase di nuova accelerazione della cinematica, probabilmente a seguito di un aumento della temperatura del permafrost, causata a sua volta da un aumento della temperatura dell'aria (Delaloye *et al.*, 2010a; Delaloye *et al.*, 2008b; Kääb *et al.*, 2007b; Kaufmann & Ladstädter, 2007; Kellerer-Pirklbauer & Kaufmann, 2012; Perruchoud, E. & Delaloye, R., 2007; Roer *et al.*, 2005a; Vonder Muehll *et al.*, 2007).
Queste accelerazioni cinematiche degli ultimi decenni hanno provocato su alcuni ghiacciai rocciosi dei cambiamenti di forma e aspetto, associati a volte a fenomeni di destabilizzazione. Nelle Alpi si contano 15 ghiacciai rocciosi destabilizzati, dei quali 11 in Svizzera, tutti situati nelle Alpi Vallesane. Questa destabilizzazione può provocare sul corpo dei ghiacciai rocciosi delle fratture, situate di solito alle estremità del corpo (radici e fronte). Queste fratture sono il risultato di uno scivolamento del ghiacciaio roccioso su un piano di taglio preferenziale, in modo del tutto simile alle ciò che avviene con le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) rotazionali, dove si producono scarpate e controscarpate (Delaloye *et al.*, 2010b). Nei ghiacciai rocciosi la destabilizzazione di un ghiacciaio roccioso e la conseguente formazione di fratture è, secondo Delaloye *et al*. (2010b) e Roer *et al.* (2008), causata dalle proprietà reologiche del ghiaccio in riscaldamento sottoposto a tensioni meccaniche.

2.4.2. MOVIMENTI ANNUALI

Come già visto (parte I, cap. 2.1), Delaloye *et al.* (2008b) confrontando la cinematica dei ghiacciai rocciosi di 6 regioni alpine dal 1999 al 2007, dalla Francia alla Svizzera all'Austria (fig. 1.1), hanno evidenziando dei comportamenti cinematici simili e simultanei negli stessi contesti spaziali morfoclimatici. In particolare si sono evidenziate le variazioni caratteristiche del versante nord e di quello sud della catena alpina. Queste variazioni sembrerebbero legate a fattori climatici piuttosto che a fattori specifici di ogni singolo ghiacciaio roccioso (taglia, morfologia, meccanica interna, velocità medie, variazioni di velocità stagionali, ecc…). In particolare in tutte le regioni analizzate, sono stati evidenziati dei picchi di reptazione del permafrost a seguito di altrettanti picchi di MAAT (come l'ondata di caldo dell'estate 2003 o il periodo caldo 2006-2007) che hanno generato dei picchi di MAGST per i ghiacciai rocciosi situati a nord della catena alpina, oppure a seguito della fusione delle nevi cadute copiose a sud delle Alpi nell'inverno 2000/2001. Si è ipotizzata quindi una componente termica e una idrologica alla base di questi picchi di reptazione del permafrost. Nel caso della componente termica, Delaloye *et al.* (2008b) sostengono che questi picchi di velocità sono decorrelati di pochi mesi dai picchi di temperatura MAGST. Ogni ghiacciaio roccioso analizzato situato a nord delle Alpi ha raggiunto un parossismo di velocità a seguito dell'ondata di calore 2003, a cui ha fatto seguito un rallentamento dei movimenti, fino al 81% per il ghiacciaio roccioso Mont-Gelé-B (VS). Questo rallentamento è stato causato da un raffreddamento di MAGST dopo il 2003.
Dal 2006 si registra una progressiva accelerazione delle velocità medie di quasi tutti i siti monitorati nelle Alpi Svizzere (v. allegato. 4.1) parallelamente all'aumento delle temperature del suolo (MAGST) e del permafrost (Delaloye *et al.*, 2010a).
Il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson (Alpi Vallesane) ha mostrato un comportamento in linea con quanto appena detto, raggiungendo un picco di velocità nel 2004, per poi mostrare un calo, con una conseguente graduale accelerazione dal 2006. Durante la campagna di monitoraggio di inizio estate 2013 questo ghiacciaio roccioso ha superato per la prima volta i valori record di velocità del 2004 (fig. 4.2).
I fattori stagionali non termici, anche se non ancora del tutto conosciuti, possono giocare un ruolo importante nella cinematica dei ghiacciai rocciosi a scala temporale annuale, come per esempio un grande accumulo di neve in inverno che immette molta acqua nel sistema in primavera, come verificato in Engadina da Ikeda *et al.* (2008).

2.4.3. MOVIMENTI STAGIONALI

Le misure pionieristiche effettuate sul ghiacciaio roccioso di Gruben tra il 1979 e il 1985 da Haeberli (1985) hanno indicato che le variazioni stagionali delle velocità si verificano quando la base del permafrost si trova all'interfaccia tra il fondo del ghiacciaio roccioso e la roccia sottostante. Le stesse misure hanno anche mostrato come non esista uniformità tra le variazioni di velocità che si verificano a differenti profondità del ghiacciaio roccioso.
A scala stagionale, le fluttuazioni di velocità di un ghiacciaio roccioso possono superare anche del 50% la media annuale delle velocità (Delaloye *et al.*, 2010a). Le fluttuazioni stagionali si presentano generalmente ogni anno allo stesso periodo per il singolo ghiacciaio roccioso che ne è coinvolto, ma tra i differenti ghiacciai rocciosi, non necessariamente, le fluttuazioni si presentano simultaneamente. Le velocità più elevate si registrano comunque in estate e all'inizio dell'inverno, mentre le velocità più basse si presentano in inverno e primavera (Delaloye *et al.*, 2010a).
Uno dei pochi ghiacciai rocciosi delle Alpi che beneficia di campagne di misura bimensili dal 2004 è il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson nella Valle di Réchy (VS), monitorato dall'Università di Friborgo. Grazie a queste frequenti misure (dall'estate 2012 anche grazie a un GPS fisso), è stato possibile evidenziare i ritmi stagionali delle velocità in 3D (fig. 4.2-A). In inverno e all'inizio della primavera, nei ghiacciai rocciosi che presentano dei ritmi stagionali come a Becs de Bosson, il rallentamento delle velocità si verifica in modo più progressivo e graduale e si verifica alcuni mesi dopo l'inizio del raffreddamento stagionale della temperatura del suolo (Delaloye *et al.*, 2010a). A Becs de Bosson la curva delle decelerazioni invernali risulta essere meno ripida di quella delle accelerazioni durante il periodo della fusione delle nevi. Questa asimmetria stagionale tra le accelerazioni e le decelerazioni ha prodotto una costante accelerazione sul medio periodo (2006-2013), portando le velocità medie annuali del ghiacciaio roccioso ad un costante aumento dal 2006 in poi (fig. 4.2-D). A Becs de Bosson, quando si registrano gli inverni con le temperature del suolo più elevate, le conseguenti decelerazioni di velocità avvengono in modo meno importante, incrementando

ulteriormente l'accelerazione sul medio periodo. Le velocità estive del 2013 hanno prodotto valori che hanno superato quelli associabili all'ondata di calore dell'estate 2003 (fig. 4.2-D). Un comportamento simile è stato rilevato anche sui ghiacciai rocciosi di Gemmi e Furggentälti (Alpi Bernesi) (Krummenacher *et al.*, 2008; Perruchoud & Delaloye, 2007). Sul ghiacciaio roccioso di Muragl (Alpi Grigionesi) l'accelerazione delle velocità è invece risultata più lenta e distribuita su un periodo più lungo fino all'autunno inoltrato (Kääb, 2005).

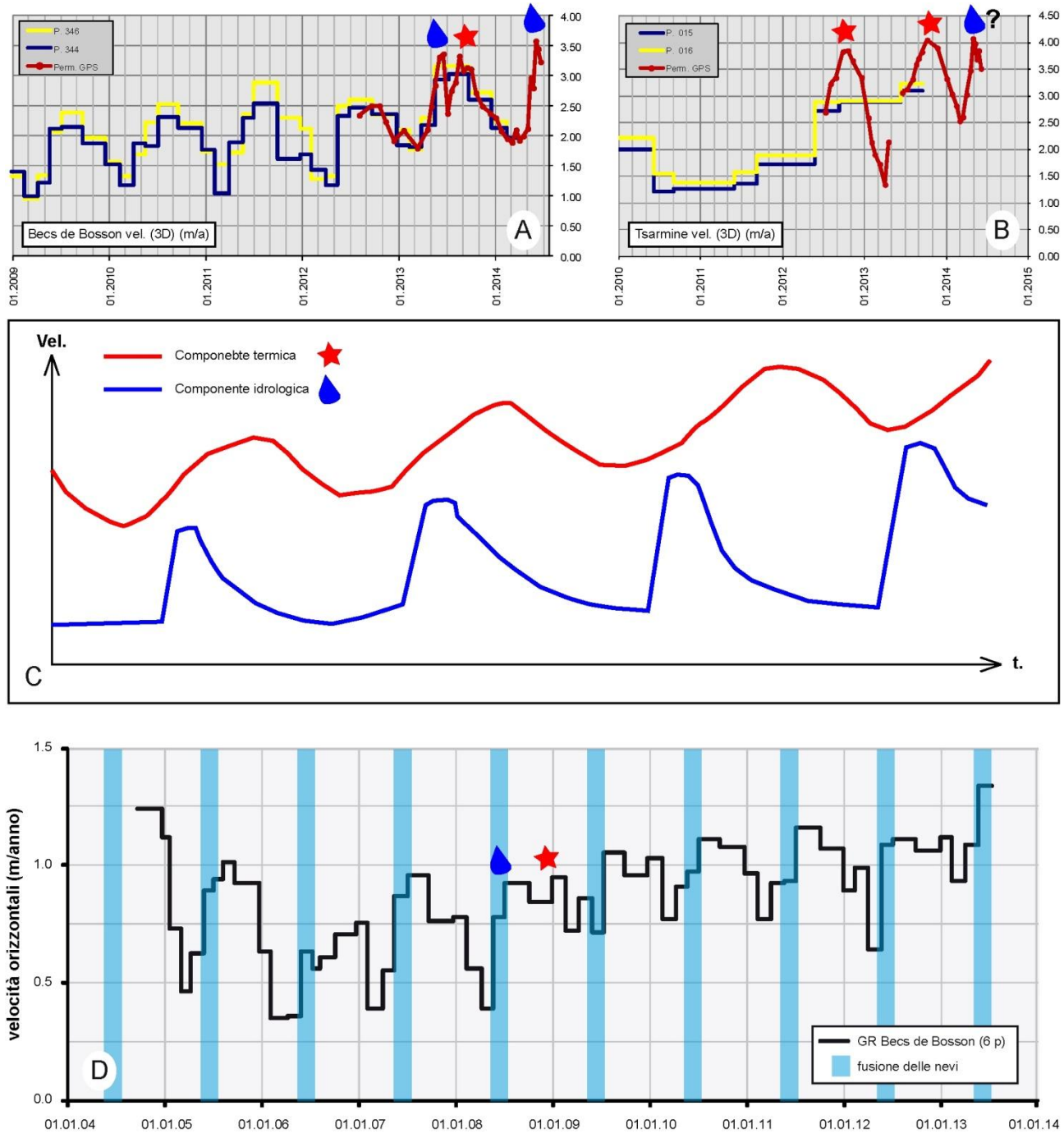


Fig. 4.2: velocità in 3D stagionali dei ghiacciai rocciosi di Becs de Bosson (A) e di Tsarmine (B). (C) modellizzazione delle variazioni stagionali di velocità di un ghiacciaio roccioso in base a una componente idrologica oppure termica. (D) velocità orizzontali (media di 6 punti) del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson, e periodo di fusione delle nevi. La componente idrologica (goccia) produce una caratteristica accelerazione primaverile delle velocità durante il periodo di fusione della copertura nevosa, mentre la componente termica (stella) produce normalmente delle accelerazioni a tarda estate, che nel caso di Becs de Bosson si aggiungono alla componente idrologica.

Il ghiacciaio roccioso Tsarmine (Val d'Arolla – VS) presenta invece delle variazioni stagionali regolari, secondo un andamento sinusoidale, ben rappresentato dagli spostamenti evidenziati dal GPS fisso (fig. 4.2-B).

Becs de Bosson e Tsarmine rappresentano degli esempi di due differenti tipologie di variazioni stagionali, che sono causate principalmente da una componente idrologica e, rispettivamente, termica. La componente idrologica produce una caratteristica accelerazione primaverile delle velocità durante il periodo di fusione della copertura nevosa, mentre la componente termica produce normalmente delle accelerazioni a tarda estate, che nel caso di Becs de Bosson si aggiungono alla componente idrologica (fig. 4.2-D). A Tsarmine durante la primavera 2014 si è verificata una precoce accelerazione, probabilmente da imputare alla componente idrologica, che quindi può essere presente anche in questo ghiacciaio roccioso. La fig. 4.2-C permette di modellizzare le variazioni stagionali in base alla loro causa: nel caso delle componente idrologica, l'acqua che si genera durante il periodo di fusione della neve entra nel sistema e produce la rapida accelerazione dei movimenti, seguita da una progressiva decelerazione, mentre nel caso della componente termica i movimenti sono sinusoidali dato che sono prodotti dalle variazioni di temperatura dell'aria e con uno sfasamento temporale, anche del suolo. L'aumento delle magnitudine di queste due componenti può produrre anche delle accelerazioni annuali, producendo una progressiva crescita delle due curve come evidenziato dal modello (fig. 4.2-C).

Si potrebbe inoltre supporre che i ghiacciai di piccole dimensioni rallentino più velocemente di quelli di grandi dimensioni, probabilmente a causa della loro minore quantità di moto. Ad ogni modo è molto difficile trovare un modello specifico per queste fluttuazioni stagionali dei ghiacciai rocciosi dato che le due principali componenti viste sopra sono presenti comunque entrambe, ma con differente intensità. Ogni singolo ghiacciaio roccioso sembra rispondere a dei ritmi stagionali caratteristici che sono giustificabili solamente con le sue specifiche condizioni morfoclimatiche, e forse anche cambiare da un anno all'altro.

2.5. EVOLUZIONE TERMICA DEL PERMAFROST NELLE ALPI

Come già spiegato in precedenza (parte I, cap.3.4.4), il permafrost è un fenomeno termico, di conseguenza, nei casi tipici, la causa del movimento dei ghiacciai rocciosi attivi è rappresentata dagli scambi termici tra il permafrost e l'atmosfera, con l'interposizione di 3 filtri (neve, superficie del terreno e strato attivo) che possono inibire o favorire questi scambi termici (Delaloye, 2004; Ishikawa, 2003). Si comprende perciò l'importanza di un monitoraggio termico che accompagna il monitoraggio cinematico nei ghiacciai rocciosi.

Questo ha favorito, in particolare negli ultimi 20 anni, la realizzazione di numerosi monitoraggi termici (non solo sulle Alpi) che hanno fornito un contributo alla conoscenza dell'evoluzione della distribuzione e delle caratteristiche del permafrost.

Lo spessore dello strato attivo del permafrost rappresenta un indicatore interessante sugli scambi termici tra permafrost e atmosfera. Monitoraggi effettuati in 15 perforazioni delle Alpi Svizzere dal 1987 al 2006 dalla rete PERMOS (PERMOS, 2007; 2013), hanno evidenziato come lo spessore dello strato attivo sia progressivamente aumentato in questi ultimi 10 anni, in particolare registrando valori record durante l'ondata di calore dell'estate 2003 con valori anche doppi per certi siti come allo Schilthorn (BE), dove si sono misurati fino a 9 m di strato attivo. Anche le estati seguenti (2004 e 2005) hanno registrato valori sopra la media decennale. È interessante notare come i mesi che hanno registrato questi record non siano gli stessi per i differenti siti e variano dalla metà di agosto 2003 (Randa) alla metà di novembre 2003 (Schilthorn) (PERMOS, 2007). Un aumento dello strato attivo del permafrost è stato quantificato in 0.5-5 m e anche oltre i 10 m per i siti di Juvvasshøe e rispettivamente Tronfjell sui monti norvegesi orientali dal 1990 al 2009 (Hipp, 2012). Questo aumento dello strato attivo può comportare delle conseguenze sulla circolazione idrica al suo interno, poiché quando lo strato attivo ha uno spessore maggiore, la velocità di circolazione dell'acqua rallenta (Buchli *et al.*, 2013). Le conseguenze di questo rallentamento sulle proprietà reologiche del permafrost non sono però ancora del tutto chiare.

Parallelamente all'aumento dello strato attivo, PERMOS (2013) ha condotto una campagna di misure GST dal 1995 al 2013 nelle Alpi Vallesane, Bernesi e Retiche, evidenziando un aumento quantificabile in 2-3°C di MAGST dall'ottobre 2002 a settembre 2003, causato non solo dall'ondata di calore estiva 2003 ma anche, in misura più importante, dall'inverno caldo 2002/2003. Per l'anno idrologico 2003-2004 si sono registrati dei leggeri cali di MAGST.

Un monitoraggio sistematico delle temperature del permafrost montano effettuato da Harris *et al.* (2003) per il progetto PACE dalla Spagna (Sierra Nevada) alle Alpi, alla Scandinavia fino alle Svalbard, dal 1998 al 2000 ha confermato un riscaldamento generalizzato di GST, ma non lineare in funzione della profondità, dato che gli strati superficiali si sono riscaldati maggiormente. Le temperature del suolo sono aumentate dal 1999 al 2002 anche in tutti i siti di misura sulle falde di detrito dell'isola di Hokkaido (JP) e questo fenomeno si è verificato a tutte le profondità dello strato attivo (Sawada, 2003).
Anche mettendo in conto dei monitoraggi a più lungo periodo, fino a questo punto delle ricerche, sembrava che il permafrost a grande profondità non sia ancora in grado di reagire al riscaldamento climatico in atto, se non per ciò che concerne il suo strato superficiale (Sc/nat, 2009).
Il riscaldamento del permafrost delle Alpi Retiche, causato dal riscaldamento di MAAT, è stato modellizato sulla base di misure in 2 perforazioni dal 1996 al 2009 (Zenklusen Mutter *et al.*, 2010). I risultati di questo lavoro hanno evidenziato che i cicli annuali di temperatura sono fortemente correlati con la situazione temporale. In generale, dal 1996 al 2009 si sono osservati due fenomeni importanti: in primo luogo l'aumento dell'ampiezza dei cicli per gli strati più superficiali nei materiali sciolti e in secondo luogo una tendenza all'aumento delle temperature del permafrost per gli strati più profondi nelle rocce, dove l'influsso dei cicli annuali presenta una minore influenza. Questi ultimi risultati sembrano dare finalmente una risposta alle questioni irrisolte scaturite dai primi studi sulle temperature del permafrost. In sintesi sembrerebbe che il permafrost si stia lentamente riscaldando e che le variazioni di temperatura stagionali aumentino progressivamente.
L'aumento della temperatura del permafrost è stato rilevato anche sulle montagne norvegesi a clima sub-artico, e quantificabile in 0.9-1.5°C a 10 m di profondità dalla fine della PEG al 2009 in particolare l'aumento maggiore si è verificato dal 1990, accompagnando anche una risalita del LIP di ben 200 m dalla fine della PEG. Questo aumento non si presenta uniforme a scala nazionale, dato che le regioni occidentali della Norvegia presentano un clima più oceanico, mentre ad est il clima è più continentale. Queste differenze climatiche hanno comportato delle importanti differenze sulle precipitazioni nevose e quindi un differente filtraggio di MAAT a MAGST (Hipp, 2012).
Come già visto in precedenza, (parte I, cap. 2.1) le regioni sudalpine presentano caratteristiche climatiche differenti rispetto a quelle del versante nordalpino: come si vede dalla fig. 4.3-A, le abbondanti nevicate che si sono verificate durante l'inverno 2000-2001 nel versante sudalpino hanno comportato un minore raffreddamento del suolo della regione del ghiacciaio roccioso Laurichard situato appunto nelle Alpi Sud-Occidentali Francesi (Delaloye *et al.*, 2008b). Questo confronto termico e cinematico condotto su 4 regioni delle Alpi Francesi e Svizzere dal 2000 al 2007 (Delaloye *et al.*, 2008b) ha evidenziato un riscaldamento di MAGST importante alla fine del 2003 per tutti i siti monitorati e una conseguente fase di raffreddamento dal 2004 al 2006, per poi mostrare un nuovo riscaldamento dopo il 2006 (fig. 4.3-A). Il raffreddamento del 2004 di MAGST non è tuttavia avvenuto con la medesima intensità, così come un parallelismo MAGST-MAAT non è sempre evidente da riconoscere alla scala delle regioni studiate, a causa dell'influenza dello spessore e del regime della copertura nevosa, non omogenei a scale spaziali di queste dimensioni (Delaloye *et al.*, 2008b). Una relazione più coerente tra MAGST e MAAT è più facile da identificare a scale regionali, come dimostrato da Delaloye & Monbaron (2003) sulle Alpi Vallesane, dove le condizioni d'innevamento sono più uniformi.
Per ciò che concerne infine le Alpi Ticinesi, come per altri ambiti di ricerca, il monitoraggio termico del permafrost è stato finora lacunoso rispetto alle altre regioni delle Alpi Svizzere. Comunque, la Sezione Forestale del Cantone ha effettuato dal 2000 una serie di campagne di misura BTS (circa 250 rilevamenti) in Val Bedretto e Val di Blenio e ha piazzato dal 2004 al 2005 4 data-logger in Val Cavagnoli (Val Bedretto) e 4 data-logger sul ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario (Val Soi). Queste prime misure sembravano indicare in quest'ultimo sito un rialzo del LIP di circa 20 metri dal 2004 al 2005 (Valenti, 2006).
I dati relativi alla temperatura della superficie del suolo (GST) sono disponibili in modo sistematico solo a partire dal 1° ottobre 2006 e questo unicamente per il ghiacciaio roccioso di Piancabella e l'adiacente falda di detrito di Gana Rossa che, con 10 data-logger, sono i siti meglio coperti di tutta la rete di monitoraggio termico del Gruppo Permafrost Ticino (v. Scapozza, 2008; 2009b; Ramelli, 2010). A partire dal 1° ottobre 2009, anche tutti gli altri ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro (tranne quello dell'Alpe Pièi) sono stati equipaggiati con dei data-logger per il monitoraggio GST.
Nella fig. 4.3-B sono presentati i valori della temperatura media annuale della superficie del suolo (MAGST) per i ghiacciai rocciosi di Piancabella (v. Scapozza, 2009b), di Ganoni di Schenadüi e di Monte Prosa Nord. La serie di dati disponibili indica un raffreddamento di MAGST durante l'inverno 2007/2008 che si protrae fino all'estate del 2008 e che permette un riequilibrio delle temperature del suolo a seguito dell'inverno

2006/2007 eccezionalmente caldo (Luterbacher *et al*. 2007). Assistiamo in seguito a un nuovo riscaldamento di MAGST durante l'inverno 2008/2009 e durante la primavera–estate del 2009, dovuto essenzialmente all'innevamento precoce e abbondante dell'inverno 2008/2009 e all'estate 2009 particolarmente calda (Paul *et al*., 2010). L'inverno 2009/2010 è stato più freddo e ha permesso un parziale assestamento di MAGST che si è protratto fino all'inizio della primavera 2011, per poi riscaldarsi di nuovo a seguito della primavera eccezionalmente calda che ha causato un rapido scioglimento delle nevi con la conseguenza di anticipare la trasmissione di calore al suolo (Mari *et al.*, 2012).

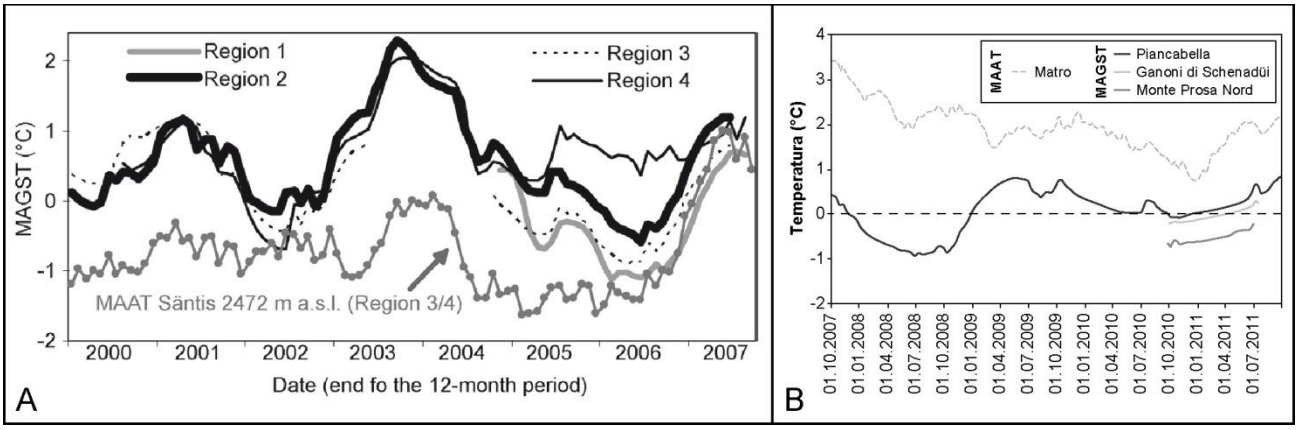


Fig. 4.3: evoluzione delle temperature del suolo e dell'aria in 4 regioni delle Alpi Francesi e Svizzere (A) e Ticinesi (B). (A) reg. 1: GR Laurichard (Alpi Sud-Occidentali Francesi) (media di 2 siti di misura). Reg. 2: GR Becs de Bosson (Alpi Vallesane). Reg. 3: GR Furggentälti/ Gemmi (Alpi Bernesi). Reg. 4: GR Trais Fluors (Alta Engadina) (Delaloye *et al.*, 2008b). (B) evoluzione della temperatura media annuale della superficie del suolo (MAGST = Mean Annual Ground Surface Temperature) per i GR di Piancabella (media di 4 sensori; altitudine media di 2500 m slm), dei Ganoni di Schenadüi (4 sensori; 2440 m slm) e di Monte Prosa Nord (2 sensori; 2525 m slm) e confronto con la temperatura media annuale dell'aria (MAAT = Mean Annual Air Temperature) per la stazione del Matro (2171 m slm; dati MeteoSvizzera) (Mari *et al.*, 2012).

3. PROCEDURA, MATERIALI E METODI

L'organizzazione di questa campagna di monitoraggio cinematico e termico è stata l'attività di questa tesi che ha richiesto il maggior impegno sul terreno, a livello di tempo e di organizzazione. Si intende ora analizzare i metodi e la procedura usati che hanno permesso di concludere con successo questo monitoraggio svolto in 4 anni comprensivi di 8 campagne di monitoraggio, dal 2009 al 2012.

3.1. SCELTA DEI SITI DA MONITORARE E INQUADRAMENTO GEOGRAFICO GENERALE

In base agli obiettivi generali di partenza (v. parte I, cap. 2.2) e agli obiettivi specifici di questa parte (v. cap. 1), sono stati scelti nell'estate 2009 11 siti corrispondenti ad altrettanti ghiacciai rocciosi attivi, ai quali nel 2012 si è aggiunto il ghiacciaio roccioso di Gallina. La scelta di questi ghiacciai rocciosi è stata fatta partendo dal catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi presentato nella parte III. In particolare lo scopo di questo monitoraggio cinematico e termico era di disporre di siti che rappresentassero al meglio le differenti condizioni morfoclimatiche presenti nelle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo. Per questo motivo sono stati scelti 5 siti nelle Alpi Ticinesi Occidentali, 4 siti nelle Alpi Ticinesi Orientali e 3 siti nella Regione Gottardo (tab. 4.1). I siti della Regione Gottardo sono stati integrati per coprire più omogeneamente le regioni di montagna situate a cavallo tra le Alpi Vallesane e Bernesi a ovest e le Alpi Ticinesi a est (Delaloye *et al.* 2010a). Di questi 12 siti, quelli di Monte Prosa Nord e Sud, Stabbio di Largario e Piancabella sono inseriti nella lista dei siti di monitoraggio dinamico della rete PERMOS (PERMOS, 2010).

No.	Nome	Regione	Altitudine (m slm)	Esposizione.	GSTM (logger)	DGPS (punti)	Campagne di monitoraggio cinematico			
							2009	2010	2011	2012
Regione Gottardo										
24	Kleinfurka	Furkapass (UR)	2630–2740	ENE	3 (09-12)	47	13.07.09 *09.10.09*	08.07.10 28.07.10 *10.10.10*	24.07.11 *05.10.11*	*01.09.12*
25	Blauberg	Furkapass (UR)	2640–2700	N	2 (09-12)	33	13.07.09 *09.10.09*	08.07.10 28.07.10 *10.10.10*	24.07.11 *05.10.11*	*01.09.12*
26	Gütsch	Andematt (UR)	2190–2240	NO	1 (09-12)	25	14.07.09 *27.09.09*	08.07.10	03.08.11	25.07.12
Alpi Ticinesi Occidentali										
27	Monte Prosa Nord*	Gottardo (TI)	2430–2600	N	2 (09-12)	35	14.07.09 *04.10.09*	08.07.10 31.07.10 *10.10.10*	26.06.11 *01.10.11*	17.07.12 *16.09.12*
28	Monte Prosa Sud*	Gottardo (TI)	2440–2520	NO	1 (10-11)	25	14.07.09 *04.10.09*	08.07.10 31.07.10 *10.10.10*	26.06.11 *01.10.11*	17.07.12 *16.09.12*
29	Pizzo Nero	Val Bedretto (TI)	2600–2700	S	2 (09-12)	30	21.07.09 *02.10.09*	01.08.10 *16.10.10*	01.07.11 *16.09.11*	16.07.12 *02.10.12*
30	Passo di Grandinagia	Valle Maggia (TI)	2560–2800	NE	2 (09-12)	32	16.07.09 *25.09.09*	04.08.10	04.07.11	17.08.12
Ga	Gallina	Val Bedretto (TI)	2620-2750	S	2 (12-)	26	-	-	-	16.07.12 *02.10.12*
Alpi Ticinesi Orientali										
31	Ganoni di Schenadüi	Val Cadlimo (TI)	2240–2640	N	4 (09-12)	36	20.07.09 *03.10.09*	03.08.10 *15.10.10*	15.07.11 *23.09.11*	12.07.12 *15.09.12*
32	Piancabella*	Valle di Blenio (TI)	2440–2550	NE	10 (06-12)	28	26.06.09 *11.10.09*	*09.10.10*	*26.09.11*	*19.09.12*
33	Stabbio di Largario*	Valle di Blenio (TI)	2240–2550	N	4 (11-12)	33	10.07.09 *16.10.09*	*08.10.10*	*28.09.11*	*18.09.12*
AP	Alpe Pièi	Valle di Blenio (TI)	2340–2500	S	-	35	24.06.09 *18.10.09*	-	-	*09.09.12*

Tab. 4.1: elenco e caratteristiche dei ghiacciai rocciosi monitorati e date relative alle campagne di monitoraggio cinematico svolti sui siti delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo. In corsivo sono evidenziate le date delle campagne autunnali corrispondenti anche al monitoraggio termico. * = siti PERMOS. GSTM = *Ground Surface Temperature Monitoring*; DGPS = *Differential Global Positionig System*. Per la localizzazione di ogni sito, si veda la fig. 4.4.

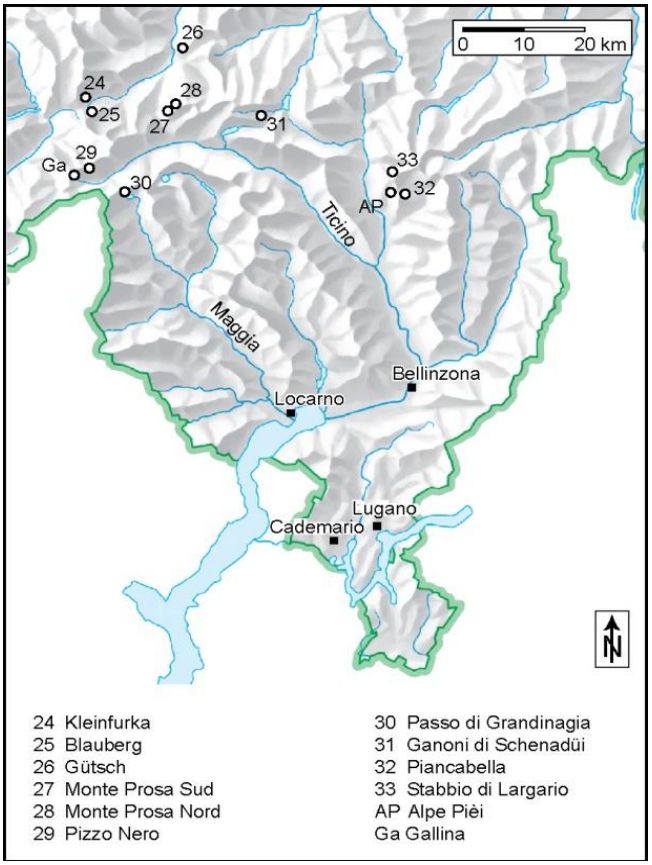


Fig. 4.4:

localizzazione geografica dei 12 siti di monitoraggio cinematico e termico (i numeri dei siti sono gli stessi della nomenclatura di Delaloye *et al.* (2010a), con l'aggiunta di AP = Alpe Pièi e Ga = Gallina). Per le caratteristiche di ogni sito, si veda la tab. 4.1. Riprodotto con l'autorizzazione di swisstopo (BA12002). Per maggiori dettagli (su fondo carta topografica) si veda anche l'allegato 4.2.

Oltre ai criteri di ripartizione regionale, la scelta dei ghiacciai rocciosi da monitorare (fig. 4.4; allegato 4.2) è avvenuta anche sulla base di una logica di facile accessibilità. Un monitoraggio cinematico richiede il trasporto sul sito della strumentazione DGPS da parte di almeno due persone poiché è piuttosto ingombrante e pesante. Anche la procedura di rilevamento dei punti (v. cap. 3.2.4) richiede un certo tempo, dato che per ogni ghiacciaio roccioso sono stati rilevati dai 25 ai 47 punti più alcuni punti di controllo. Sulla base di queste considerazioni sono stati scelti solo i ghiacciai rocciosi non troppo lontani dalle vie di comunicazione raggiungibili con l'automobile, in modo tale da effettuare il monitoraggio in giornata in tempi ragionevoli. Inoltre i siti di Stabbio di Largario e Piancabella sono stati scelti in quanto erano dei ghiacciai rocciosi già studiati da tempo. In particolare Piancabella si trova nella Valle di Sceru, investigata nel suo contesto periglaciale in modo molto approfondito da Scapozza (2008), mentre Stabbio di Largario, nonostante presenti una difficile accessibilità, è stato studiato in passato per le colate di detriti generate del suo fronte e che potrebbero provocare delle possibili situazioni di rischio (Valenti, 2006).

3.2. MONITORAGGIO CINEMATICO

3.2.1. POTENZIALITÀ E LIMITI DEI SISTEMI DI MONITORAGGIO CINEMATICO

Per condurre un monitoraggio cinematico di un ghiacciaio roccioso esistono differenti metodi, dai più tradizionali, come la fotogrammetria (Kääb *et al.*, 1997), ai più recenti come la monofotogrammetria (Scapozza *et al.*, 2014). Ognuno di questi metodi presenta una serie di vantaggi e svantaggi (tab. 4.2), che li rende complementari nelle loro applicazioni. Per applicazioni su grandi superfici, come visto nella parte II, InSAR si è rilevato un metodo valido, mentre per applicazioni sul singolo ghiacciaio roccioso è stato scelto il metodo GPS differenziale (DGPS), per la sua velocità e precisione nel rilevare gli spostamenti in 3D di molti punti sulla superficie dei ghiacciai rocciosi.

Metodo	Funzionamento	Vantaggi	Svantaggi
Geodesia	Misurazioni ottiche	Semplice e affidabile	Necessita di collegamento visivo tra base e punti
Fotogrammetria	Misura con foto aeree	Veloce	Bassa precisione e difficile rilevare molti punti
Monofotogrammetria	Georeferenziazione di vecchie foto	Permette un monitoraggio con vecchie foto	Richiede un MNT specifico, poco preciso
InSAR	Interferometria Radar da Satellite	Veloce e permette di investigare una grande superficie	Fattori di disturbo e valori di spostamento solo indicativi
DGPS	Satellitare	Rapido, preciso e permette il controllo di tanti punti senza necessità di un collegamento visivo tra base e *rover*	Strumentazione pesante da trasportare
GPS fisso	Satellitare in continuo	Spostamenti in tempo reale	Misura solo un punto
WebCam	Registrazioni video in continuo	Spostamenti in tempo reale	Adatto solo a GR destabilizzati molto veloci
Perforazione	Misure dirette di deformazione dei fori	Permette di misurare i movimenti in profondità	Pochi punti misurabili e molto costoso
Martello di Schmidt (SHD)	Metodo indiretto**.** Si misura l'alterazione della superficie delle rocce	Si può risalire all'età di un ghiacciaio roccioso e indirettamente ai suoi movimenti antichi.	risultati solo indicativi

Tab. 4.2: funzionamento, vantaggi e svantaggi dei principali metodi di monitoraggio cinematico.

3.2.2. MODALITÀ D'ACQUISIZIONE DEI DATI DGPS

Il GPS permette, grazie ad una costellazione di satelliti in orbita attorno alla terra, di determinare le coordinate e l'altitudine di un punto sulla superficie terrestre. La precisione del sistema varia da qualche centimetro a qualche metro, a seconda del tipo di GPS utilizzato, delle condizioni atmosferiche e della disponibilità di satelliti nel momento del rilevamento.
Il sistema GPS è composto da tre segmenti fondamentali: il segmento "*Space Vehicles*", il segmento "*Control*" e il segmento "*User*".
Il segmento "*Space Vehicles*" consiste di una trentina di satelliti orbitanti attorno alla terra (in orbite circolari) ad un'altitudine tra 20`000 e 25`000 km. Il periodo di rivoluzione dei satelliti è di 12 ore e la loro distribuzione attorno al pianeta permette (teoricamente) la visibilità di almeno 6 satelliti in ogni momento ed in ogni luogo. Grazie a trasmettitori e orologi atomici al cesio (errore di un nanosecondo ogni 3 ore circa) a bordo dei satelliti, essi inviano continuamente alla terra i dati di posizione e tempo. Questi segnali vengono trasmessi su due bande di frequenze radio (L1=1575,42 MHz e L2=1227,6 MHz). La precisione degli orologi è di fondamentale importanza per i rilevamenti geografici, dal momento che un'imprecisione di 1 nanosecondo può provocare un errore di circa 30 cm nella misura della distanza satellite-ricevitore. Questo rende necessario un continuo controllo e la correzione degli orologi. Grazie ad almanacchi continuamente aggiornati che raccolgono tutti i dati inviati dai vari satelliti, il ricevitore GPS può prevedere l'esatta posizione dei satelliti in funzione dell'ora del giorno.
Il segmento "*Control*" è composto da varie basi di controllo che si occupano della verifica dell'orbita di ogni satellite. I satelliti ritornano alla stessa posizione con 4 minuti di anticipo ogni giorno e ciò determina la necessità di aggiornarne continuamente i dati di navigazione. I parametri orbitali (effemeridi) sono calcolati in continuazione da terra e vengono poi inviati a bordo dei satelliti stessi, consentendo così all'utente di ricevere dati di posizione esatti.
Sulla terra sono presenti quattro antenne (Isola dell'Ascensione, Kwajalein, Diego Garcia e Cape Canaveral), cinque postazioni di monitoraggio (Oceano Pacifico: atollo di Kwajalein e isole Hawaii, Oceano Atlantico: Isola dell' Ascensione, Oceano Indiano: Diego Garcia, Stati Uniti: Colorado Springs) e una stazione di controllo principale (MCS, *Master Control Station*) a Colorado Springs. Le cinque stazioni di monitoraggio ricevono i segnali emessi dai vari satelliti e ne calcolano l'orbita. I risultati sono poi trasmessi tramite le antenne alla base principale MCS, che elabora i dati ricevuti per effettuare le dovute correzioni dell'orbita dei satelliti.

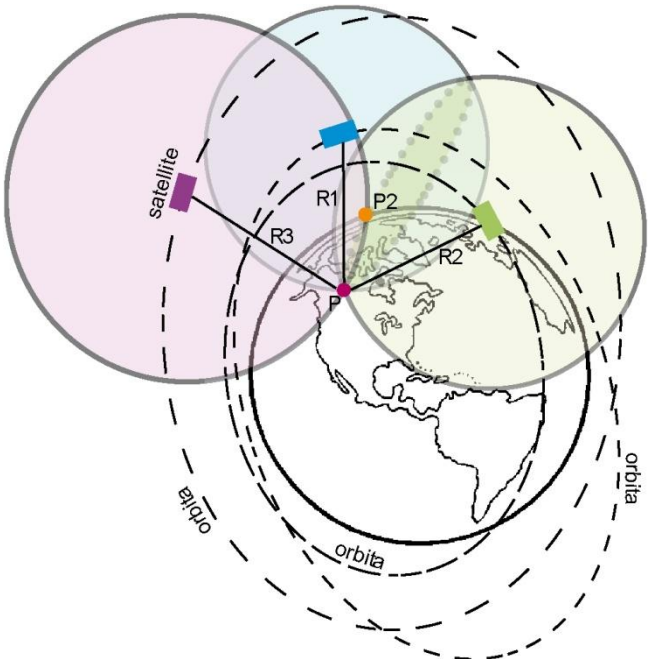


Fig. 4.5:

geometria d'acquisizione GPS. R1, R2, R3 rappresentano i raggi delle sfere dei rispettivi satelliti.

Il segmento "*User*" rappresenta infine i ricevitori GPS. Il ricevitore, grazie alle effemeridi (tabelle che raccolgono i parametri orbitali dei satelliti) e ai dati di tempo, calcola la posizione dei satelliti in un sistema di riferimento cartesiano geocentrico e solidale con la Terra (*ECEF-Earth Centred, Earth Fixed*).

Il funzionamento del sistema GPS si basa su calcoli trigonometrici che, grazie a dati relativi quali la distanza ricevitore-satellite, ricostruiscono la posizione dell'utente. Il sistema GPS è in grado di calcolare la distanza fra il satellite e il ricevitore misurando il tempo che impiega un segnale radio (emesso dal satellite stesso) a compiere il tragitto fino al ricevitore.
Come mostra la fig. 4.5 si può immaginare che la distanza dal primo satellite individui la posizione dell'utente su una sfera di raggio R1. Allo stesso modo la distanza del ricevitore da un secondo satellite pone l'utente su una sfera di raggio R2. L'intersezione tra le sfere di raggio R1 e R2 posiziona l'utente su di una circonferenza. Introducendo una terza distanza R3 si ottengono due punti d'intersezione (P e P2) dei quali viene preso in considerazione solo quello più vicino alla superficie terrestre (P).
La misura della distanza si basa su parametri temporali; questo richiede un'elevata precisione degli orologi ma il ricevitore (dato il costo elevatissimo degli orologi atomici) è dotato solamente di un orologio al quarzo. Per ovviare a questo problema si introduce una quarta equazione (un quarto satellite), che permette di ricavare latitudine, longitudine ed altitudine del punto in questione. A priori, conoscendo ad esempio l'altitudine esatta di un punto (per esempio una nave sul mare, ad altitudine 0 m slm) si può inserire questo valore nelle equazioni e rinunciare al quarto satellite.
La posizione è calcolata dal sistema GPS in coordinate geografiche WGS 84 e poi trasformate dallo strumento direttamente in coordinate CH1903 mediante l'interpolazione di un ellissoide di riferimento che viene costantemente aggiornato dall'ufficio federale di topografia. È importante sempre effettuare le misure con il medesimo ellissoide di riferimento, al fine di evitare errori di posizione soprattutto per l'asse verticale z.
La precisione dei rilevamenti GPS (v. anche cap. 3.2.3) è legata, oltre alla precisione degli orologi e degli strumenti di calcolo, alla posizione dei satelliti rispetto al ricevitore. Più i satelliti sono lontani dalla verticale passante per il ricevitore, più la precisione della misura sarà elevata. L'indice di precisione in questione è chiamato GDOP (*Geometric Diluition Of Precision*). Minore GDOP significa maggiore precisione della misura. Il GDOP è dato dalla disponibilità di satelliti e dalla presenza di strutture che ostruiscono la visibilità dei satelliti. Questo può rendere problematiche le misurazioni in valli profonde o in prossimità di pareti ripide, dove la porzione di cielo visibile offre una cattiva distribuzione dei satelliti visibili. La fig. 4.6 mostra un esempio di buona GDOP (destra) e di cattiva GDOP (sinistra) in ambiente di alta montagna.

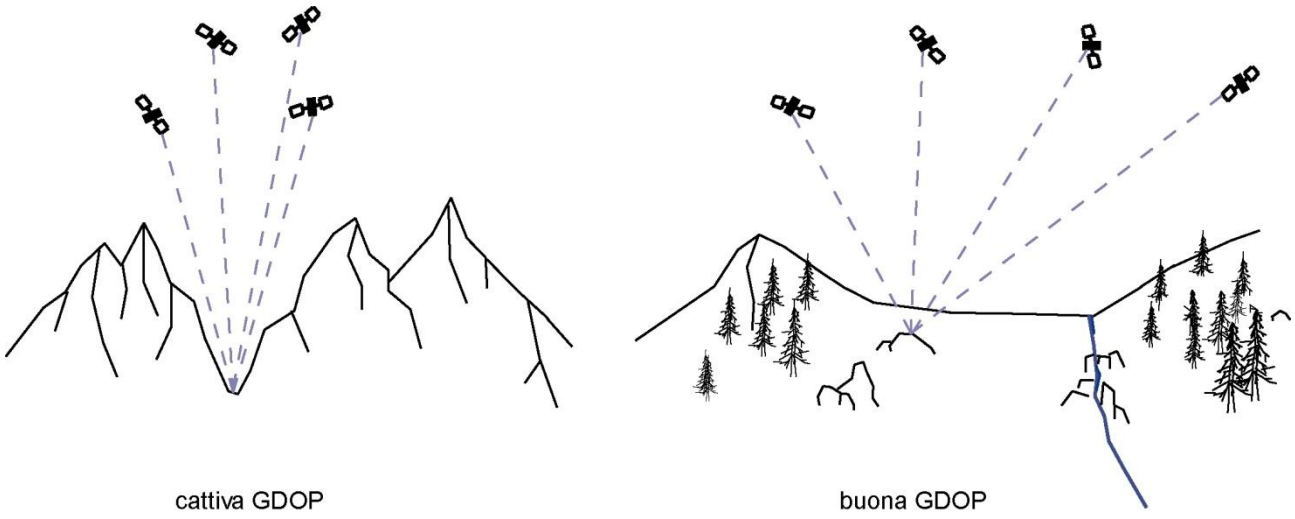


Fig. 4.6: esempio di come la topografia può influenzare il valore GDOP relativo alla precisione del sistema GPS.

I dati sono inviati dai satelliti in due diverse lunghezze d'onda L1 e L2, che sono di due tipi: C/A (*Coarse Acquisition*, canale L1) e Codice P (*Precision*, canali L1 e L2). I dati del primo tipo sono utilizzabili da tutti gli utenti, mentre quelli del secondo tipo sono riservati a strumenti militari. Dal 1990 al 1/5/2000 i militari USA introdussero, preoccupati dalla elevata precisione del sistema e dalla possibile utilizzazione da parte di nemici, errori pseudo casuali (*Selective Availability*) per degradare i dati di tempo e le effemeridi inviate dai satelliti, provocando un errore di 70-90 m.

Dal 2000 tale modalità non è più stata adottata (anche per via dell'introduzione dei GPS differenziali che evitano tale problema) e la precisione dipende ora solo dalla GDOP, dalla presenza di ostacoli (pareti rocciose, edifici, ecc…) che provocano rimbalzi dei segnali, dal vento, dalla temperatura degli strati della ionosfera e della troposfera. Oggi la precisione di un normale GPS si aggira fra i 3 e i 10 m. Per eliminare questi errori si ricorre appunto al GPS differenziale. Questo sistema consiste nella correzione dei dati rilevati da un normale apparecchio GPS tramite confronto con punti fissi nelle vicinanze, le cui coordinate sono state determinate con precisione in precedenza. Le correzioni sono poi inviate ad un ricevitore GPS mobile, che è così in grado di calcolare le coordinate precise del punto, applicando le correzioni alle coordinate rilevate direttamente. Le correzioni possono essere applicate a posteriori o in tempo reale. Il sistema richiede l'utilizzo di due ricevitori GPS:uno fisso, detto base o *reference* (fig. 4.7-C) e uno mobile detto *rover* (fig. 4.7-D) e, nel caso della correzione in tempo reale, di un collegamento fra i due (radio, cellulare, rete GSM, internet,…) (fig. 4.7-A e fig. 4.7-B).

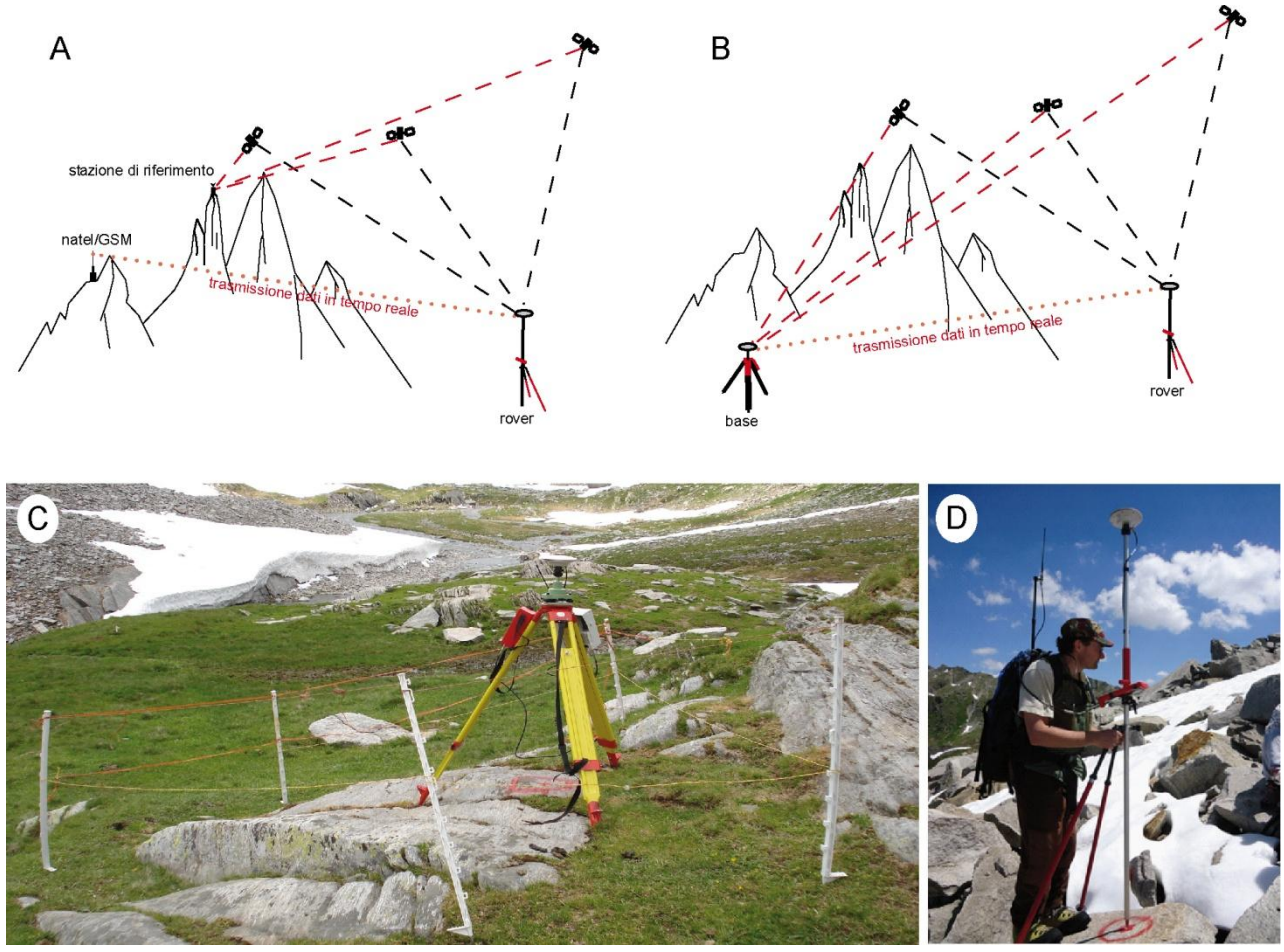


Fig. 4.7: (A) DGPS in tempo reale con rete Natel/GSM. (B) DGPS con base portatile e trasmissione dati in tempo reale via onde radio. (C) base dello strumento DGPS modello Leica System 500: si noti il recinto per proteggere la base dagli animali da pascolo. (D) rover dello strumento DGPS modello Leica System 500: si noti il punto rosso su un blocco di un GR.

Swisstopo, con il progetto *Swipos*, offre la possibilità di ricevere, via Natel/GSM o internet/GPRS, le correzioni per tutto il territorio svizzero (calcolate sulla base dei dati della rete automatica GNSS svizzera (AGNES), formata da 30 stazioni stabili e permanenti) e rendono dunque superfluo l'utilizzo di una propria base di riferimento. Da notare che con il sistema DGPS è possibile ridurre l'errore a qualche centimetro. Purtroppo la copertura Natel/GSM o internet/GPRS sui ghiacciai rocciosi situati in alta montagna non è quasi mai disponibile e quindi si è stati costretti a utilizzare una base di riferimento indipendente, malgrado peso e ingombri notevoli (fig. 4.7-C).

3.2.3. VALUTAZIONE SULLA QUALITÀ DELLE MISURE E MARGINE D'ERRORE DEL SISTEMA DGPS

L'acquisizione sul terreno dei dati DGPS è soggetta a 3 tipologie di errori di misura, che possono a loro volta accumularsi: l'errore di manipolazione dello strumento, l'errore di sistema GPS tra una campagna di misura e la successiva e l'errore di misura dello strumento.

Errore di manipolazione dello strumento

Gli errori di manipolazione dello strumento si possono verificare nel caso di un errore di posizionamento della stanga del *rover* e/o della base di referenza. Il corretto posizionamento della base è sempre stato rincontrollato accuratamente, quindi degli errori di questo tipo sono da escludere, mentre per ciò che concerne gli errori di posizionamento della stanga si è sempre tenuto in bolla la livella incorporata nel *rover*, tuttavia in base a misure empiriche effettuate in laboratorio, questo errore se fosse presente, può essere quantificato in 1 cm al massimo e solo sulle coordinate x e y.

Errore di sistema tra una campagna e la successiva

L'errore di sistema GPS tra una campagna di misura e la successiva è dovuto a errori nelle orbite dei satelliti, di timing degli orologi installati e al cambio degli strumenti di misura, con eventuali modelli di geoidi installati sullo strumento risalenti a versioni differenti. In particolare le campagne di monitoraggio nel 2011 e nel 2012 sono state condotte utilizzando lo strumento prestato dall'Ufficio Cantonale della Geomatica, sul quale era installato l'ultima versione del geoide fornito dall'Ufficio Federale di Topografia. Questo cambio di strumento ha provocato a volte delle differenze di 5-7 cm sull'asse z rispetto alle precedenti misure, differenze comunque corrette grazie ai punti di controllo. La correzione applicata ai punti dei ghiacciai rocciosi è da ritenersi affidabile dato che questi sono situati a poche decine di metri dai punti di controllo e quindi ininfluente alle differenze di altezza apportate dal nuovo geoide. Negli altri casi, questo tipo di errore è stato corretto sulla base dei punti di controllo solamente quando questi presentavano delle discrepanze superiori ai 2 cm. Delle differenze inferiori non hanno permesso una correzione, dato che i valori dei punti di controllo, che in teoria dovrebbero essere fermi, erano al di sotto del margine d'errore dello strumento e quindi si voleva evitare una sovra-correzione che avrebbe eventualmente amplificato l'errore stesso di misura.

Errore di misura dello strumento

L'errore di misura dello strumento è sicuramente quello che maggiormente influisce sulla qualità dei dati raccolti, anche perché poco si può fare per minimizzarlo. Nonostante ciò le misure dei punti sono state compiute solamente quando lo strumento mostrava un **margine d'errore massimo in 3D di 2 cm** (v. cap. 3.2.4). A titolo indicativo la media effettuata del margine d'errore massimo di tutti i punti per la campagna autunnale 2012 ha fornito un valore di 1.85 cm in 3D. Se a questo valore si aggiungono anche gli errori di manipolazione e di sistema tra una campagna e l'altra è ragionevole arrotondare a 2 cm il margine d'errore totale massimo dello strumento. In base a questo valore la tab. 4.3 permette di conoscere la velocità minima in 3D che un punto di un ghiacciaio roccioso (GR) deve possedere per essere inferiore all'errore massimo dello strumento in funzione del periodo di riferimento e quindi misurabile con affidabilità. Più il periodo di riferimento è corto, più un punto deve essere veloce per essere misurabile con lo strumento DGPS.

Periodo di riferimento	Durata media (giorni)	Errore massimo strumento (cm)	Velocità minima punto GR in 3D (cm/a)
estivo	80	2	**9.1**
invernale	285	2	**2.6**
1 anno	365	2	**2**
3 anni	1095	2	**0.7**

Tab. 4.3: velocità minima in 3D che un punto di un ghiacciaio roccioso (GR) deve possedere per essere inferiore all'errore dello strumento in funzione del periodo di riferimento e quindi misurabile con affidabilità.

Lo strumento effettua per ogni punto almeno 10 misure. In pratica le coordinate misurate dallo strumento si trovano all'interno di una sfera con raggio di 2 cm, il cui centro corrisponde al punto misurato. Lo strumento in seguito effettua una media di queste 10 misure e fornisce un valore unico, come mostrato dalla proiezione piana (fig. 4.8-C). Statisticamente è dunque improbabile che le coordinate fornite dal DGPS siano distanti 2 centimetri dal punto misurato: questo significherebbe che tutte le 10 misure siano situate sullo stesso punto della superficie della nostra sfera immaginaria. In base a questo presupposto, i valori di velocità ottenuti nella tab. 4.3 sono da considerare dei valori di sicurezza: anche delle velocità leggermente inferiori statisticamente possono essere tenute in linea di conto, seppure con una minore affidabilità.

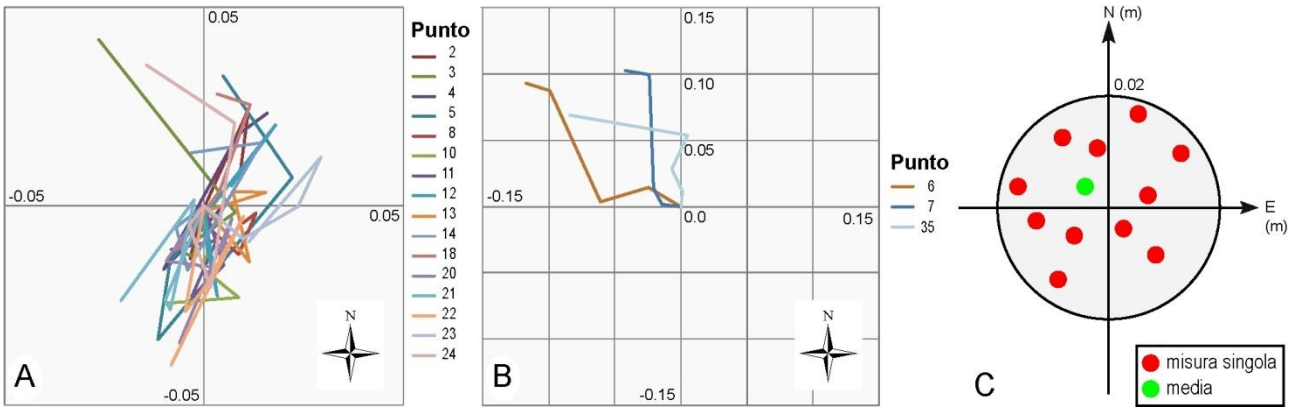


Fig. 4.8: (A) proiezione degli spostamenti orizzontali (2009-20011) di alcuni punti sul corpo del GR Blauberg (Bizzozero & Sartori, 2011). (B) proiezione degli spostamenti orizzontali (2009-20011) dei punti 6,7 e 35 situati sulle radici/falda di detrito sovrastante il GR Blauberg (Bizzozero & Sartori, 2011). (C) modello inventato di proiezione piana del sistema d'acquisizione delle coordinate di un punto da parte dello strumento DGPS. Il cerchio, del diametro di 2 cm, rappresenta l'area di potenziale margine d'errore. Il punto verde rappresenta la media di 10 misure singole (punti rossi) e corrisponde alle coordinate fornite dallo strumento.

Per cercare di visualizzare l'errore dello strumento Bizzozero & Sartori (2011) hanno postulato che si potrebbe partire dal presupposto che un blocco in movimento segua una traiettoria tendenzialmente rettilinea, parallela alla linea di flusso del corpo del ghiacciaio roccioso. La proiezione su un piano degli spostamenti di alcuni punti del ghiacciaio roccioso Blauberg (v. cap. 4.2), evidenzia l'irregolarità della traiettoria dei punti, i quali sono soggetti a cambiamento di direzione (fig. 4.8-A). Questo è causato da errori di misura, facilmente evidenziabili nel lento ghiacciaio roccioso Blauberg che si muove con velocità media nell'ordine di 2-3 cm/a. La stessa operazione, compiuta sui più veloci blocchi 6,7 e 35 (velocità media di 13 cm/a) (fig. 4.8-B), evidenzia ancora una volta la mancanza di coerenza della proiezione dei movimenti con la traiettoria ideale (retta): essendo però in questo caso i movimenti più ampi, i cambiamenti di direzione sono meno importanti, dato che l'errore dello strumento è meno influente e i tre punti tendono comunque a spostarsi nella stessa direzione.

Durante il mese di luglio 2010 sul ghiacciaio roccioso Blauberg sono state condotte due campagne di monitoraggio DGPS per motivi didattici con gli studenti del LAM (v. parte VI). Queste campagne di misura sono state fatte l'8 e il 28 luglio, con un intervallo di soli 20 giorni. I risultati hanno evidenziato un'assoluta mancanza di coerenza nelle direzioni degli spostamenti dei punti, inoltre la velocità media orizzontale (*reference value*) del Blauberg in questo periodo era risultata di ben 28 cm/a, nettamente superiore alla velocità di 5 cm/a calcolata per il periodo estivo 2010 con un intervallo di 94 giorni. Ecco quindi come l'errore di misura dello strumento possa influire sui risultati a corto termine e renda praticamente inutilizzabile la tecnica DGPS sui corpi lenti.

Le velocità annuali (come quelle triennali) sono state sempre calcolate partendo dai dati delle due campagne di misura corrispondenti. Per questo motivo possono differire dai dati annuali calcolati mediante la media ponderata dei periodi estivi e invernali appartenenti allo stesso periodo. Agendo in questo modo si è tolto l'errore dello strumento presente in misura maggiore sul corto periodo estivo, specialmente sui ghiacciai rocciosi che presentano movimenti limitati. Confronti effettuati sui ghiacciai rocciosi particolarmente lenti (Kleinfurka e Blauberg) hanno tuttavia evidenziato delle differenze massime inferiori al 15%. Queste leggere differenze testimoniano quindi la discreta affidabilità dei valori estivi anche per i corpi più lenti.

3.2.4. ORGANIZZAZIONE DEL LAVORO SUL TERRENO E PROCEDURE D'INDAGINE

Le campagne estive di monitoraggio 2010 e 2011 sono state svolte con l'aiuto degli allievi che hanno contribuito anche alle realizzazione della parte didattica di questa tesi (v. parte VI). L'apparecchio DGPS utilizzato (v. cap. 3.2.2) per la misura dei punti è stato prestato per il 2009 e 2010 dall'Istituto di geografia dell'università di Friborgo, mentre per il 2011 e 2012 dall'Ufficio della Geomatica del Cantone Ticino. Questo secondo partner di lavoro ha favorito una conduzione delle campagne di monitoraggio più semplice dal punto di vista logistico e operativo.
Le campagne di misura si sono quasi sempre svolte in presenza di tempo mite e asciutto dal momento che il freddo e la pioggia, come sperimentato in un paio di occasioni nel 2009, rendono problematico il corretto funzionamento dello strumento, nonché estremamente pericolosa la ricerca dei punti sui blocchi sdrucciolevoli dei ghiacciai rocciosi, diminuendo di conseguenza anche la qualità dei dati misurati. La qualità delle misure (v. cap. 3.2.3) dipende anche da una buona copertura satellitare, di conseguenza durante alcune delle prime campagne di misura, il momento della giornata più propizio per effettuare le misure è stato scelto mediante lo speciale programma *Satellite Availability*, scaricabile dal sito *www.leica-geosystem.com*. Questo applicativo permette di visualizzare il numero di satelliti disponibili in funzione della localizzazione e dell'ora, prevedendo quindi il migliore momento della giornata per effettuare le misure. Tuttavia l'esperienza ha dimostrato come questa procedura in ambiente periglaciale di montagna sia risultata inutile e imprecisa, dato che i ghiacciai rocciosi sono sovente posizionati in prossimità di pareti rocciose che, almeno su parte del loro corpo, provocavano delle zone d'ombra non previste da *Satellite Availability*. Il numero dei satelliti realmente visibili è uguale o inferiore a quanto indicato dal programma. Di conseguenza quando la copertura satellitare risultava insufficiente, bastava aspettare al massimo 30 minuti prima di riprendere il lavoro senza particolari problemi (v. cap. 3.2.2, fig. 4.6).
Come mostra la tab. 4.1, il primo anno di monitoraggio ha prodotto due misure all'anno per tutti i ghiacciai rocciosi, poi solamente i ghiacciai rocciosi di Kleinfurka, Blauberg, Monte Prosa Nord, Monte Prosa Sud, Pizzo Nero, Ganoni di Schenadüi hanno continuato a beneficiare di monitoraggio cinematico biennale, per evidenziare le fluttuazioni stagionali scoperte nel primo anno. Chiaramente per riuscire a mettere in evidenza questi ritmi stagionali, nella misura del possibile, le due campagne di misura sono state svolte negli stessi periodi, generalmente nel mese di luglio per la campagna estiva e verso la fine di settembre - inizio ottobre per la campagna autunnale. Questi periodi sono in concomitanza rispettivamente del periodo dopo la fusione delle nevi e prima dell'arrivo delle prime nevicate. Da un anno all'altro il regime delle nevicate poteva cambiare, di conseguenza anche le date delle campagne di misura hanno potuto subire delle variazioni di qualche settimana**. Due misure annuali non permettono una precisa rappresentazione delle fluttuazioni stagionali, ma solo un'indicazione delle velocità dei due periodi misurati.** Una valutazione precisa delle fluttuazioni stagionali è possibile solamente con misurazioni in continuo con apparecchi automatici (GPS fissi) o con campagne di monitoraggio pluriannuali, come quelle condotte sui ghiacciai rocciosi di Becs de Bosson e Tsarmine in Vallese (v. cap. 2.4.3; fig. 4.2-A), ma in questo caso l'impegno finanziario e organizzativo sarebbe stato enorme e quasi impossibile in inverno, specialmente se applicato ai nostri 12 siti rappresentativi delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo. Un GPS fisso permette inoltre di misurare solo un punto (blocco) del ghiacciaio roccioso, che non sempre rappresenta l'insieme dei suoi spostamenti. **Va inoltre osservato (v. fig. 4.2) come solo con delle misure in continuo sia possibile evidenziare le due principali tipologie di variazioni stagionali viste nel cap. 2.4.3 causate dalla componente idrologica o termica. Le misure biennali effettuate per questo monitoraggio non permettono questa differenziazione.**
I ghiacciai rocciosi di Gütsch, Passo di Grandinagia, Stabbio di Largario, Piancabella e Alpe Pièi, dal 2010 sono invece stati misurati solamente 1 volta all'anno poiché presentavano velocità molto limitate (generalmente inferiori ai 6 cm/a) che rendevano i loro potenziali spostamenti su alcuni mesi inferiori alla precisione dello strumento. I siti di Stabbio di Largario e di Passo di Grandinagia sono invece stati misurati una sola volta all'anno per motivi di difficile accessibilità.
La strumentazione DGPS utilizzata per questo monitoraggio consisteva in un apparecchio Leica System 500. Questo strumento, come del resto altri apparecchi DGPS, offriva il grande vantaggio di non richiedere un collegamento visivo tra la base e il *rover*, al contrario per esempio di sistemi visivi geodetici. Il principale problema era tuttavia la misura dei punti situati in prossimità di grandi pareti verticali, situazione molto frequente alle radici dei ghiacciai rocciosi (v. fig. 4.6). La precisione in questi casi diminuiva molto a causa dell'esiguo numero di satelliti visibili dal *rover*. Ad ogni modo la misura dei punti avveniva solamente se la precisione era inferiore ai 3 cm; in caso contrario si doveva aspettare il sorgere di altri satelliti. La stragrande

maggioranza dei punti è stata comunque rilevata con una precisione 3D inferiore ai 2 cm. Al fine di minimizzare l'errore dello strumento, ogni punto veniva misurato almeno 10 volte (l'apparecchio effettua una misura al secondo). Il valore registrato dopo una decina di secondi rappresenta quindi una media di queste singole misure.
Come visto in precedenza (parte I, cap. 3.5.2), il movimento dei ghiacciai rocciosi presenta delle differenze anche importanti sulle sue differenti parti (radici, fronte), differenze che sono all'origine delle loro micro forme di superficie come le rughe e linee di flusso. Di conseguenza si è reso necessario misurare generalmente 30-40 punti della superficie dei ghiacciai rocciosi, cercando di coprire tutta la loro area, punti ripartiti e distanziati in modo regolare tra di loro. La media dei movimenti di questi punti adeguatamente selezionati, ci può fornire la velocità media (*reference value*) del ghiacciaio roccioso. Per ottenere ciò sono stati marcati alcuni blocchi della superficie del ghiacciaio roccioso mediante un piccolo foro eseguito con punta e martello contornato da un cerchio rosso di vernice spray. La stanga dello strumento di misura (*rover*) veniva poi inserita nel foro e posizionata esattamente verticale mediante livello a bolla integrato. La corretta verticalità della stanga è fondamentale per la precisione delle misure, dato che l'antenna GPS del *rover* si trova 2 m più in alto del punto, quindi bastano pochi gradi di deviazione dalla verticale per provocare errori di qualche centimetro. I blocchi scelti erano tutti di grandi dimensioni, dato che i blocchi più piccoli sono più sensibili agli spostamenti per gravità o per il peso della neve e quindi poco rappresentativi degli spostamenti dovuti alla reptazione del permafrost.
Oltre ai punti sui blocchi dei ghiacciai rocciosi, sono stati rilevati almeno due punti di controllo su rocce in posizione situate nelle immediate vicinanze. I punti di controllo sono di fondamentale importanza, dato che permettono un confronto tra due campagne di misura, al fine di scoprire eventuali errori dovuti all'atmosfera, ai satelliti o a differenti ellissoidi installati su differenti strumenti. Le coordinate dei punti di controllo non dovrebbero cambiare nel tempo, ma quando questo si è verificato, con valori superiori alla precisione dello strumento (2 cm), si sono corretti di conseguenza tutti i punti sul ghiacciaio roccioso dello stesso valore. **In pratica i movimenti dei blocchi del ghiacciaio roccioso sono relativi esclusivamente alla posizione dei punti di riferimento, che dovrebbero essere a priori immobili. Questa procedura è stata compiuta sia per il calcolo delle velocità stagionali, annuali e sul periodo triennale**
Il lavoro di monitoraggio cinematico tramite DGPS comporta il lavoro combinato di almeno 2 persone sul terreno. La procedura di lavoro deve essere sempre applicata in modo rigoroso, pena uno scadimento delle qualità delle misure. Di conseguenza è auspicabile che almeno un componente della squadra addetta alla misurazione non venga mai sostituito. L'esperienza ha mostrato che quando le misure DGPS sono state fatte da terzi, la qualità delle stesse ne ha risentito. Per fortuna questa situazione si è verificata solo per i ghiacciai rocciosi Monte Prosa Nord, Sud, Kleinfurka e Blauberg durante la campagna autunnale 2010, a causa di problemi organizzativi. Tutte le altre volte le misure sono state sempre condotte con scrupolosità dal sottoscritto.

3.3. MONITORAGGIO TERMICO

3.3.1. POTENZIALITÀ E LIMITI DEI SISTEMI DI MONITORAGGIO TERMICO

Per condurre un monitoraggio termico di un ghiacciaio roccioso si possono applicare differenti metodi complementari tra di loro. Il miglior metodo per rilevare la presenza del permafrost e di conoscerne le caratteristiche termiche è chiaramente quello di misurare direttamente la sua temperatura. Dato che il permafrost si trova nel terreno, l'unico metodo diretto è quello di misurare la temperatura all'interno di una perforazione che attraversa il suolo. Ragioni finanziarie e logistiche limitano fortemente questa tecnica in ambiente periglaciale. Questi problemi limitano fortemente il numero di perforazioni in Svizzera a qualche decina tra le Alpi Vallesane, Bernesi e Retiche. Nel Canton Ticino, nessuna perforazione per lo studio del permafrost è mai stata compiuta. Gli altri metodi (tab. 4.4) sono in grado di misurare le caratteristiche di un terreno gelato in profondità in modo indiretto, misurando per esempio la temperatura delle acque di sorgente o la temperatura all'interfaccia suolo-neve durante il periodo invernale in modo diretto (BTS) o in continuo (GSTM). La temperatura dell'acqua delle sorgenti rappresenta un sistema rapido per determinare la presenza del permafrost nei ghiacciai rocciosi e nei terreni mobili in generale (Haeberli, 1975). L'acqua che esce dalle sorgenti non rappresenta il prodotto della fusione del permafrost ma è originata dalla fusione delle nevi oppure è di origine meteorica. In questo ultimo caso, transitando a contatto del ghiaccio e infiltrandosi nelle sue fessure, subisce un raffreddamento. La misura della temperatura delle sorgenti va quindi effettuata in

estate, per escludere la presenza di acque di fusione nivale. Secondo Haeberli (1975) se la temperatura è compresa tra 0–1°C si è in presenza di permafrost probabile, se tra 1–2°C si ha permafrost possibile e se >2°C si ha permafrost improbabile. Purtroppo dei ghiacciai rocciosi monitorati solo Monte Prosa Nord, Stabbio di Largario, Piancabella e Ganoni di Schenadüi presentano delle sorgenti al loro fronte.
Considerando che il metodo RST (basato sulla temperatura della superficie delle rocce) non è applicabile in terreni sciolti, si è quindi deciso di procedere a un monitoraggio sistematico della temperatura invernale all'interfaccia suolo-neve con il metodo di misurazione continuo GSTM, per via della sua più semplice messa in opera e della fornitura di dati su un lungo contesto temporale, a discapito forse della maggiore quantità di punti che BTS avrebbe garantito. BTS ha il vantaggio di coprire un contesto spaziale maggiore ma non può fornire dati sul lungo periodo, se non solo a costo di numerose ed estenuanti campagne di misura.

Metodo	Funzionamento	Vantaggi	Svantaggi
Perforazione	Le misure sono fatte all'interno del foro che penetra nel terreno	Si misura direttamente la temperatura del permafrost	Pochi punti misurabili e molto costoso
T° sorgenti	Si misura la temperatura dell'acqua che esce dalle sorgenti	Semplice e rapido	Solo pochi ghiacciai rocciosi presentano sorgenti al loro fronte
BTS (*Bottom Temperature Surface*)	Con una stanga si misura la temperatura all'interfaccia suolo-neve durante il periodo invernale	Molti punti possono essere misurati	La misura deve essere condotta in inverno, in condizioni a volte difficili
GSTM (*Ground Surface Temperature Monitoring*)	La temperatura del terreno viene misurata da data-logger	Misura in continuo, di più punti. Veloce e di semplice applicazione sul terreno	Si misurano meno punti rispetto a BTS
RST (*Rock Surface Temperature*)	Si misura la temperatura delle rocce	-	Non adatto in terreni sciolti

Tab. 4.4: funzionamento, vantaggi e svantaggi dei principali metodi di monitoraggio termico.

3.3.2. IL MONITORAGGIO TERMICO CONTINUO GSTM

Il monitoraggio termico continuo GSTM avviene mediante dei piccoli sensori automatici detti data-logger che registrano la temperatura ogni 2 ore per 1 anno, dopodiché sono stati rimpiazzati da altri data-logger per le misure dell'anno successivo. Questo è reso necessario dalla limitata durata della batteria, che in un caso si è scaricata già dopo 7 mesi. Le basse temperature dei terreni periglaciali in questi casi non sono certamente d'aiuto.
La precisione di questi strumenti è 0.1°C con una risoluzione dei dati di 0.27°C per il mdello UTL-1 o di 0.1°C nel caso del modello UTL-3 (fig. 4.9).
Per questo monitoraggio sono stati utilizzati i modelli UTL-1 e UTL-3 prodotti dalla ditta GEOTEST SA, Birkenstrasse 15, CH-3052 Zollikofen. I modelli UTL-3 (acquistati dal GPT) di più moderna concezione e con migliori prestazioni, sono unicamente stati installati sul ghiacciaio roccioso di Ganoni di Schenadüi. I data-logger sono stati posati immediatamente sotto la superficie del terreno, al riparo dei raggi solari, a profondità di 40-60 cm tra i blocchi di superficie. Sono stati legati con una corda a un blocco situato in superficie per facilitarne il loro ritrovamento.
A ogni data-logger è stato corrisposto un numero progressivo L1, L2,... che corrisponde alle diverse posizioni sul ghiacciaio roccioso (di regola 2). La loro sostituzione ha sempre mantenuto invariato il punto esatto di giacenza al fine di mantenere costanti le condizioni di misura. I dati raccolti sono stati corretti per traslazione mediante il foglio di calcolo Excel (*traitement-logger.xls*) sviluppato da Delaloye (2004) alla fase di *zero curtain* (periodo durante il quale la temperatura è esattamente di 0°C).
La polivalenza d'impiego dei data-logger è alla base dell'intensa utilizzazione di questo metodo, non solamente nei terreni sedimentari sciolti (v. Hoelzle *et al*., 1999; 2003; Ishikawa, 2003; Mihajlovic *et al.*, 2003), ma anche nelle pareti rocciose (v. Gruber *et al*., 2003; 2004b).

I dati raccolti dai data-logger permettono di calcolare differenti parametri, come:

- la temperatura media annuale della superficie del suolo (**MAGST**);
- la temperatura di equilibrio invernale (**WEqT** – *Winter Equilibrium Temperature*), che corrisponde alla temperatura del suolo nella seconda parte dell'inverno quando non ci sono più variazioni significative della temperatura);
- la somma dei gradi-giorno negativi o indice di gelo (**GFI** – *Ground Freezing Index*);
- la somma dei gradi-giorno positivi (**GTI** – *Ground Thawing Index)*;
- le date relative alla comparsa e fusione della copertura nevosa;
- la durata della fase di *zero curtain*.

Caratteristiche	UTL-1 data-logger	UTL-3 data-logger
Limiti di temperatura	Da -29 °C a +39°C	Da -30°C a +4 °C
Precisione	0.1°C	0.1°C a +/- 20°C, 0.2°C a +/- 40°C
Risoluzione dei dati	0.27°C	< 0.1° C
Misure effettuabili	7'988	65'000
Durata batteria	1-2 anni	3-5 anni
Cambio batteria	Do-it yourself	Do-it yourself
Interfaccia	RS-232 (seriale)	USB 2.0
Diametro	38 mm	32 mm
Materiale	Alluminio/Delrin, impermeabile e resistente	Alluminio/Delrin, impermeabile e resistente
Software	BoxCar (copyright Onset)	UTL Manager (copyright GEOTEST/SLF)



Fig. 4.9: caratteristiche e specifiche tecniche dei data-logger UTL-1 e UTL-3 utilizzati per questo lavoro (*Universal Temperature Logger*, Geotest AG, www.utl.ch; Krummenacher, 1997; Hoelzle *et al*., 1999). La foto si riferisce al modello UTL-1, il modello UTL-3 è solo leggermente più piccolo. Il sensore che misura la temperatura si trova nella punta dello strumento.

I risultati delle curve di temperatura prodotte dai data-logger ha permesso a Scapozza (2009b), Hoelzle *et al*. (2003), Ishikawa (2003), Delaloye (2004), Lambiel (2006) e numerosi altri autori, di evidenziare un comportamento tipico, caratterizzato da una successione di 5 fasi (fig. 4.10) per ogni momento dell'anno:

1. condizioni estive;
2. gelo autunnale;
3. gelo invernale precoce intenso;
4. equilibrio termico invernale (divisa a sua volta nella fase 4a-periodo di messa in equilibrio termico del suolo e 4b-fase di equilibrio invernale, con il suolo che si stabilizza a WEqT per diverse settimane);
5. fusione della neve.

Secondo Scapozza (2009b), Delaloye (2004) e Lambiel (2006) questo modello può presentare delle variazioni nel tempo considerevoli (da un anno all'altro) e nello spazio (da una posizione all'altra sul ghiacciaio roccioso). La variabilità annuale è causata dalle perturbazioni del flusso energetico tra l'atmosfera e il permafrost dovute alla copertura nevosa (spessore, densità, regime), alle caratteristiche della superficie del terreno (albedo, rugosità, permeabilità) e alle caratteristiche dello strato attivo (litologia, granulometria, porosità) (Scapozza, 2009b; Hoelzle *et al*. 2001; Stocker-Mittaz *et al*., 2002), le quali possono condurre a

una differenza di MAGST di più di 2°C da un anno all'altro (Scapozza, 2009b). La variabilità spaziale invece è particolarmente pronunciata nel caso di un regime termico avvettivo, con differenze di temperatura del suolo che possono superare i 10°C nello spazio di qualche decina di metri (Scapozza, 2009b). Le condizioni di innevamento (regime e spessore della coltre nevosa) possono condizionare le singole fasi rendendole più o meno lunghe fino ad arrivare, nei casi più estremi, alla loro completa assenza. A seguito di questa variabilità, può risultare difficile interpretare le curve di temperatura del suolo per determinare la presenza e le caratteristiche del permafrost. È quindi importante poter disporre di misure su più anni e su più posizioni per ogni ghiacciaio roccioso monitorato.

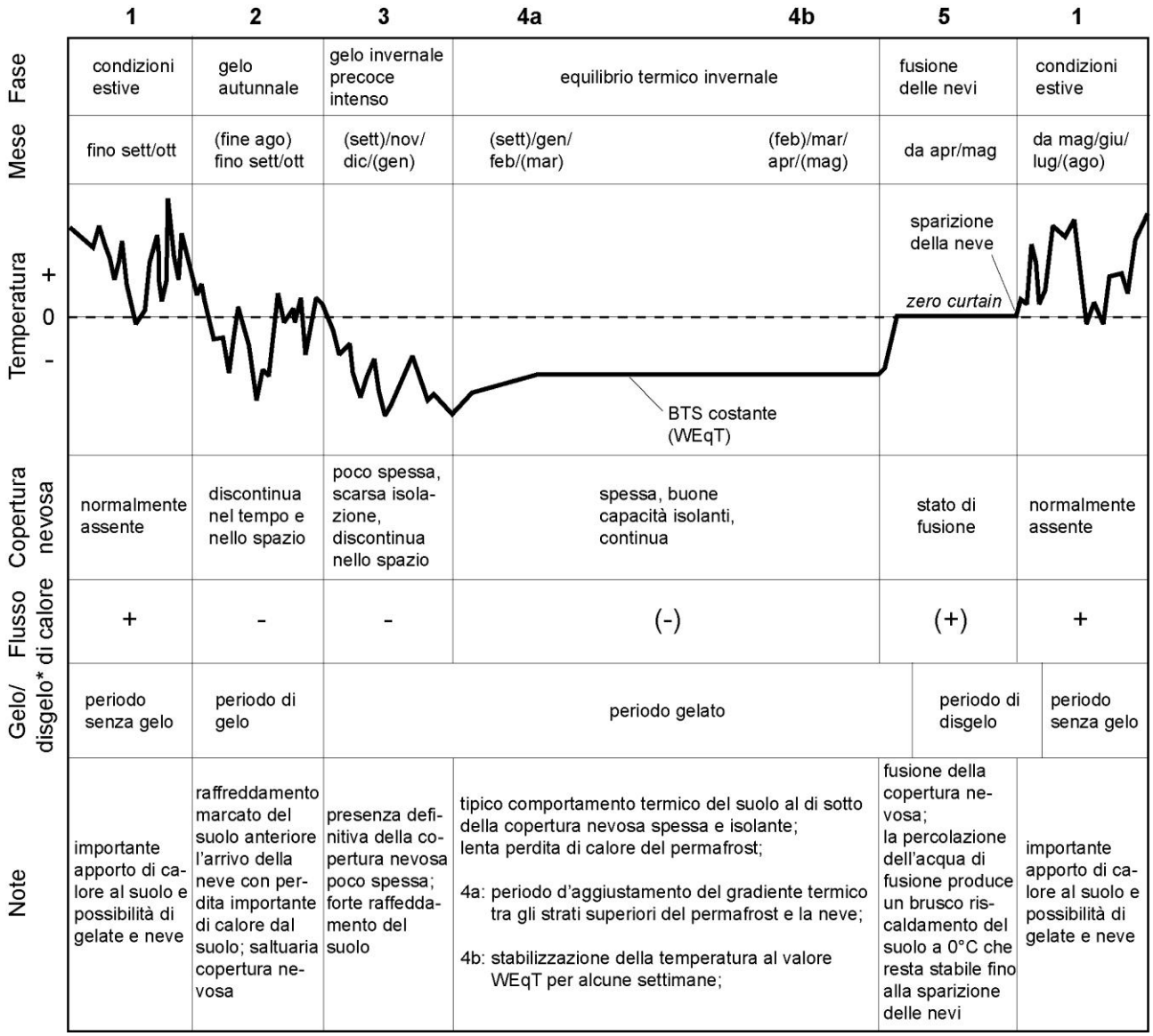


Fig. 4.10: curva teorica ideale (inventata) della temperatura GST durante 1 anno e caratteristiche principali delle 5 fasi GST su un terreno sedimentario sciolto contenente permafrost. Queste fasi sono valide solamente per data-logger situati più in alto del limite superiore della foresta (verso 2000-2200 m slm), dove la probabilità di avere un'umidificazione del manto nevoso dovuto alla pioggia nel periodo compreso tra fine novembre e inizio marzo è molto bassa. (*) Da Hoelzle *et al*. (2003). +: flusso di calore dalla superficie verso il permafrost, –: flusso di calore dal permafrost verso la superficie. Modificato da Delaloye (2004) e Scapozza (2009b).

Il periodo di equilibrio termico invernale è molto importante nell'analisi GST, dato che la copertura nevosa spessa e ben posizionata durante questi mesi, nei casi tipici, isola il terreno sottostante dalle condizioni atmosferiche esterne. Di conseguenza la temperatura della superficie del suolo riflette lo stato termico dei primi metri di terreno e quindi ci indica o meno la presenza del permafrost. Tra l'altro questo parametro si

misura anche con il metodo BTS. Secondo Lambiel (2006), nel caso di un monitoraggio su più anni, delle temperature di 0°C durante tutto l'inverno testimonierebbero l'assenza di permafrost. La presenza di permafrost è probabile invece se si presenta una fase 4b ed è altrettanto probabile che questa presenti temperature (WEqT) inferiori a -2°C (Delaloye, 2004).

4. RISULTATI

In questo capitolo saranno trattati i principali risultati di queste campagne di monitoraggio cinematico e termico di 12 ghiacciai rocciosi. I vari siti verranno presentati in ordine numerico, secondo la numerazione di Delaloye *et al.* (2010a), presentando prima i siti della Regione Gottardo (GR 24-29) e in seguito quelli delle Alpi Ticinesi (GR 29-33, AP, Ga). Ogni ghiacciaio roccioso sarà descritto brevemente per ciò che concerne le sue caratteristiche geomorfologiche e inserito in un contesto geografico e geologico, senza però la pretesa di entrare troppo nei dettagli, non funzionali agli obiettivi specifici di questa parte. Per un confronto con l'evoluzione delle forme glaciali dalla fine della PEG, è stata consultata in rete la prima edizione della storica carta Dufour datata dal 1845 al 1865 (www.map.geo.admin.ch). **Saranno poi presentati alcuni risultati dei suoi movimenti a scala stagionale, annuale e/o triennale, a dipendenza delle campagne di terreno effettuate e, quando possibile, a dipendenza del margine d'errore dello strumento in funzione delle velocità del ghiacciaio roccioso (v. cap. 3.2.3).** Per motivi di spazio non è possibile presentare in questa sede tutti i movimenti di tutte le campagne di monitoraggio (v. tab. 4.1), di conseguenza è stata fatta una scelta sui movimenti più adatti per meglio caratterizzare la dinamica del ghiacciaio roccioso**. Si tiene a sottolineare che a partire dalla seconda campagna di monitoraggio (autunno 2009) sono stati aggiunti nuovi e definitivi punti di misura sui ghiacciai rocciosi, motivo per il quale gli spostamenti annuali e triennali sono considerati a partire appunto dai periodi autunnali, anche con lo scopo di meglio rispecchiare l'anno idrologico (1.ottobre - 30 settembre). Per ogni ghiacciaio roccioso sarà presentato il suo regime termico per ciò che concerne l'evoluzione delle temperature del suolo MAGST e dell'aria MAAT (stazione di riferimento) e altri parametri termici importanti come il periodo di inizio, fine e durata dello *zero curtain*, la temperatura di equilibrio invernale (WEqT), l'indice di gelo (GFI) e MAGST per l'anno idrologico 2010-2011.** Le stazioni di riferimento per MAAT sono state scelte in base alla loro prossimità con il ghiacciaio roccioso e in modo da rappresentare le specificità climatiche regionali (v parte I, cap.3.7). Si sono scelte le stazioni di MeteoSvizzera Gütsch (690140/167590 a 2287 m slm) per rappresentare i ghiacciai rocciosi situati nella Regione Gottardo, Robièi (682587/144091 a 1894 m slm) per i ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi Occidentali e Matro (714260/140940 a 2171 m slm) per le Alpi Ticinesi Occidentali. I dati sono stati scaricati dal portale dati di MeteoSvizzera IDAweb. Queste 3 stazioni si trovano ad elevate altitudini, tuttavia una regressione lineare dei loro valori (con gradiente termico di 0.6°C/100 m) è stata eseguita all'altitudine di 2500 m slm, valore che indicativamente rappresenta l'altitudine dei ghiacciai rocciosi.

Si ricorda che non tutti i punti GPS sul ghiacciaio roccioso sono stati usati per il calcolo delle velocità: alcuni punti situati ai bordi estremi del corpo del ghiacciaio roccioso a destra e sinistra o troppo in alto nel settore delle radici sono stati tralasciati, anche se questi punti hanno comunque fornito preziose indicazioni qualitative, nonché possibilità di conferma sui movimenti della cinematica del ghiacciaio roccioso. **Il ghiacciaio roccioso, quando necessario, è stato suddiviso in settori, in base a criteri di uniformità cinematica (su scala triennale 2009-2012) e morfologici (fronte, lobi, radici, ecc…). In seguito sono state calcolate le velocità per i singoli settori, i quali a loro volta, hanno fornito i punti per il calcolo del valore di referenza medio delle velocità per il ghiacciaio roccioso (*reference value*). Quando possibile si è cercato di mantenere per ogni settore del ghiacciaio roccioso indicativamente lo stesso numero di punti di misura in base alla superficie per minimizzare possibili errori di misura; per questo motivo si sono considerati anche i punti lenti, che nel computo della media, coerentemente a questa procedura, sono indispensabili.** Questo modo di procedere ha permesso di caratterizzare cinematicamente i settori e di meglio comprendere la dinamica del ghiacciaio roccioso, mentre il valore di referenza medio è indispensabile per permettere un confronto cinematico tra i differenti ghiacciai rocciosi monitorati. È quindi logico che questi valori possano leggermente differire a seconda dei punti scelti per il calcolo delle velocità.

Si ricorda che in questa sede non è intenzione presentare un'analisi sull'evoluzione temporale dei movimenti dei ghiacciai rocciosi, a causa del corto periodo (3 anni) del monitoraggio. Questo è ancora più giustificato nel caso di quei ghiacciai rocciosi che presentano velocità molto basse, con valori non sempre affidabili e

spesso inferiori, a scala stagionale, al margine d'errore dello strumento. A questo proposito le velocità calcolate a scala triennale (2009-2012) hanno comunque fornito risultati affidabili.
Infine, anche grazie alla collaborazione e alla creatività degli allievi del LAM (v. parte VI), sono state effettuate delle ricerche morfologiche termiche e cinematiche specifiche a volte decisamente innovative su alcuni ghiacciai rocciosi, i cui risultati saranno presentati in coda ai risultati termici e cinematici principali.

4.1. GR 24: KLEINFURKA, REGIONE GOTTARDO, FURKAPASS (UR)

4.1.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Il ghiacciaio roccioso Kleinfurka, si trova sul versante idrografico sinistro della Valle di Orsera (Uri) a meno di 1 km dal passo stradale del Furka (v. allegato 4.2-A). Da un punto di vista idrografico, il valico si trova sullo spartiacque che divide il bacino del Reno da quello del Rodano a ovest, dove inizia la Valle di Goms (Vallese). La strada del passo favorisce un comodo accesso al ghiacciaio roccioso, dato che permette di raggiungere con l'auto i 2430 m slm. A 5 min di cammino dalla strada si è piazzata la base di referenza del DGPS (675219/159031) a un'altitudine di 2483 m slm. Il punto base è mantenuto anche per il ghiacciaio roccioso Blauberg (v. cap. 4.2): questo ha permesso talvolta, di condurre in simultanea il rilevamento dei punti dei due ghiacciai rocciosi mediante due strumenti *rover*. Dalla strada del Passo del Furka, la parte alta del ghiacciaio roccioso può essere raggiunta agevolmente in circa 30 min di cammino.
Il ghiacciaio roccioso Kleinfurka prende il nome dalla montagna soprastante le sue radici, il Klein Furkahorn (3026 m slm) (fig. 4.13-A). Il Kleinfurka si situa a un'altitudine compresa tra i 2530 e i 2800 m slm, per una lunghezza di circa 380 metri e per 145 metri di larghezza, il che lo rende uno dei ghiacciai rocciosi più grandi monitorati (5.5 ha). I blocchi del Kleinfurka presentano generalmente dimensioni di 1-2 m. La sua superficie è composta da numerose rughe di flusso e depressioni, presenti soprattutto vicino al fronte e a volte possono anche contenere delle pozze d'acqua durante il periodo estivo.
Le radici del ghiacciaio roccioso (punti 3-8:11-15, fig. 4.11-B), alimentate dai detriti del Klein Furkahorn, si trovano maggiormente in pendenza (circa 30°) rispetto alla parte frontale, dove il ghiacciaio roccioso appare come una distesa di rocce quasi orizzontale (punti 17-26:28-29, fig. 4.11-B). La parte alta del Kleinfurka presenta blocchi con spigoli netti, la cui superficie è priva di licheni, mentre nella parte bassa i massi sono ricoperti da licheni, soprattutto sul lato destro. Il fronte, con una pendenza di 35-40°, termina in corrispondenza di un cambiamento di pendenza del terreno e produce una falda di detrito (punto 30, fig. 4.11-B). Questa falda di detrito giunge in una piana alluvionale, che all'epoca della PEG era occupata dal Sidelen Gletscher (fig. 4.11-D) il quale, ha prodotto una morena laterale (punti 31-35:40-45, fig. 4.11-B). Dal termine della PEG il ghiacciaio si è ritirato di 700-800 m da questa piana, ma sono presenti ancora dei nevai perenni ben visibili (fig. 4.11-C). La morena laterale è composta da blocchi subangolosi/subarrotondati (chiaro segno dell'azione del ghiacciaio) di piccole-medie dimensioni ricoperti da licheni e da vegetazione. Durante la PEG un grande nevaio perenne/glacio nevato era presente alle radici del Kleinfurka e probabilmente lo ricopriva almeno in parte (fig. 4.11-D).
Per ciò che concerne la geologia, il passo del Furka si situa esattamente a metà fra due importanti unità tettoniche: il massiccio dell'Aar a Nord e il massiccio del Gottardo a Sud. Fra queste due unità tettoniche è presente una fascia di rocce sedimentarie, la cosiddetta Garvera-Urseren-Furka-Zone. Questa fascia di rocce sedimentarie corrisponde al fondovalle della Valle di Orsera e presenta una notevole varietà petrografica, come filliti a clorite e sericiti (permo-carbonifere), dolomie, dolomie cariate, calcari bluastri e scuri, calcari arenacei, calcari micacei, brecce a echinodermi, argille fillitiche, scisti sericitici calcarei e scisti sericitici cloritici (mesozoici). Tuttavia il Kleinfurka si trova oltre il limite superiore di questa fascia sedimentaria, nel massiccio dell'Aar, di conseguenza detriti che compongono il ghiacciaio roccioso sono principalmente rocce cristalline come graniti, migmatiti, gneiss granitici chiari e quarzodioriti a biotite scure, entrambe con fenocristalli di feldspato. Nella piana alluvionale sotto il ghiacciaio roccioso, tra il materiale morenico accumulato dal ghiacciaio Sidelen, si trovano detriti provenienti dalla Garvera-Urseren-Furka-Zone (filliti a clorite e sericiti). Il materiale morenico è stato trasportato con ogni probabilità da ghiacciai in epoca precedente ai depositi morenici lasciati sul terreno dal Sidelengletscher durante la PEG, in quanto questo ghiacciaio scende i pendii del Galenstock che si trovano integralmente sul massiccio dell'Aar cristallino.

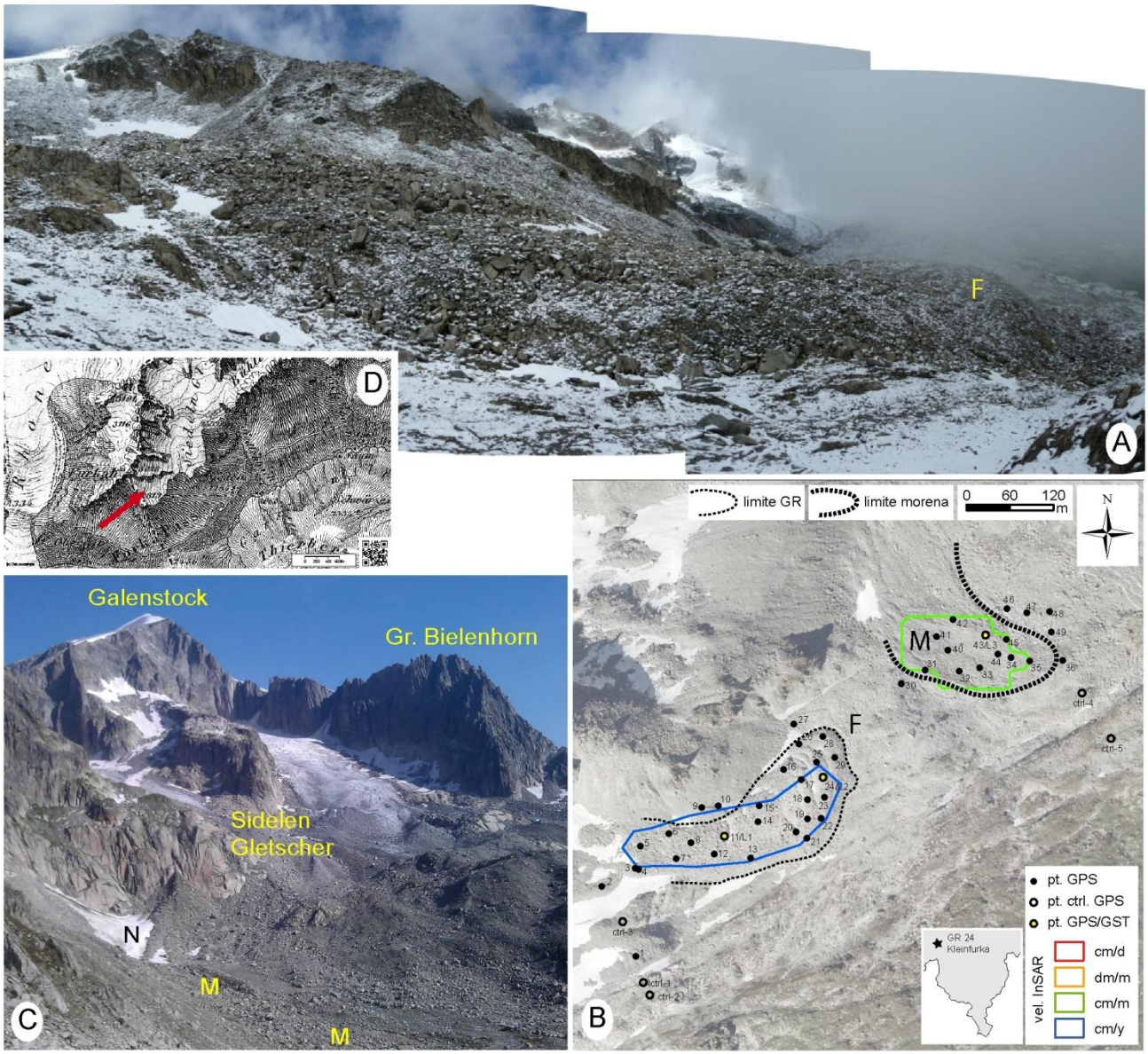


Fig. 4.11: (A) foto panoramica del GR Kleinfurka (foto: Bodeo & Censi, 2010). (B) localizzazione dei punti di misura GPS e GST e poligoni di movimento InSAR: il poligono blu indica il movimento del GR e il poligono verde il movimento della morena laterale (M). Il fronte del GR (F) è chiaramente distinguibile, così come le numerose rughe di flusso. (C) foto della zona a monte della morena laterale (M) prodotta durante la PEG dal Sidelen Gletscher: nella regione attualmente sono rimasti dei nevai perenni (N) a monte della morena laterale. (D) carta Dufour 1845/1865) della regione nel Passo del Furka. Si notino l'estensione del Sidelen Gletscher e dei nevai al termine dalla PEG. La freccia rossa indica il nevaio/glacio nevato che ricopriva in parte la parte superiore del Kleinfurka (www.map.geo.admin.ch).

4.1.2. CINEMATICA

Il ghiacciaio roccioso Kleinfurka presenta delle velocità orizzontali molto basse, ma comunque situate ancora entro il margine d'errore dello strumento, specialmente a scala annuale e triennale. Per il periodo 2009-2012 si è misurato un valore di riferimento (*reference value*) di 3.3 cm/a. Il settore superiore del KF che comprende le radici è la parte più veloce (4.2 cm/a), mentre il settore inferiore è più lento (2.5 cm/a). Si sono tuttavia osservate delle importanti fluttuazioni stagionali tra il periodo estivo e quello invernale, anche se delle considerazioni attendibili si possono compiere solo per la morena laterale, a cause dei movimenti estivi del KF che sono inferiori al margine d'errore dello strumento (fig. 4.12-A). Per ciò che concerne le variazioni annuali, non si possono osservare significativi cambiamenti delle velocità orizzontali per il KF.

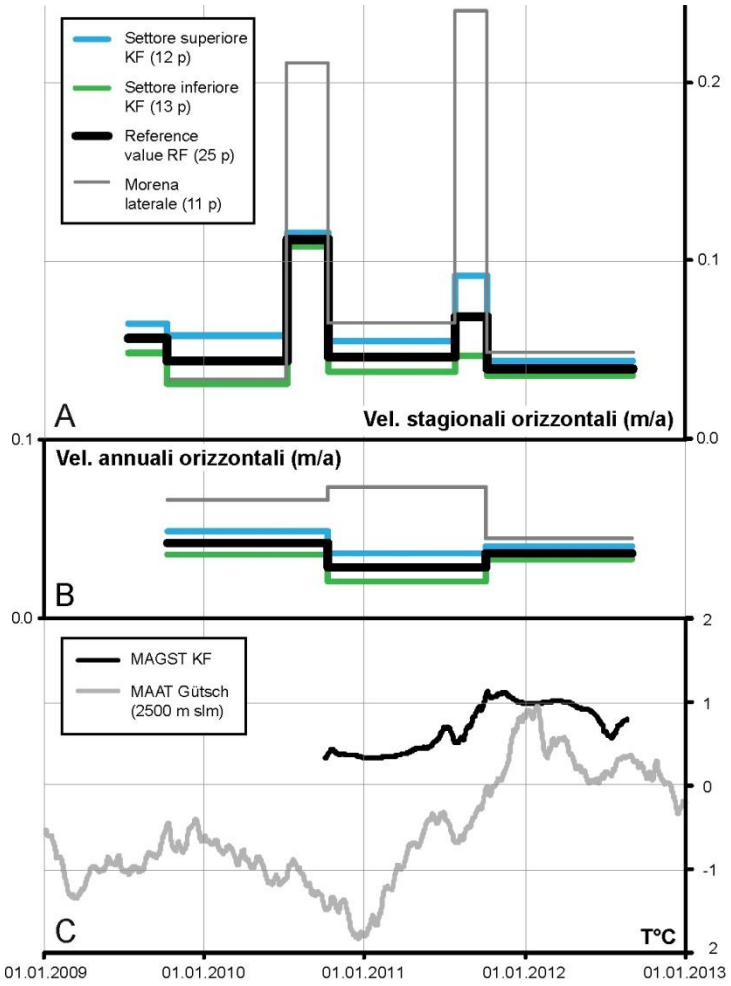


Fig. 4.12:

(A) velocità orizzontali stagionali per il periodo estate 2009 (E09) – autunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Kleinfurka (KF) e della morena laterale situata nella piana alluvionale sottostante. Si notino le accelerazioni estive, che, a eccezione della morena laterale, sono da ritenersi indicative a causa degli spostamenti al di sotto dell'errore di misura dello strumento. (B) velocità orizzontali annuali per il periodo autunno 2009 (A09) – autunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Kleinfurka (KF) e della morena laterale situata nella piana alluvionale sottostante. (C) MAGST di Kleinfurka e MAAT normalizzata 2500 m slm della stazione di riferimento Gütsch (2287 m slm).

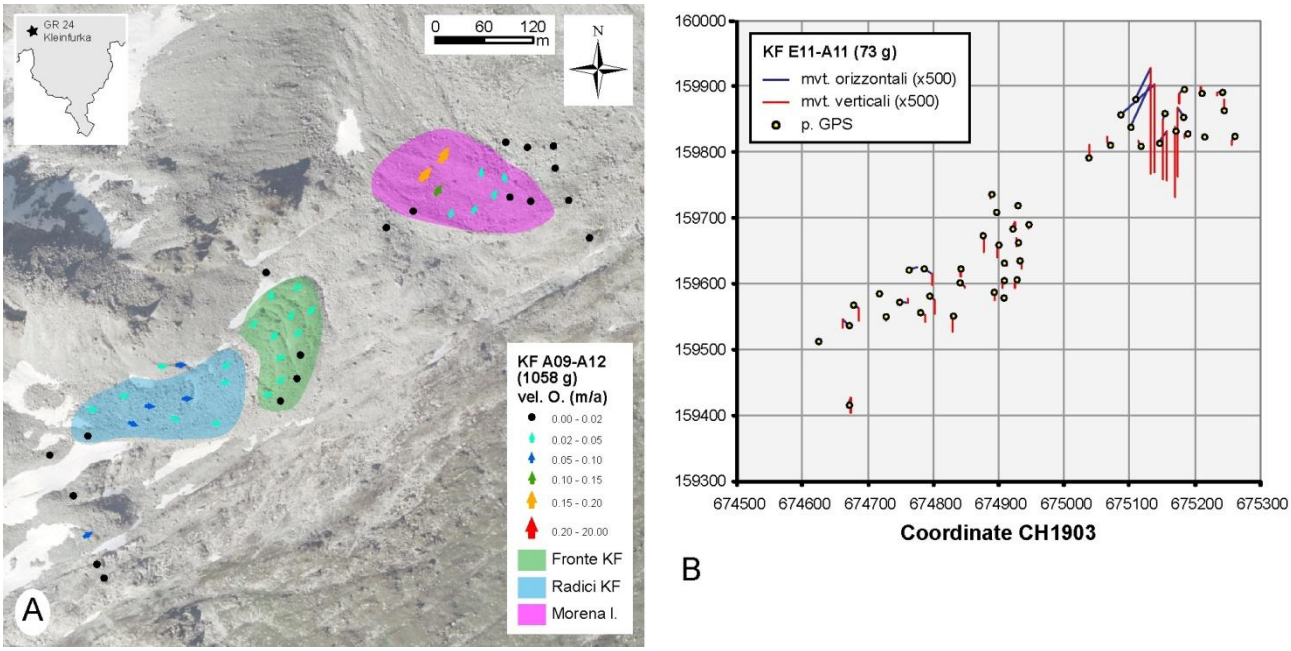
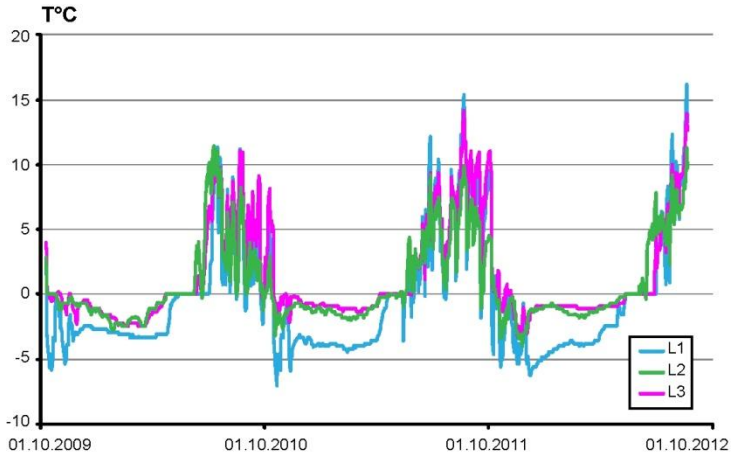


Fig. 4.13: (A) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Kleinfurka (KF) e della morena laterale per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12). (B) movimenti orizzontali e verticali del ghiacciaio roccioso Kleinfurka (KF) e della morena laterale esagerati di 500 volte (x500) per il periodo estate 2011 (E11) - autunno 2011 (A11). Si notino gli importanti movimenti verticali negativi dei punti della morena laterale.

La morena laterale si è invece dimostrata più attiva di Kleinfurka, con velocità orizzontali medie triennali di 6.3 cm/a. Le variazioni stagionali sono state ancora più marcate, con valori estivi di 4-5 volte maggiori ai valori invernali, arrivando a raggiungere i 24 cm/a durante l'estate 2011. Molto importanti sono risultati gli spostamenti verticali della morena laterale, con valori di sprofondamento compresi tra 27 e 32 cm per i punti 40, 41 e 42 in 73 giorni durante l'estate 2011 (fig. 4.13-B).
Se si analizzano le direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Kleinfurka (KF) e della morena laterale per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12), si può osservare come le frecce seguano la direzione della pendenza del terreno che, nel caso di Kleinfurka, corrisponde alla direzione di scorrimento del ghiacciaio roccioso, testimoniando l'affidabilità delle misure eseguite su periodo triennale (fig. 4.13-A). La direzione dei movimenti sui periodi estivi è invece meno omogenea dato che gli spostamenti di alcuni punti sono inferiori al margine d'errore dello strumento.
Le velocità orizzontali più elevate si sono misurate nei punti 40, 41 e 42 della morena laterale. Sul corpo di Kleinfurka, la zona più veloce è quella situata nella parte alta (settore superiore KF) dove si trovano i punti 11, 12, 14 e 15, nonostante velocità comunque molto limitate. Alcuni punti (2, 9 e 27) situati sulle falde di detrito che alimentano da sopra e lateralmente il ghiacciaio roccioso sono risultati praticamente immobili, permettendo una conferma dei limiti spaziali del ghiacciaio roccioso.

4.1.3. REGIME TERMICO

Sul ghiacciaio roccioso sono stati scelti 2 punti di monitoraggio termico GSTM: L1 in corrispondenza del punto GPS 11 e L2 al punto GPS 24. L1 si trova nel settore superiore, mentre L2 si trova in quello inferiore del ghiacciaio roccioso. Un terzo punto L3 si trova in corrispondenza del punto GPS 43 nella sottostante morena laterale (fig. 4.11-B). La fig. 4.14 riassume le medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Kleinfurka (L1,L2) e della morena laterale (L3) per gli anni idrologici 2009-2012. Il valore MAGST si riferisce solo all'anno idrologico 2010-2011.



Parametri termici	Media L1	Media L2	Media L3	Media GR (L1,L2)
Zero curtain, inizio (2009/2012)	05.mag	30.apr	24.apr	03.mag
Zero curtain, fine (2009/2012)	19.giu	28.mag	13.giu	08.giu
Zero curtain, durata (giorni) (2009/2012)	44	27	50	36
WEqT (°C) (2009/2012)	-3.28	-1.31	-1.34	-2.29
GFI (∑gradi-giorno neg.) (2009/2012)	-689	-259	-207	-474.01
MAGST (°C) (2010/2011)	0.13	1.96	1.96	1.05

Fig. 4.14:

medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Kleinfurka (L1,L2) e della morena laterale (L3) per gli anni idrologici 2009-2012.

La media delle temperature di equilibrio invernale (WEqT) e l'indice di gelo (GFI) per il periodo considerato sembrano indicare come il suolo in L1 sia più freddo che L2 e L3. Anche il valore di MAGST in L1 è più basso rispetto al fronte e alla morena laterale. Le minori temperature medie giornaliere di L1 si possono osservare anche dai periodi invernali dell'andamento delle temperature medie giornaliere GST in tutti i 3 anni monitorati. L2 e L3 presentano una curva quasi parallela sotto la copertura nevosa, mentre dopo lo scioglimento della neve le temperature sono chiaramente influenzate dall'aria: Tra L1 e L2, in estate, sembrano non esserci differenze significative, mentre i valori L3 di tarda estate sono leggermente più alti, ma ciò è da ricondurre probabilmente a questioni di posizionamento del data-logger.

Come mostra la fig. 4.12-C l'andamento di MAGST segue con differente ampiezza l'andamento di MAAT (con valori normalizzati a 2500 m slm mediante regressione lineare) per la stazione di riferimento Gütsch (2287 m slm): in particolare i valori si presentano quasi paralleli durante i periodi estivi. Inoltre si osserva durante l'estate 2011 una flessione delle temperature praticamente simultanea per i due valori. Dal 1. ottobre 2010 il valore di MAGST resta costante fino a maggio, ma con l'inizio dell'estate 2011 comincia a salire fino all'autunno 2011 per poi mantenersi di nuovo stabile fino ad aprile 2012, dove inizia una flessione seguita subito da una repentina risalita.

4.1.4. GRANULOMETRIA DI UN GHIACCIAIO ROCCIOSO E DELLE FALDE DI DETRITO

Lo scopo di questo studio specifico condotto da due allievi del LAM (v. Bizzozero & Sartori, 2011) era di analizzare la disposizione della granulometria dei blocchi sulla superficie di Kleinfurka e sulla falda di detrito sottostante, per meglio comprendere come la meccanica interna di un ghiacciaio roccioso potesse eventualmente spostare i blocchi, partendo dal presupposto che i blocchi più grandi tendono a rotolare più lontano. Si sono quindi effettuate 9 misure lungo un profilo longitudinale, dalle radici del ghiacciaio roccioso alla falda di detrito prodotta dal fronte di Kleinfurka fino al bordo della morena laterale (fig. 4.15). Le misure effettuate sui punti GPS e sul punto "a" prendono in considerazione un'area con raggio di circa 4 m attorno al punto e tengono conto del diametro massimo di ogni categoria di blocchi (massimo, minimo e medio). I valori ottenuti rappresentano una media di almeno 20 blocchi misurati ripartiti uniformemente nell'area.

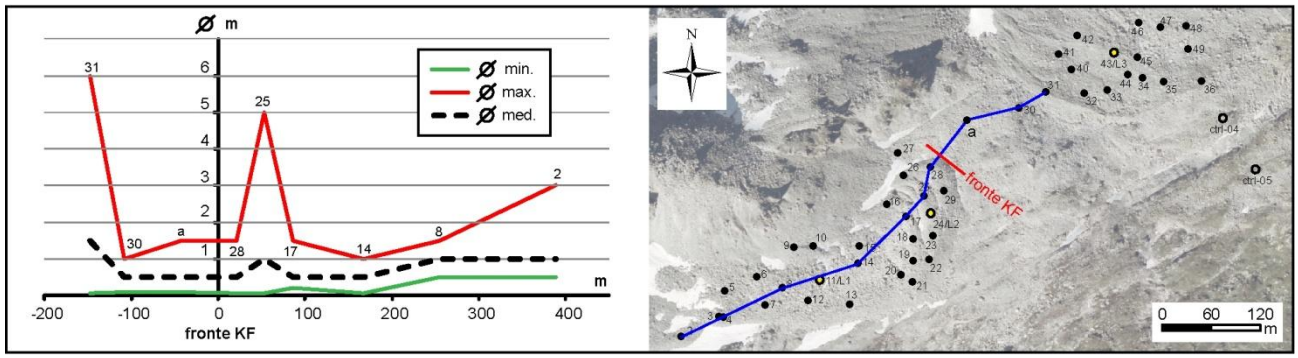


Fig. 4.15: diametro minimo, massimo e medio dei blocchi di Kleinfurka e della falda di detrito sottostante, in funzione della distanza dal fronte. La linea blu indica il profilo effettuato sui punti GPS, ai quali è stato aggiunto il punto "a" sulla falda di detrito (dati Bizzozero & Sartori, 2011).

I blocchi di grandi dimensioni si trovano alle radici (punto 2), mentre scendendo il ghiacciaio roccioso, la granulometria diminuisce progressivamente. Al punto 25 si trovano blocchi più grandi, poi, al punto 28 che si trova al fronte, i blocchi sono più piccoli così come lungo il pendio della falda di detrito; mentre in fondo alla falda al punto 31, accanto alla morena laterale, si trovano i blocchi di maggiori dimensioni. **Il ghiacciaio roccioso presenta una distribuzione della granulometria di superficie eterogenea e apparentemente irregolare, con i detriti più piccoli nel centro e sul fronte.** La falda di detrito presenta invece una distribuzione dei blocchi grandi in funzione della vicinanza alla sua base, come del resto ci si poteva attendere.

4.1.5. COMMENTO DEI RISULTATI

In base ai risultati cinematici ottenuti, Kleinfurka si è rivelato un ghiacciaio roccioso molto lento, ma con delle differenze di velocità tra la parte alta e la parte bassa, da imputare con ogni probabilità alla topografia. Infatti nel settore inferiore la pendenza del ghiacciaio roccioso è quasi orizzontale e ciò produce un rallentamento rispetto alle radici, più in pendenza. Il fronte del ghiacciaio roccioso termina su un cambiamento di pendenza e ciò genera una falda detritica che giunge fino alla sottostante morena laterale. La morena laterale presenta movimenti orizzontali bassi, dovuti essenzialmente allo scioglimento del ghiaccio interno, fattore che provoca degli importanti movimenti verticali in estate. Questo è giustificato dal fatto che la base rocciosa su cui poggia la morena è quasi orizzontale.

I dati termici sembrano dimostrare la presenza di permafrost probabile nella parte alta di Kleinfurka, mentre le temperature leggermente superiori di L2 e L3 sembrano indicare un permafrost possibile o quantomeno più caldo, ma questo si potrebbe verificare solo con ulteriori indagini ERT. Le curve di MAGST e MAAT (fig. 4.12-C) si presentano quasi parallele durante l'assenza della copertura nevosa isolante e sono influenzate dalle condizioni climatiche. Il grande caldo del 2011 avuto dalla primavera a fine anno, ha fatto aumentare le temperature medie del suolo dalla fusione delle nevi di quasi 1°C. In inverno questo non è stato possibile a causa dell'effetto isolante della neve. Tuttavia il brutto tempo avuto in luglio 2011 ha provocato una contemporanea flessione di MAAT e MAGST nello stesso periodo, anche se con un ritardo di qualche giorno per le temperature del suolo, a causa dell'inerzia termica del terreno. Il contesto temporale limitato impedisce al momento attuale una valutazione dell'evoluzione delle temperature del suolo sul lungo periodo.
I movimenti verticali estivi della morena laterale sono probabilmente causati dallo scioglimento del ghiaccio sedimentario sottostante, ghiaccio che appena più a monte è visibile in superficie (fig. 4.11-C). Lo scioglimento del ghiaccio è anche in parte responsabile dei movimenti verticali di alcuni punti sul ghiacciaio roccioso, anche se con magnitudo nettamente inferiore. Questi movimenti sono stati più importanti durante il periodo estivo 2011, durante il quale la loro intensità è stata anche doppia rispetto alle estati 2009 e 2010. Probabilmente il record di caldo misurato in primavera e in agosto-settembre 2011 hanno contribuito a una maggiore fusione del ghiaccio sedimentario che si trova sotto la morena.
La distribuzione dei blocchi lungo la falda di detrito rispecchia il presupposto secondo il quale i blocchi di maggiore dimensione, per gravità, tendono ad accumularsi più a valle, mentre i blocchi più piccoli si trovano più a monte. La situazione della distribuzione della granulometria di superficie del Kleinfurka è invece più complessa e deve tenere in considerazione processi gravitativi e di deformazione meccanica del corpo del ghiacciaio roccioso. La presenza di grandi blocchi situati alle radici è dovuta al franamento di detriti dalla falda di detrito che lo alimenta e molti di questi blocchi sprofondano a causa di un miscelamento di materiale causato dalla deformazione del ghiacciaio roccioso, provocato a sua volta dalla reptazione del permafrost. Questo fenomeno è particolarmente evidente nel settore superiore, più veloce. I blocchi più piccoli che si trovano a valle del settore superiore tendono a scavalcare i blocchi più grandi del settore inferiore più lento. Questa sovrapposizione si manifesta in superficie con le rughe di flusso a mezzaluna perpendicolari alla direzione di scorrimento visibili nella parte bassa (fig. 4.11-B).
Per concludere le velocità misurate tramite DGPS hanno confermato l'estensione spaziale dei poligoni InSAR e in parte anche la magnitudine dei loro movimenti, pur considerando i limiti della tecnica InSAR (v. fig. 4.11-B e fig. 4.13-A).

4.2. GR 25: BLAUBERG, REGIONE GOTTARDO, FURKAPASS (UR)

4.2.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Il ghiacciaio roccioso Blauberg è ubicato sul versante opposto rispetto al Kleinfurka, ossia sul versante idrografico destro della Valle di Orsera (Uri) a 1.7 km dal passo stradale del Furka (v. allegato 4.2-B). Come per il Kleinfurka, la strada del passo favorisce un comodo accesso al ghiacciaio roccioso dato che permette di raggiungere con l'auto i 2429 m slm del valico. Partendo a piedi dal Passo del Furka, il fronte del ghiacciaio roccioso può essere raggiunto agevolmente in circa 45 minuti di cammino su un comodo sentiero.
Il ghiacciaio roccioso Blauberg prende il nome dall'omonima montagna situata a ovest del ghiacciaio roccioso (2768 m slm) che domina un circo glaciale, dentro il quale si sono formati 3 laghetti di circo e in uno di questi entra il fronte del ghiacciaio roccioso (fig. 4.16-B). Questa caratteristica rende il Blauberg un caso unico tra i ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo. Anche per questa sua peculiarità si è scelto di monitorare questo sito, dato che si volevano evidenziare le eventuali influenze del laghetto sulla cinematica e sul regime termico. L'analisi della carta Dufour (prima edizione 1845/1865) ha permesso di scoprire che alla fine della PEG un piccolo ghiacciaio era situato sul versante NE del Blauberg, ma il suo fronte si situava circa 200 m dal lato sinistro del ghiacciaio roccioso. È probabile che all'epoca diversi glacieret e nevai perenni fossero presenti nella regione.
Il corpo del ghiacciaio roccioso presenta una lunghezza e una larghezza di circa 200 m. Il fronte è caratterizzato da 2 lobi, il principale a destra (rispetto alla direzione di scorrimento) e uno più piccolo a sinistra, leggermente arretrato. Dalla foto aerea (fig. 4.16-D) si può notare come il fronte del lobo destro abbia praticamente diviso il laghetto in 2 specchi d'acqua più piccoli. Il laghetto del Blauberg ha una profondità massima di 2 metri. Il Blauberg, trovandosi nella parte a valle del circo glaciale, poggia su un

terreno poco inclinato, quasi orizzontale in certi punti. Il fronte del lobo destro è inclinato di 25°, mentre il fronte del lobo sinistro di 35°. Dietro il fronte del lobo destro si trova una contropendenza che termina in una depressione all'interno della quale, con la fusione della neve, si forma una pozza d'acqua (fig. 4.16-C). Quando l'acqua è sparita, normalmente dopo il mese di luglio, sul fondo della depressione appaiono dei depositi fangosi, prevalentemente limo e argilla caratterizzati da numerosi piccoli buchi che indicano l'entrata dei percorsi ipogei del flusso delle acque di fusione. Ai lati del ghiacciaio roccioso e nella parte superiore dello stesso sgorgano alcune sorgenti. All'interno della depressione sono state identificate altre sorgenti, una delle quali mostrava una leggera sovrappressione (sorgente artesiana). È stata inoltre osservata una sorgente artesiana subacquea all'interno del laghetto, a poca distanza dal fronte. A monte della depressione inizia un netto cambiamento di pendenza che coincide con i piedi della falda di detrito che alimenta o alimentava il Blauberg. Infatti questa falda di detrito si presenta ricca di licheni e a volte presenta una copertura erbosa, indice di una scarsa attività, specialmente nelle parti più a monte (Bizzozero & Sartori, 2001). Inoltre la falda di detrito sovrastante il Blauberg, si presenta di modeste dimensioni, con un dislivello tra la sua base e le sua cima di poche decine di metri (fig. 4.16-A).

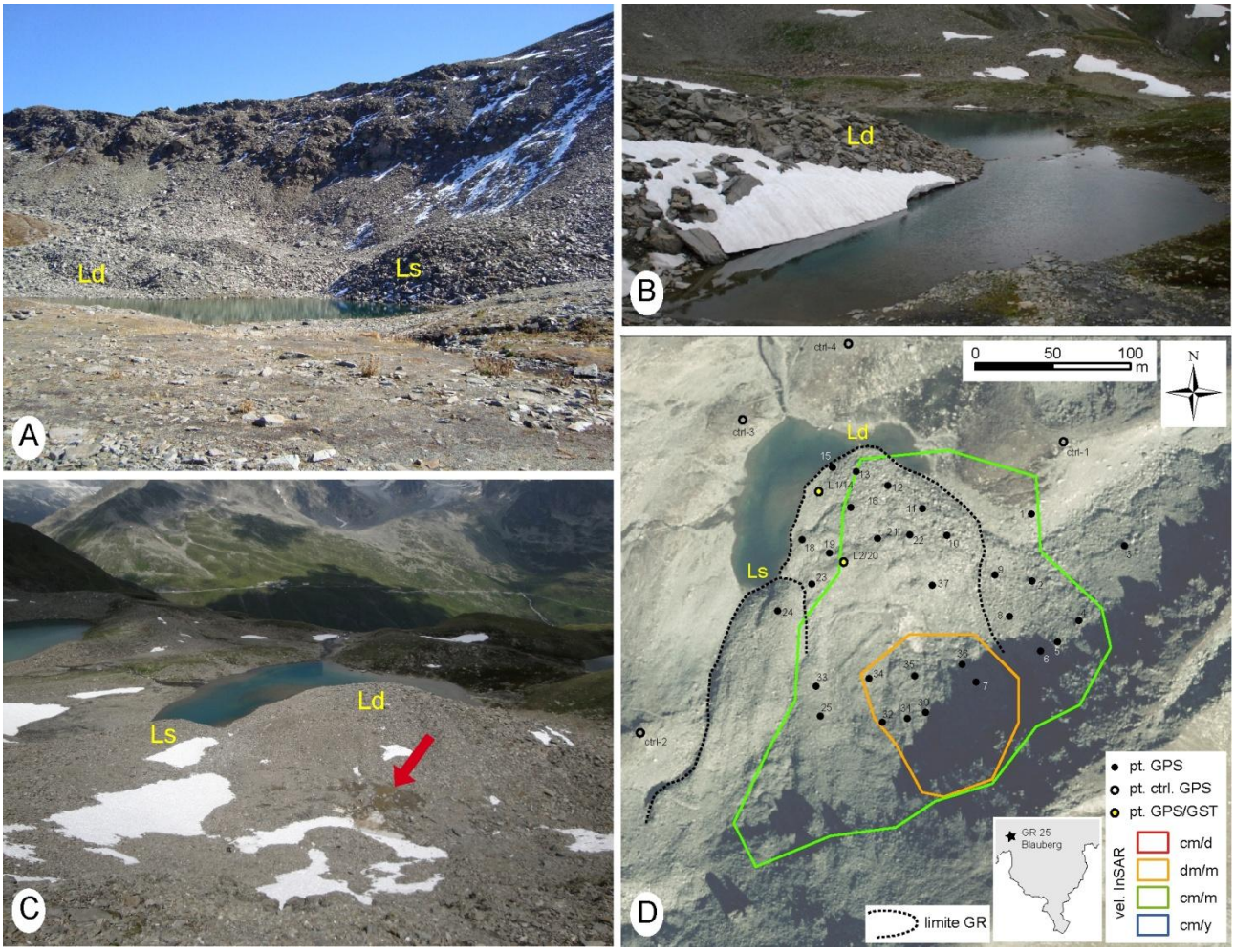


Fig. 4.16: (A) ghiacciaio roccioso Blauberg visto di fronte: si notino il lobo destro (Ld) e sinistro (Ls). (B) lato destro di Blauberg: si noti il lobo destro che entra nel laghetto e la piccola falda di detrito dietro il ghiacciaio roccioso (foto: Bodeo & Censi, 2010). (C) vista del fronte di Blauberg dalle falde di detrito soprastanti: la freccia rossa indica la zona al centro della depressione dove si forma la pozza d'acqua (immagine modificata da Bizzozero & Sartori, 2011). (D) localizzazione dei punti di misura GPS e GST e poligoni di movimento InSAR. Il fronte del GR è chiaramente distinguibile dato che è delimitato dal perimetro del lago, così come le numerose rughe di flusso presenti sul lobo destro.

Da un punto di vista geologico, il Blauberg si trova sul contatto settentrionale tra il massiccio del Gottardo e la Garvera-Urseren-Furka-Zone descritta anche per il Kleinfurka (v. cap. 4.1.1). Il ghiacciaio roccioso si compone principalmente di detriti delle rocce sovrastanti, come gneiss e scisti micacei, con lenti aplitiche e

pegmatitiche. La maggiore scistosità della litologia di Blauberg rispetto a quella quasi assente a Kleinfurka, si traduce in una minore dimensione dei blocchi, i quali presentano dimensioni quasi mai superiori al metro. Fra i detriti del ghiacciaio roccioso del Blauberg, Bizzozero & Sartori (2011) hanno osservato dei frammenti di un filone contenente minerali carbonatici, il che dimostra la presenza di filoni calcarei che hanno reso probabilmente basiche (con un ph di 7.6) le acque del laghetto. È interessante notare come la temperatura delle acque del laghetto in cui entra il Blauberg presentino temperature notevolmente inferiori rispetto alle temperature delle acque dei 2 laghetti vicini, a parità di esposizione, altitudine e nel caso del laghetto a NE, anche di deflusso. Per il laghetto Blauberg, il 24.07.2011 alle ore 16.00 si è misurata una temperatura media (su 10 punti di misura) di 9.6°C contro i 14.1°C del laghetto a SW e i 13.8°C del laghetto a NE, il che potrebbe far supporre un contatto con un elemento raffreddante (permafrost?).

4.2.2. CINEMATICA

Come il vicino ghiacciaio roccioso del Kleinfurka, anche il Blauberg presenta delle velocità orizzontali molto basse, ma comunque ancora situate entro il margine d'errore dello strumento, questo specialmente a scala annuale e ancor più triennale. Per il periodo 2009-2012 il valore di riferimento (*reference value*) per il corpo del ghiacciaio roccioso è stato di 2.3 cm/a.

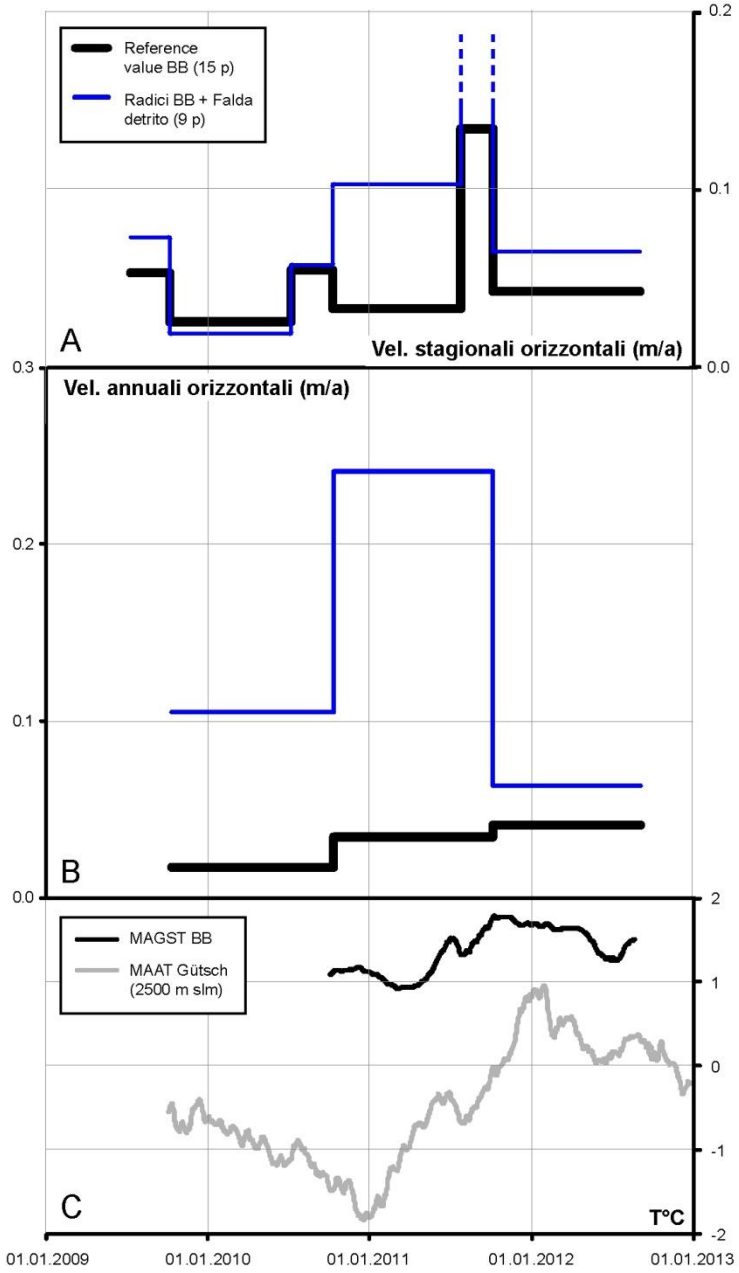


Fig. 4.17:

(A) velocità orizzontali stagionali per il periodo estate 2009 (E09) – autunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Blauberg (BB). I valori estivi sono da ritenersi indicativi a causa degli spostamenti al di sotto dell'errore di misura dello strumento. (B) velocità orizzontali annuali per il periodo autunno 2009 (A09) – autunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Blauberg (BB). (C) MAGST di Blauberg e MAAT normalizzata 2500m slm della stazione di riferimento Gütsch (2287 m slm).

Maggiormente attiva è stata la parte a monte del ghiacciaio roccioso, parte che comprende le radici e la falda di detrito che si sovrappone parzialmente (fig. 4.17-A e 4.17-B). I movimenti di questa parte sono stati eccezionalmente veloci (92 cm/a) durante l'estate 2011. Va tuttavia spiegato che i punti 30, 31 e 32 si sono spostati in totale (movimento orizzontale+verticale) durante questo periodo di 77, 55 e 91 cm, elevando chiaramente la media generale.
Si sono osservate anche qui, come a Kleinfurka, delle fluttuazioni stagionali tra il periodo estivo e quello invernale. Particolarmente elevate (in relazione alle medie del sito) sono state le velocità orizzontali durante l'estate 2011 con valori di 13 cm/a per tutti i settori del ghiacciaio roccioso. Per ciò che concerne le variazioni annuali del ghiacciaio roccioso (fig. 4.17-B) (*reference value*) si può osservare una leggera accelerazione, ma anche in questo caso come per i dati sulle variazioni stagionali si deve prestare grande attenzione a causa dei deboli movimenti in gioco, inferiori o appena vicini al margine d'errore dello strumento.
Il risultato comunque più sorprendente degli spostamenti di Blauberg sul periodo triennale (fig. 4.18-B), sono le direzioni di spostamento dei vari punti: date le velocità molto limitate in gioco, molti punti situati lungo il fronte sono risultati praticamente immobili o quantomeno al di sotto delle margine d'errore dello strumento. Solamente il punto 15 situato a pochi metri dal laghetto ha mostrato uno spostamento degno di nota, seguendo la linea di pendenza del versante. I punti situati al centro del ghiacciaio roccioso (19, 20, 21, 22, 10 e 37) hanno invece mostrato degli spostamenti in direzione opposta. In pratica tornano indietro verso monte o meglio scendono verso la depressione centrale descritta in precedenza. **Questo fenomeno è comunemente chiamato retroflusso**. I punti che si trovano invece nella parte alta (radici + falda di detrito) mostrano delle direzioni parallele alla linea di pendenza del versante (fig. 4.18).

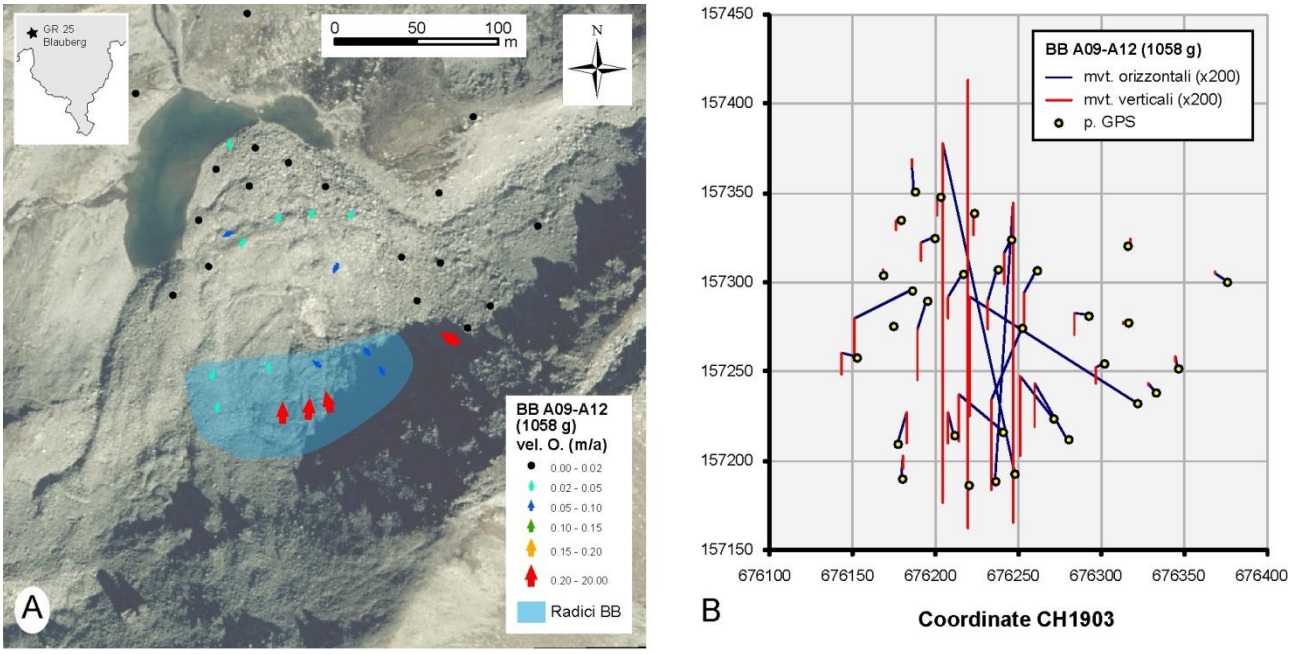


Fig. 4.18: (A) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Blauberg (BB) per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12). (B) movimenti orizzontali e verticali del ghiacciaio roccioso Blauberg (BB) esagerati di 200 volte (x200) per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12). Si notino gli importanti movimenti orizzontali e verticali di alcuni punti sulla falda di detrito.

4.2.3. REGIME TERMICO

Sul ghiacciaio roccioso Blauberg sono stati scelti 2 punti di monitoraggio termico GSTM: L1 in corrispondenza del punto GPS 14 e L2 al punto GPS 20. L1 si trova alla base del fronte, praticamente dove il ghiacciaio roccioso entra nel laghetto, mentre L2 si trova in mezzo al corpo del ghiacciaio roccioso, sulla sua sommità a valle della già citata depressione (fig. 4.16-D). La fig. 4.19 riassume le medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Blauberg (L1,L2) per gli anni idrologici 2009-2012. Il valore MAGST si riferisce solo all'anno idrologico 2010-2011. La media delle

temperature di equilibrio invernale (WEqT) e l'indice di gelo (GFI) per il periodo considerato ci mostrano come il terreno in L2 sia più freddo che in L1. Inoltre L1 presenta delle escursioni termiche maggiori di L2 durante tutto l'anno. Ad ogni modo le curve sono influenzate dalla posizione dei data-logger: L1 essendo situato ai piedi del fronte, si trova in una posizione più riparata rispetto a L1 che si trova su una cresta del ghiacciaio roccioso, esposto ai venti e a un maggiore soleggiamento. Le temperature invernali di L1 sono appena inferiori allo zero, mentre in L2 possono anche arrivare a -10°C. In L2 la fase dello *zero curtain* è stata assente nel 2011 e nel 2012. Nel 2010 era presente ma comunque molto corta rispetto a L1.
L'andamento di MAGST (fig. 4.17-C) segue con differente ampiezza l'andamento di MAAT (con valori normalizzati a 2500 m slm mediante regressione lineare) per la stazione di riferimento Gütsch (2287 m slm): in particolare i valori si presentano quasi paralleli durante i periodi estivi. Inoltre si osserva durante l'estate 2011 una flessione delle temperature praticamente simultanea delle due curve. Dal 1. ottobre 2010 il valore di MAGST resta costante fino a maggio, ma con l'inizio dell'estate 2011 comincia a salire fino all'autunno 2011 per poi mantenersi di nuovo stabile fino ad aprile 2012, dove inizia una flessione seguita subito da una repentina risalita. Si tratta di una curva simile a quella del Kleinfurka, ma con valori di temperatura maggiori di circa 0.7°C.

Parametri termici	Media L1	Media L2	Media GR
Zero curtain, inizio (2009/2012)	29.apr	27.apr	28.apr
Zero curtain, fine (2009/2012)	15.giu	13.mag	30.mag
Zero curtain, durata (giorni) (2009/2012)	47	16	32
WEqT (°C) (2009/2012)	-0.47	-2.06	-1.26
GFI (∑ gradi-giorno neg.) (2009/2012)	-111	-451	-281
MAGST (°C) (2010/2011)	1.52	1.91	1.72

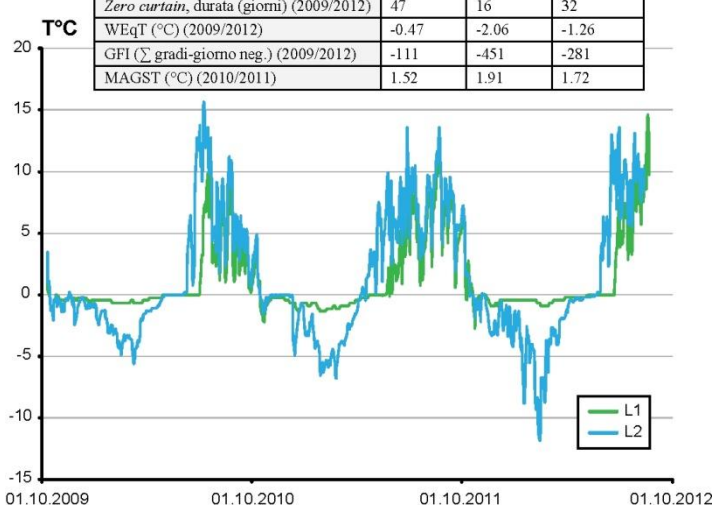


Fig. 4.19:

medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Blauberg (L1,L2) per gli anni idrologici 2009-2012.

4.2.4. COMMENTO DEI RISULTATI

La cinematica del Blauberg ha evidenziato, come per il Kleinfurka, un'estrema lentezza dei movimenti, generalizzata a tutto il corpo del ghiacciaio roccioso. Responsabile di questa lentezza è anche la topografia quasi orizzontale su cui poggia il materiale sciolto del ghiacciaio roccioso. Il fenomeno del retroflusso dei punti situati dietro la cresta del ghiacciaio roccioso potrebbe essere stato causato dallo scioglimento di un glacieret al termine della PEG (fig. 4.20-A e 4.20-B) anche se, in base alla carta Dufour analizzata, è più probabile si sia trattato di un nevaio perenne. Questo fatto avrebbe causato una mancanza di spinta a valle che, associata alla fusione del ghiaccio interno, avrebbe provocato un generale appiattimento del corpo del ghiacciaio roccioso (fig. 4.20-C e 4.20-D). I punti del ghiacciaio roccioso presentano quindi dei movimenti orizzontali divergenti dalla centro (fig. 4.18). Questa deconnessione spaziale dei movimenti sul ghiacciaio roccioso evidenzia il polimorfismo di Blauberg.
Gli importanti movimenti registrati dai punti 30, 31 e 32 situati sulla falda di detrito durante l'estate 2011 potrebbero essere stati causati dalle importanti precipitazioni (anche nevose) del mese di luglio di quell'anno: esse avrebbero spostato a valle i blocchi in modo meccanico. Il grande caldo del 2011 potrebbe spiegare l'accelerazione dei movimenti estivi generalizzati su tutto il corpo del ghiacciaio roccioso, associati a movimenti di sprofondamento superiori alla media.

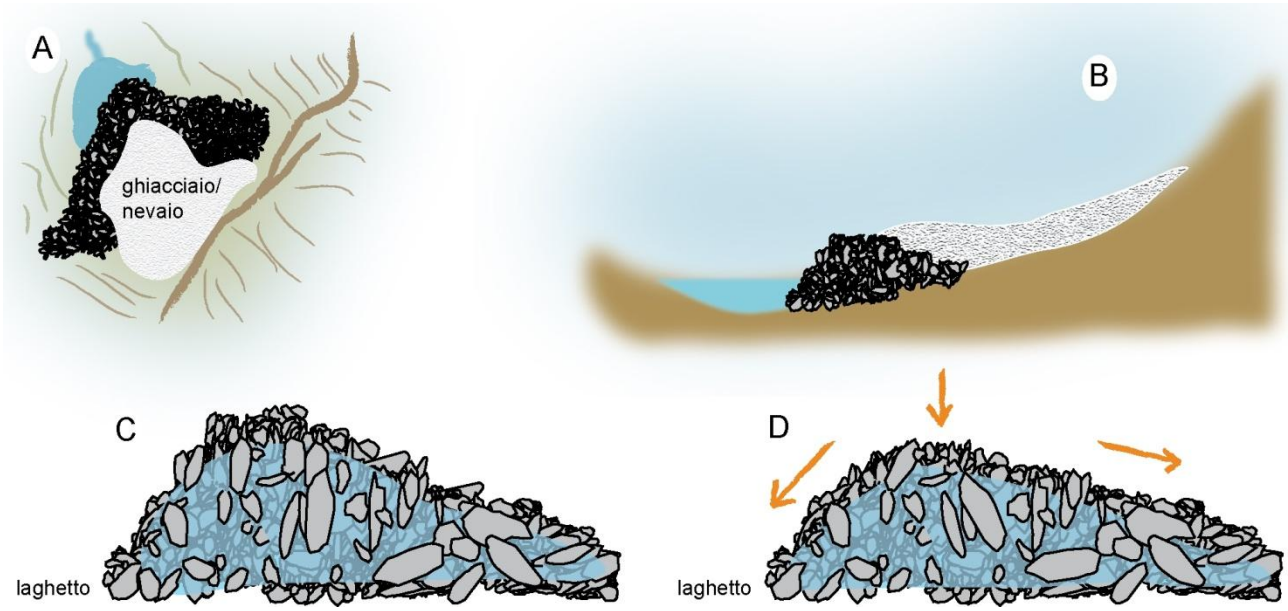


Fig. 4.20: (A) vista dall'alto del Blauberg durante la PEG. Si noti il glacieret (o nevaio perenne) (Bizzozero & Sartori, 2011). (B) visione di profilo del Blauberg durante la PEG. Si noti il glacieret (o nevaio perenne) (Bizzozero & Sartori, 2011). (C) modello del profilo del Blauberg alla fine della PEG (Bizzozero & Sartori, 2011). (D) dinamica attuale del Blauberg: si noti il retroflusso/appiattimento causato dalla fusione del ghiaccio interno e dall'assenza della spinta da monte da parte del ghiacciaio/nevaio della PEG (Bizzozero & Sartori, 2011).

La posizione particolare scelta per la posa dei data-logger ha influenzato le loro temperature. In particolare L2, posato sulla "sommità" del ghiacciaio roccioso, ha evidenziato l'assenza di una spessa e duratura copertura nevosa in inverno, causata dall'esposizione ai venti e alle radiazioni solari, in modo simile ai data-logger posizionati sulle creste delle montagne (v. Delaloye, 2004). L1 posizionato a ridosso del laghetto, è stato influenzato da quest'ultimo, che ha forse mitigato le temperature di equilibrio invernale. I parametri termici in L1 sembrano indicare l'assenza di permafrost. Questo data-logger, situato in una posizione maggiormente protetta rispetto a L2, ha presentato dei minori sbalzi di temperatura tra i valori estivi e quelli invernali. La fase ridotta e anticipata dello *zero curtain* 2011 rispetto al 2010 e al 2012 in L1, starebbe a testimoniare la debole copertura nevosa presente, sciolta velocemente dalle elevate temperature primaverili di quell'anno. Analogamente al Kleinfurka, le curve di MAGST e MAAT (fig. 4.17-C) si presentano quasi parallele durante l'assenza della copertura nevosa isolante e influenzate dalle condizioni climatiche. Il grande caldo del 2011 avuto dalla primavera a fine dell'anno, ha fatto aumentare le temperature medie del suolo dalla fusione delle nevi di quasi 1°C. In inverno questo non è stato possibile a causa dell'effetto isolante della neve. Tuttavia il brutto tempo avuto in luglio 2011 ha provocato una contemporanea flessione di MAAT e MAGST nello stesso periodo, anche se con un ritardo di qualche giorno per MAGST, a causa dell'inerzia termica del terreno. Il contesto temporale limitato impedisce al momento attuale una valutazione dell'evoluzione delle temperature del suolo sul lungo periodo.

I valori più elevati di GFI rispetto al vicino ghiacciaio roccioso Kleinfurka sono spiegabili anche dall'orientazione sud che favorisce un maggior apporto di radiazioni solari a parità di superficie. La temperatura estiva inferiore del laghetto del Blauberg rispetto ai laghetti adiacenti farebbe infine supporre l'esistenza di un corpo ghiacciato sotto il ghiacciaio roccioso: tale corpo potrebbe raffreddare le acque di percolazione che attraversano il Blauberg. A questo proposito sarebbe interessante, magari in futuro, effettuare una prova di tracciamento per confermare questa percolazione e determinare quindi indirettamente la presenza del permafrost (v. parte V). Anche in questo sito le velocità misurate tramite DGPS hanno confermato l'estensione spaziale dei poligoni InSAR e in parte anche la magnitudine dei loro movimenti, pur considerando i limiti della tecnica (v. fig. 4.16-D e fig. 4.18-A).

4.3. GR 26: GÜTSCH, REGIONE GOTTARDO, ANDERMATT (UR)

4.3.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Il ghiacciaio roccioso Gütsch, che prende il nome dalla omonima zona in cui si trova, è localizzato sul versante idrografico destro della Valle della Reuss, a circa 2.5 km in linea d'aria sopra il comune di Göschenen (v. allegato 4.2-C). Il ghiacciaio roccioso Gütsch, che presenta un'orientazione nord, si trova sotto lo Stöckli (2483 m slm), ma l'accesso al ghiacciaio roccioso si compie dal versante opposto, partendo da Andermatt, percorrendo la strada del passo dell'Oberalp e infine una stradina laterale sterrata che porta fino in zona Gütsch ad un altitudine di 2320 m slm. Qui si trovano tra l'altro la stazione di riferimento di Meteo Svizzera di Gütsch (usata per i dati climatici per la Regione Gottardo) e un parco eolico composto da 4 grandi generatori eolici posti appena sopra il ghiacciaio roccioso. Dopo aver lasciato l'auto e aver piazzato la base di referenza GPS (690115/167952) a un'altitudine di 2321 m slm, si scende comodamente sul ghiacciaio roccioso in appena 10 min.
Di tutti i siti monitorati, il ghiacciaio roccioso del Gütsch è quello che si trova alla altitudine più bassa: il suo fronte superiore attivo si trova infatti a soli 2180 m slm, mentre le sue radici a 2300 m slm. A dire il vero il Gütsch è un ghiacciaio roccioso polimorfico, composto da un corpo inattivo di circa 500 m di lunghezza con un fronte inferire che scende fino a 2080 m slm di altitudine e da un secondo corpo attivo sovrapposto di 250 m di lunghezza per 150 di larghezza (fig. 4.21-B).

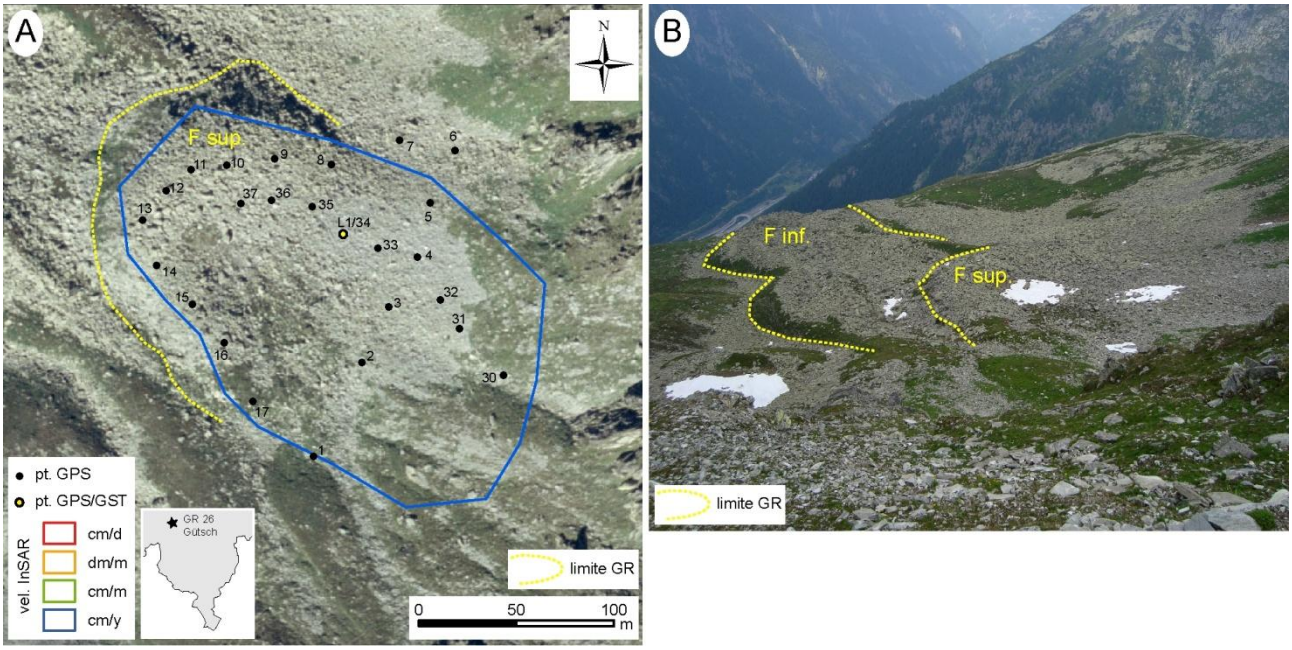


Fig. 4.21: (A) localizzazione dei punti di misura GPS e GST e poligono di movimento InSAR del ghiacciaio roccioso Gütsch (Gü), F sup. = fronte superiore attivo. (B) Gü visto da monte: si notino i due fronti, inferiore (F inf.) e superiore (F sup.): una forma evidente di polimorfismo.

Il grado di attività del Gütsch è stato determinato mediante InSAR, tecnica che ha permesso di evidenziare delle velocità dell'ordine di cm/a, permettendo di effettuare il monitoraggio termico e cinematico, unicamente sul corpo attivo del Gütsch (fig. 4-21-A). Il corpo inattivo presenta le tipiche caratteristiche dei ghiacciai rocciosi inattivi, come la presenza di vegetazione sul fronte e molti licheni sui blocchi di superficie. Il corpo attivo superiore presenta pure numerosi licheni sui suoi blocchi, a testimoniare il suo basso grado d'attività. I blocchi possono raggiungere delle grandi dimensioni (2-5 m) e sono formati da graniti e sieniti appartenenti al massiccio dell'Aar, unità tettonica che interessa tutta la zona di Gütsch. Sul corpo attivo di questo ghiacciaio roccioso sono presenti numerose depressioni, specialmente in prossimità del fronte. In passato questa zona è stata teatro di esercitazioni militari che hanno purtroppo lasciato molti rifiuti (filo spinato, pezzi di granate e legname) tra i blocchi del ghiacciaio roccioso. Al termine della PEG nella zona non erano presenti ghiacciai.

Il corpo del ghiacciaio roccioso poggia su una superficie poco inclinata, quasi orizzontale sotto il fronte superiore attivo (che ha una pendenza di 30-35°) dove sono situati i punti 9, 10, 11, 12, 13, 36 e 37 (fig. 4.21-A). Infatti a monte di questi blocchi si trova una depressione dove fino a inizio estate può restare della neve (fig. 4.21-B). Le radici del Gütsch (punti 2, 3, 4, 32, 31 e 30) sono alimentate dalla falda di detrito che scende dallo Stöckli. Questa falda di detrito è comunque limitata come dimensioni e poco attiva, dato che una copertura vegetale ha preso in parte dimora tra i suoi blocchi, in modo molto evidente a monte del punto 31.

4.3.2. CINEMATICA

A causa degli spostamenti dei punti estremamente bassi, il monitoraggio cinematico è stato eseguito 2 volte nel 2009 e in seguito solamente 1 volta all'anno, anche per minimizzare l'influenza dell'errore dello strumento. Il ghiacciaio roccioso Gütsch presenta infatti un valore di velocità orizzontale di riferimento (*reference value*) di appena 1.8 cm/a sul periodo triennale 2009-2012. I punti sul fronte superiore (9, 10, 11, 12, 13, 36 e 37) sono risultati appena più veloci con un valore di 2.5 cm/a, sempre sullo stesso periodo. I punti 2, 3, 4, 32, 31 e 30 rappresentativi delle radici hanno presentato delle velocità medie 2009-2012 di appena 1 cm/a, a testimonianza della relativa staticità della falda di detrito soprastante. Si tratta del ghiacciaio roccioso più lento tra tutti quelli monitorati per questo lavoro. Indicativamente nel 2009 le velocità estive sono state di 6 cm/a per il valore di riferimento e di 5 cm/a per le velocità orizzontali del fronte.
A scala annuale si può osservare una debolissima tendenza in termini assoluti all'accelerazione delle velocità (dall'estate 2009 all'estate 2012) in particolare per i punti situati sul fronte (fig. 4.22-A), accelerazione più marcata invece in termini relativi anche se in questo caso anche a scala annuale visti i deboli spostamenti in gioco, l'errore dello strumento rende difficile qualsiasi analisi affidabile.

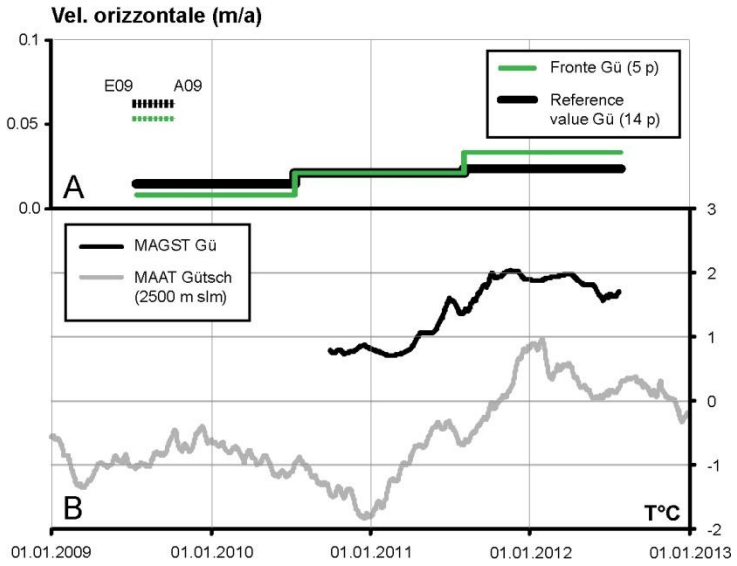


Fig. 4.22:

(A) velocità orizzontali annuali per il periodo estate 2009 (E09) – estate 2012 (E12) del ghiacciaio roccioso Gütsch (Gü). Le linee tratteggiate indicano le velocità (indicative) misurate durante il periodo estivo 2009 (E09-A09). (B) MAGST di Gütsch e MAAT normalizzata 2500m slm della stazione di riferimento Gütsch (2287 m slm).

I valori degli spostamenti sul periodo autunno 2009 – estate 2012 (fig. 4.23-B) evidenziano come gli spostamenti verticali siano estremamente limitati rispetto a quelli orizzontali, ad eccezione per i punti 3,4,32 e 33 situati sulle radici, dove lo sprofondamento è stato più marcato in relazione ai movimenti orizzontali. Bisogna comunque notare come questi punti si siano spostati di circa 20 cm in 3D solamente durante l'estate 2009, influenzando in positivo i valori triennali. I punti situati sul fronte si sono invece sollevati di 1-2 cm. La direzione dei movimenti sul periodo triennale (su un periodo di 1032 giorni, quindi con una minima influenza dell'errore dello strumento), ha evidenziato come gli spostamenti avvengano in modo coerente con la linea di pendio, senza fenomeni di retroflusso (fig. 4.23-A e 4.23-B). La parte destra del corpo del ghiacciaio roccioso è invece risultata quasi ferma.

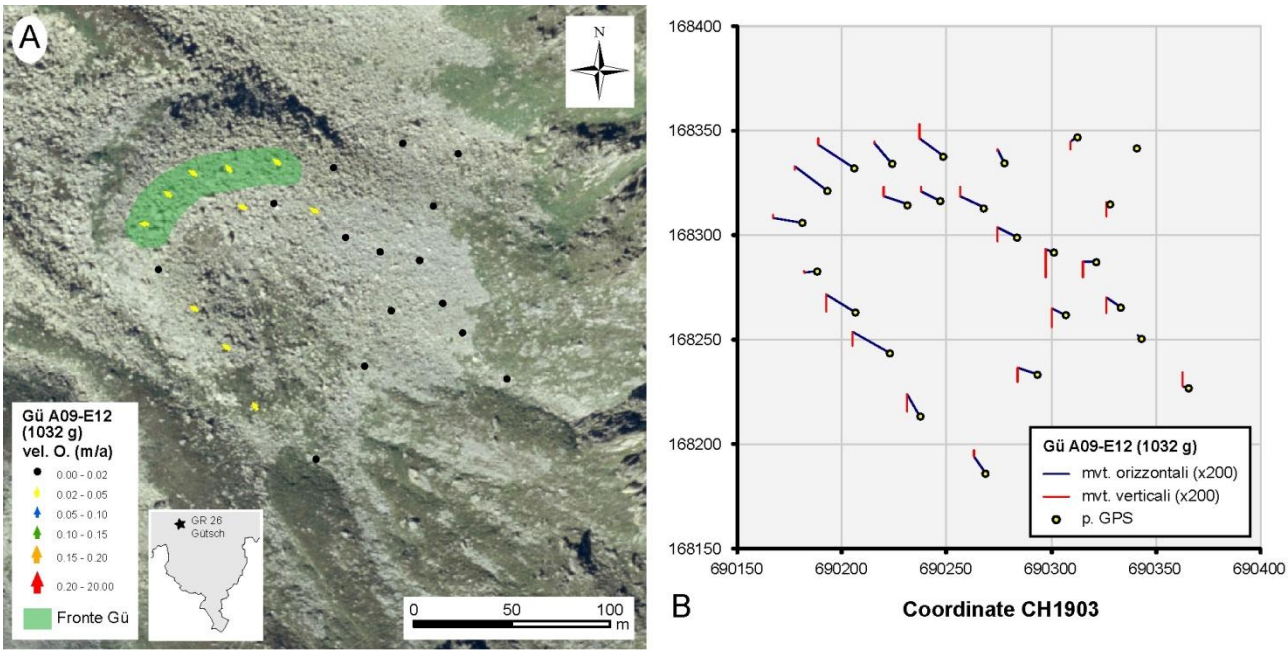
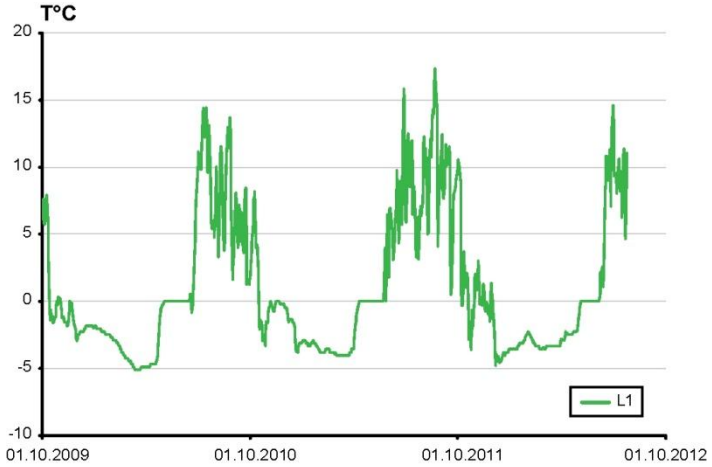


Fig. 4.23: (A) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Gütsch (Gü) per il periodo autunno 2009 (A09) - estate 2012 (E12). (B) movimenti orizzontali e verticali del ghiacciaio roccioso Gütsch (Gü) esagerati di 200 volte (x200) per il periodo autunno 2009 (A09) - estate 2012 (E12).

4.3.3. REGIME TERMICO

Sul ghiacciaio roccioso Gütsch è stato usato un solo punto di monitoraggio termico L1, in corrispondenza del punto 34 che si trova circa a metà del corpo del ghiacciaio roccioso, in una zona poco attiva dal punto di vista cinematico (v. cap. 4.3.2). La fig. 4.24 riassume i valori annuali e medi e l'evoluzione GST di L1 per il periodo 2009-2012. I valori di MAGST si riferiscono solo agli anni idrologici 2009/2010 e 2010/2011.



Parametri termici L1	2009/2010	2010/2011	2011/2012	Media
Zero curtain, inizio (2009/2012)	02.mag	10.apr	04.mag	26.apr
Zero curtain, fine (2009/2012)	16.giu	24.mag	07.giu	05.giu
Zero curtain, durata (giorni) (2009/2012)	44	44	33	40
WEqT (°C) (2009/2012)	-4.88	-3.96	-2.80	-3.88
GFI (∑ gradi-giorno neg.) (2009/2012)	-545	-443	-507	-498
MAGST (°C) (2009/2011)	0.80	1.91	-	1.35

Fig. 4.24:

valori annuali e media pluriannuale dei principali parametri termici del suolo e evoluzione GST (medie giornaliere) di Gütsch (L1) per gli anni idrologici 2009-2012.

La media delle temperature di equilibrio invernale (WEqT) e l'indice di gelo (GFI) per il periodo considerato confermerebbero la presenza del permafrost nel sottosuolo, in particolare una temperatura di WEqT media di -3.88°C sembra non lasciare dubbi a tal proposito (v. Lambiel, 2006 e Delaloye, 2004). Il confronto tra i differenti anni idrologici evidenzia come il 2009/2010 sia stato l'anno mediamente più freddo in base al GFI,

al WEqT e al periodo più tardo di fine della fase di *zero curtain*. Lo scioglimento della neve (inizio fase *zero curtain*) è invece avvenuta nel 2011 quasi un mese in anticipo e terminata circa un mese dopo rispetto agli altri anni. MAGST per il periodo 2009/2010 è risultato di oltre un grado inferiore rispetto all'anno successivo.
Per ciò che concerne l'evoluzione di MAGST (fig. 4.22-B) possiamo osservare come segua con differente ampiezza l'evoluzione di MAAT (con valori normalizzati a 2500 m slm mediante regressione lineare) per la stazione di riferimento Guetsch (2287 m slm), analogamente a quanto osservato per i due ghiacciai rocciosi del Furka visti in precedenza. Le due curve si presentano quasi parallele durante i periodi estivi. Si può osservare un riscaldamento di circa 1°C durante tutto il 2011, il quale presenta però una flessione nel mese di luglio.

4.3.4. COMMENTO DEI RISULTATI

Le velocità orizzontali e verticali del ghiacciaio roccioso di Gütsch si sono rivelate ancora inferiori alle già basse velocità dei ghiacciai rocciosi del Kleinfurka e Blauberg. L'analisi sui movimenti triennali ha messo in evidenza dei movimenti leggermente maggiori dei punti situati al fronte rispetto alla parte centrale e alle radici del ghiacciaio roccioso. In particolare l'assenza di movimenti significativi, combinata con la presenza di una sporadica copertura vegetale alle radici, farebbe pensare che il Gütsch non venga più alimentato a monte con detriti. I fenomeni di sprofondamento evidenziati dai movimenti verticali, misurati sui punti situati alle radici, farebbero pensare anche a una parziale fusione del permafrost sottostante in questa parte del ghiacciaio roccioso. **In pratica il ghiacciaio roccioso si sta lentamente inattivando a monte e fossilizzando a valle, fenomeno che si traduce in un movimento rotazionale evidenziato dal sollevamento dei punti situati al fronte.**
Nella zona centrale e del fronte, i parametri termici avrebbero confermato la presenza di un corpo ghiacciato termicamente stabile sotto la superficie. La stabilità termica del permafrost è confermata anche dall'assenza di fenomeni di retroflusso per il fronte del ghiacciaio roccioso, questo nonostante la topografia e la forma del fronte siano simili al ghiacciaio roccioso del Blauberg, dove invece il retroflusso del fronte è stato chiaramente evidenziato (v. cap. 4.2.4).
L'analisi dei dati termici ha inoltre permesso di osservare come questi ultimi siano influenzati a corto termine dai parametri climatici dei singoli anni. In particolare il 2010 generalmente fresco e il caldo eccezionale del 2011, si sono riscontrati nei parametri di inizio e fine della fusione delle nevi, sul WEqT e sul GFI. Il valore di MAGST del 2011 è invece stato più elevato di quello del 2010, dato che la copertura nevosa nel 2011, a causa del già citato caldo di quell'anno, è stata presente per meno tempo sul terreno (con il suo potere isolante), favorendo un maggiore raffreddamento del suolo specialmente durante la tarda primavera 2011.
Le velocità misurate tramite DGPS hanno confermato l'estensione spaziale dei poligoni InSAR e in parte anche la magnitudine dei movimenti, pur tenendo in debita considerazione i limiti della tecnica InSAR (v. fig. 4.21-A e fig. 4.23-A).

4.4. GR 27: MONTE PROSA NORD, ALPI TICINESI OCCIDENTALI, PASSO DEL GOTTARDO (TI)

4.4.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Il ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord (MPN) si trova a circa 1400 m a NE dall'ospizio del Passo del Gottardo, ma ancora in territorio ticinese (v. allegato 4.2-D). Monte Prosa Nord si trova adagiato sul versante settentrionale del Monte Prosa (2723 m slm) ed è separato solo da una cresta dal Monte Prosa Sud (MPS), che però, nonostante il nome, si trova sul versante nord-occidentale (fig. 4.25-D). L'analisi della carta storica Dufour non ha evidenziato la presenza di ghiacciai o nevai nella zona al termine della PEG. Le radici dei due ghiacciai rocciosi sono distanti solo 200 m e un passaggio in cima alla cresta permette di passare senza problemi e rapidamente da uno all'altro. L'accesso al ghiacciaio roccioso è semplice: si raggiunge il Passo del Gottardo con l'auto, in seguito una strada sterrata porta fino ai 2250 m slm dell'Alpe di Fortünéi. Da questo posto si sale per circa 10 minuti e si piazza sulla cresta che separa Monte Prosa Nord da Monte Prosa Sud la base di referenza del DGPS (686894/158062) a un'altitudine di 2333 m slm. Questo punto funge da referenza per entrambi i ghiacciai rocciosi. Normalmente i due ghiacciai rocciosi vengono monitorati lo stesso giorno dato che dalla base si sale fino al fronte di MPS (in circa 30 minuti): quest'ultimo

viene misurato dal fronte alle radici, si passa quindi alle radici di MPN effettuando la misurazione durante la discesa.
Monte Prosa Nord presenta un corpo di notevoli dimensioni, con 400 m di lunghezza per 170 m di larghezza. Il fronte si trova ad un'altitudine di 2450 m slm. Il corpo del MPN si trova adagiato su una superficie moderatamente inclinata che diventa leggermente più pianeggiante in zona del fronte.

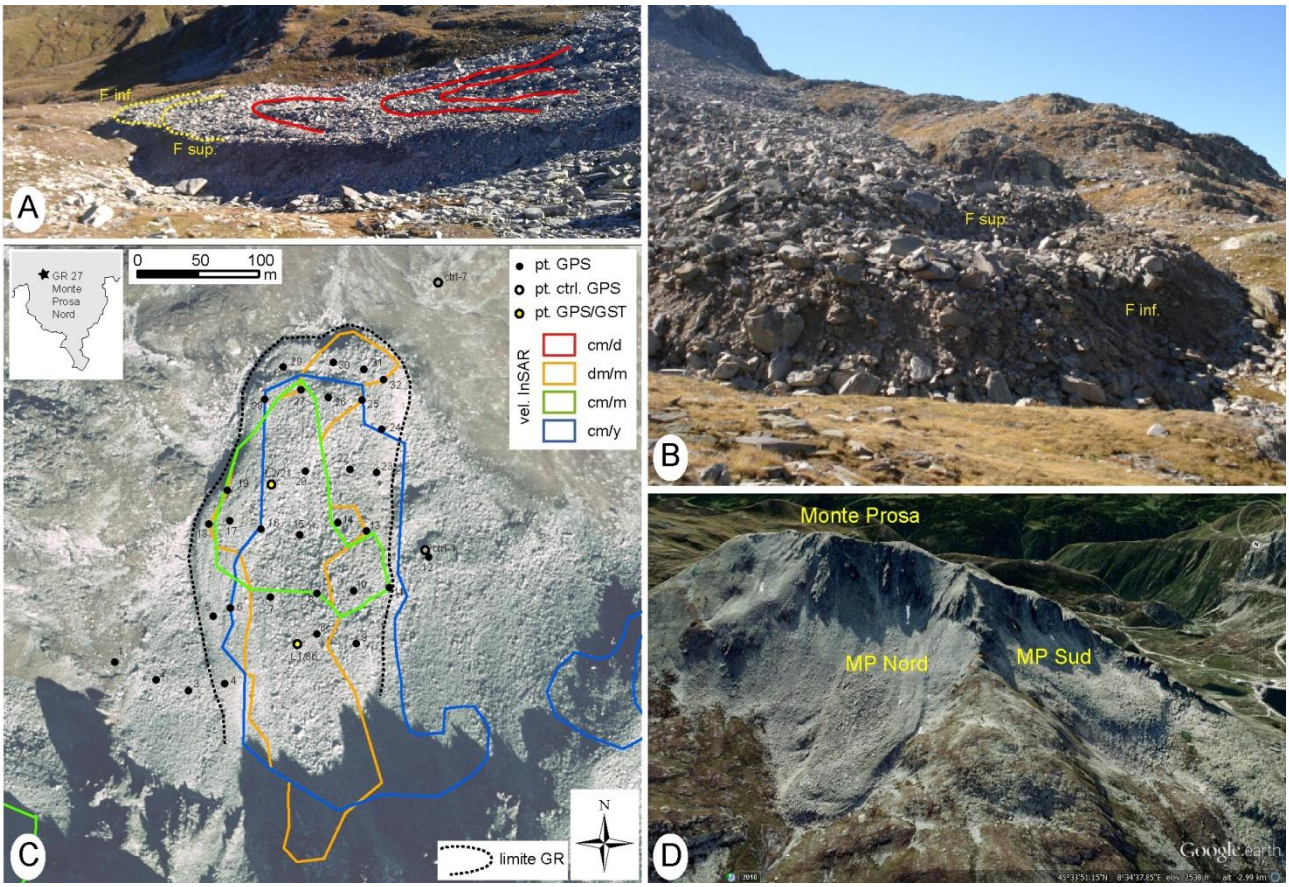


Fig. 4.25: (A) ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord (MPN) visto di lato: si notino il fronte inferiore (F inf.) e il fronte superiore (F sup.) che lo sormonta. Sul corpo di MPN sono presenti numerose rughe di flusso (linee rosse). (B) fronte del MPN: si noti il fronte inferiore (F inf.) sotto il fronte superiore (F sup.) tale da rendere MPN polimorfico. Si osservino anche i grossi blocchi sulla superficie del ghiacciaio roccioso. (C) localizzazione dei punti di misura GPS e GST e poligoni di movimento InSAR. Si notino le differenti zone di velocità InSAR. (D) vista aerea della regione del Monte Prosa con i 2 ghiacciai rocciosi, Monte Prosa Nord situato sul versante settentrionale e Monte Prosa Sud situato sul versante occidentale (www.earth.google.com).

I blocchi che compongono i detriti del MPN si presentano generalmente di notevoli dimensioni, fino a 7-8 m di lunghezza e sono composti da migmatiti, gneiss e micascisti con vene di anfibolite e quarzo, litologie appartenenti al basamento ad alto metamorfismo del massiccio del San Gottardo. Questa unità tettonica comprende tutta la regione del Passo del Gottardo, quindi anche il limitrofo Monte Prosa Sud che però presenta litologie meno scistose. La sua superficie è caratterizzata da numerose rughe di flusso e depressioni, specialmente in centro al ghiacciaio roccioso. Particolare molto interessante è la presenza di due fronti sovrapposti: un fronte inferiore (F inf.) che si trova sotto e un fronte superiore (F sup.) che si trova sopra, circa 30 m arretrato rispetto a F inf. (fig. 4.25-A e 4.25-B), evidenziando così il polimorfismo di MPN. Il fronte inferiore è decisamente spettacolare da osservare da valle, dato che i suoi fianchi poggiano direttamente sul prato sottostante creando un evidente contrasto di forme e colori. La sua forte inclinazione, al limite della pendenza d'equilibrio per terreni sciolti (circa 40°), lascia intravedere la presenza di detriti di piccole dimensioni al di sotto dei grossi blocchi sulla superficie (fig. 4.25-B). Questo fattore, unito all'assenza di licheni sui blocchi, lascia già intuire la sua elevata dinamica. Dal fronte inferiore esce una sorgente che presenta dei valori di temperatura dell'acqua costanti di 0.5°C. Il ghiacciaio roccioso è

alimentato dalle falde di detrito che scendono il Monte Prosa e che presentano segni di elevata attività. Non è raro osservare o udire il rumore dei blocchi che rotolano lungo il pendio.
È interessante inoltre osservare i differenti poligoni InSAR che indicano dei gradi d'attività differenti del corpo del ghiacciaio roccioso, con una parte più veloce al centro (dm/m) e più lenta lungo i fianchi (cm/m e cm/y) (fig. 4.25-C).

4.4.2. CINEMATICA

Il ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord presenta delle velocità orizzontali sul periodo 2009-2012 di 40 cm/a (*reference value*) considerando i punti 7, 8, 10, 14-16, 20-22, 25-27. Si tratta del valore più elevato tra tutti i ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro. Come già evidenziato dalle indagini con gli interferogrammi InSAR, anche il monitoraggio DGPS ha permesso di evidenziare delle zone sul ghiacciaio roccioso, aventi differenti gradi d'attività. La parte più veloce si trova al centro (zona centrale) in corrispondenza dei punti 14, 15, 16, 20, 21 e 22 (fig. 4.27-A), dove si sono misurate delle velocità di quasi 60 cm/a durante il periodo estivo 2009 (fig. 4.26-A). A valle (vicino al fronte, punti 25, 26, 27, 30, 31 e 32) e a monte (punti 7, 8 e 10) si trova una zona (zona mediana) con velocità appena inferiori, mediamente di 30-40 cm/a. In pratica si tratta di una fascia centrale che si estende dal fronte alle radici con l'interposizione del settore più rapido appena descritto. Ai lati, in corrispondenza dei fianchi destro e sinistro e in corrispondenza delle radici (punti 5, 6, 8b, 8c, 9, 11, 13, 17, 18, 19, 23, 24, 28 e 29), troviamo una zona che chiameremo laterale e che presenta velocità ancora più basse, nell'ordine di 20 cm/a.
È interessante osservare come l'andamento delle velocità delle tre zone appena descritte si evolva in modo coordinato durante il periodo 2009-2012: le differenze di velocità generalmente rimangono costanti. Il corpo del ghiacciaio roccioso accelera e rallenta in modo spazialmente uniforme. Comunque queste accelerazioni e questi rallentamenti sono poco marcati poiché le variazioni di velocità stagionali sono minime e quantificabili in valori superiori del 10-20% circa durante i periodi estivi, ad eccezione dell'estate 2010 dove la variazione non solo non si è misurata, ma per la zona centrale si è addirittura misurato un valore più basso rispetto al periodo invernale 2009-2010.

Periodo	A09-A10			A10-A11			A11-A12		
Velocità	Or.	Vert.	Tot.	Or.	Vert.	Tot.	Or.	Vert.	Tot.
Zona centrale MPN (6 p)	0.44	-0.18	0.48	0.48	-0.17	0.51	0.52	-0.22	0.57
Zona mediana MPN (9 p)	0.31	-0.13	0.34	0.33	-0.11	0.36	0.38	-0.16	0.42
Zona laterale MPN (14 p)	0.18	-0.08	0.20	0.19	-0.07	0.20	0.21	-0.13	0.25
***Reference value* Monte Prosa Nord (15 p)**	0.36	-0.15	0.40	0.39	-0.14	0.42	0.44	-0.18	0.48

Tab. 4.5: valori di velocità (orizzontale, verticale e totale) annuali di Monte Prosa Nord dall'autunno 2009 (A09) all'autunno 2012 (A12).

Considerando i valori elevati di spostamento in gioco, anche sui periodi estivi il margine d'errore dello strumento influisce poco: possiamo considerare quindi questi dati assolutamente affidabili. Per ciò che concerne le variazioni annuali calcolate in base alla campagne autunnali (tab. 4.5), Monte Prosa Nord sembra accelerare leggermente: il primo anno il ghiacciaio roccioso presentava una velocità di referenza (*reference value*) di 36 cm/a, il secondo anno di 0.39 cm/a e il terzo anno di 0.44 cm/a. L'incremento annuo è stato del 10% circa. Anche i dati relativi alla zona centrale, mediana e laterale, mostrano questa leggera accelerazione. Le velocità verticali subiscono invece un leggero rallentamento il secondo anno (A10-A11) e un'accelerazione il terzo (A11-A12). Questa tendenza a una leggera accelerazione è invece più difficilmente osservabile guardando l'evoluzione delle velocità stagionali (fig. 4.26-A), a causa della presenza di valori estivi a volte poco coerenti tra loro (v. estate 2010).
I movimenti verticali di Monte Prosa Nord sul triennio 2009-2012 (fig. 4.27-B) si presentano invece estremamente coerenti con i movimenti orizzontali: la loro ampiezza è direttamente proporzionale all'ampiezza dei movimenti orizzontali, ad eccezione dei punti situati alle radici che mostrano invece dei movimenti verticali relativamente più importanti. Questa eccezione può essere spiegata da una ragione topografica: la zona delle radici si presenta più inclinata rispetto alle zone più a valle e quindi favorisce dei movimenti verticali più ampi.

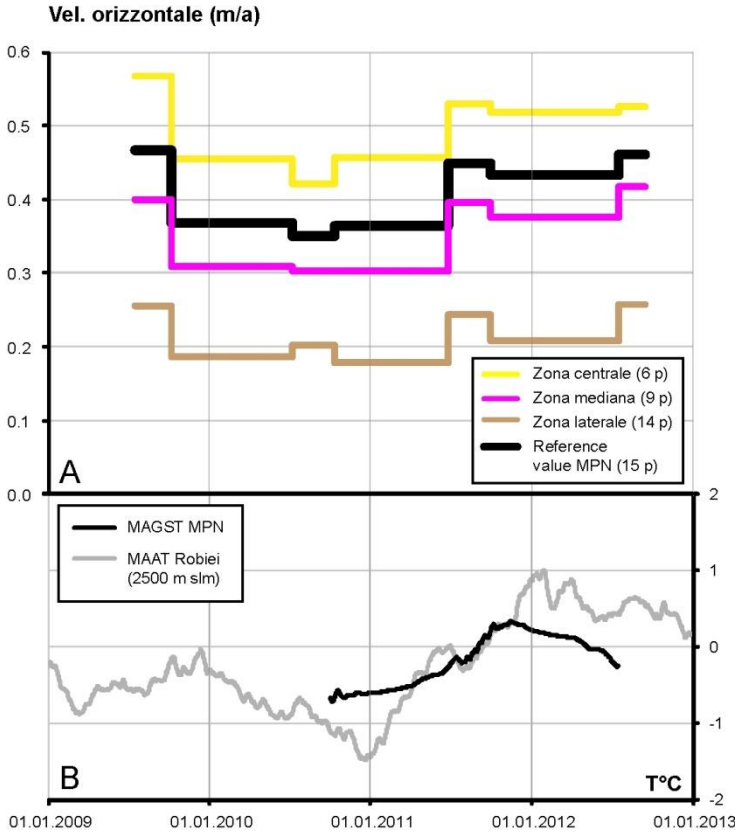


Fig. 4.26:

(A) velocità orizzontali stagionali per il periodo estate 2009 (E09) – aurtunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord (MPN). (B) MAGST di Monte Prosa Nord e MAAT normalizzata 2500m slm della stazione di riferimento Robièi (1894 m slm).

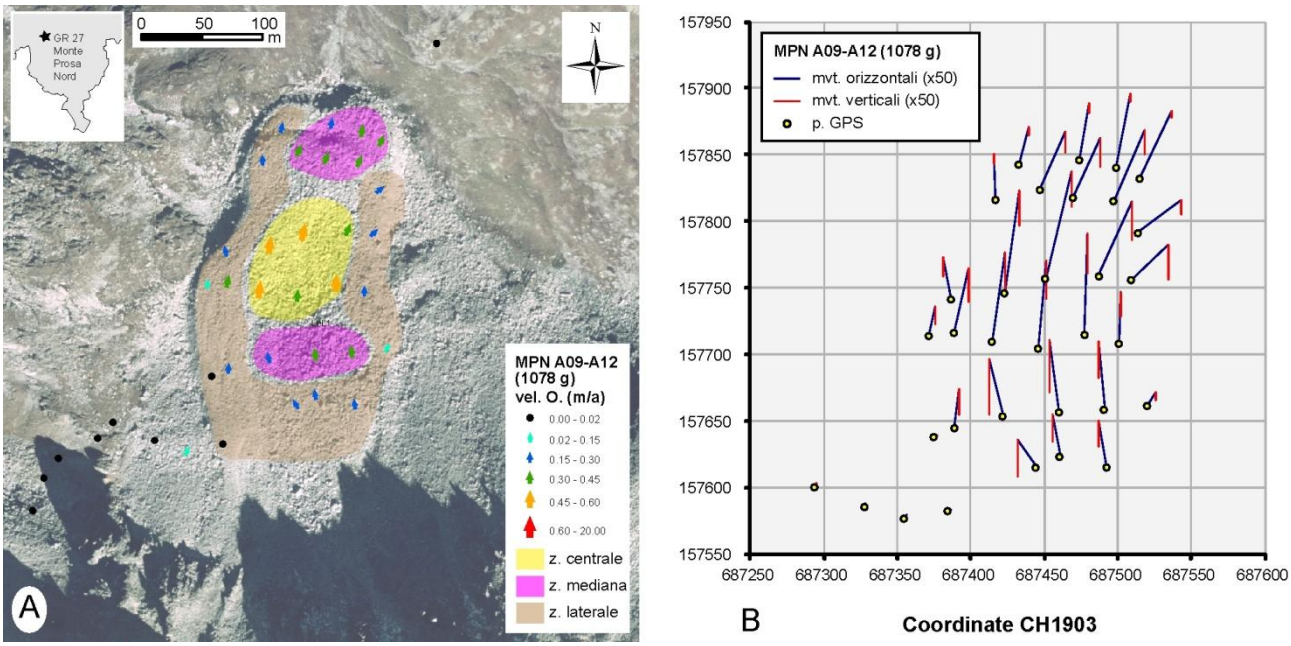


Fig. 4.27: (A) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord (MPN) per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12). (B) movimenti orizzontali e verticali del ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord (MPN) esagerati di 50 volte (x50) per lo stesso periodo.

I movimenti verticali di Monte Prosa Nord mantengono questa coerenza con i movimenti orizzontali anche in un contesto annuale; se si analizzano a livello stagionale si osserva invece come le velocità verticali in estate siano superiori, in particolare durante l'estate 2011, dove le velocità verticali sono state più elevate degli altri periodi estivi, con un valore di riferimento medio (*reference value*) di -32 cm/a. Analogamente alle velocità orizzontali, anche le velocità verticali rispettano la gerarchia di magnitudine tra le tre zone del ghiacciaio roccioso, con valori di sprofondamento più elevati per la zona centrale, seguita dalla zona

mediana e dalla zona laterale. In conclusione si può affermare che le variazioni stagionali delle velocità orizzontali non sono state particolarmente importanti, mentre le variazioni stagionali delle velocità verticali sono state più evidenti, con delle differenze tra le velocità estive ed invernali quantificabili in circa un 50% a favore dei periodi estivi. A questa regola fa però eccezione il valore estivo del 2010 che, analogamente alle velocità orizzontali, è in linea con i valori invernali precedente e successivo (fig. 4.28-A). Questo particolare comportamento di Monte Prosa Nord è meglio rappresentato dalla fig. 4.28-B che evidenzia l'inclinazione dello spostamento stagionale per i punti di referenza.
Per concludere possiamo osservare come a Monte Prosa Nord non sono presenti fenomeni di retroflusso, dato che le direzioni di movimento dei blocchi seguono la linea del pendio.

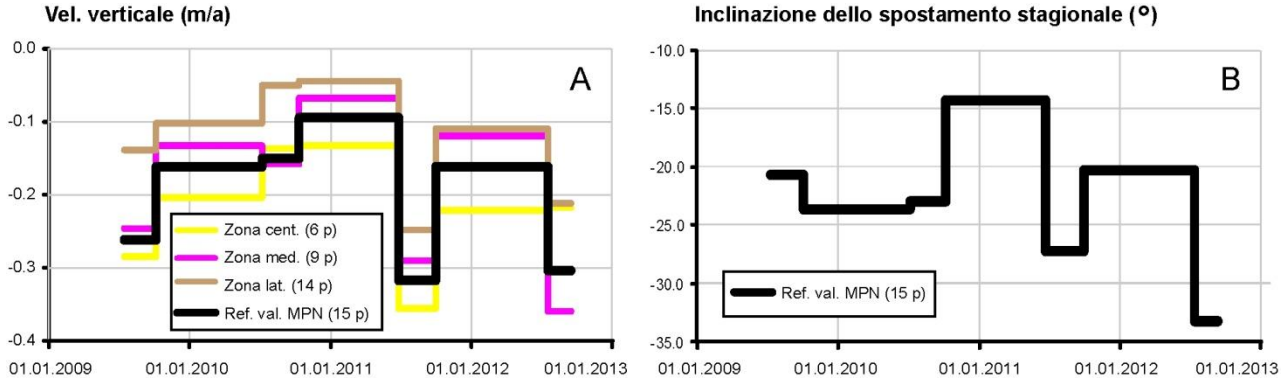


Fig. 4.28: velocità verticali stagionali (A) e inclinazione dello spostamento stagionale (B) per il periodo estate 2009 (E09) – aurtunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord (MPN). Si notino i più elevati valori dei periodi estivi a eccezione dell'estate 2010 dove non si è verificata alcuna variazione stagionale.

4.4.3. REGIME TERMICO

Sul ghiacciaio roccioso sono stati scelti 2 punti di monitoraggio termico GSTM: L1 in corrispondenza del punto GPS 8b situato in zona radici e L2 più a valle, in corrispondenza del punto GPS 21, circa 110 m a monte del fronte (fig. 4.25-C). La fig. 4.29-A riassume le medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Monte Prosa Nord (L1,L2) per il periodo idrologico 2009-2012. Il valore di MAGST si riferisce solo all'anno idrologico 2010-2011.

Parametri termici	Media L1	Media L2	Media GR
Zero curtain, inizio (2009/2012)	26.mag	12.mag	19.mag
Zero curtain, fine (2009/2012)	04.lug	09.giu	22.giu
Zero curtain, durata (giorni) (2009/2012)	40	28	34
WEqT (°C) (2009/2012)	-2.58	-2.51	-2.55
GFI (∑ gradi-giorno neg.) (2009/2012)	-584.90	-593.12	-589.01
MAGST (°C) (2010/2011)	-0.01	0.46	0.23

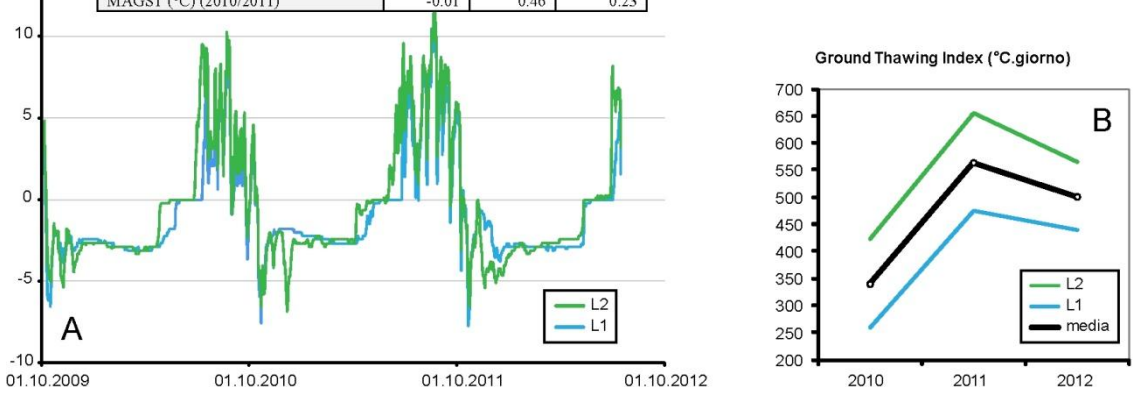


Fig. 4.29: (A) medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Monte Prosa Nord (L1, L2) per gli anni idrologici 2009-2012. (B) somma dei gradi-giorno positivi (GTI – *Ground Thawing Index)* 2010-2012 di Monte Prosa Nord (L1, L2).

Le curve di L1 e L2 sono abbastanza simili e presentano i valori dei parametri termici quasi identici. Solamente l'inizio e la fine dello *zero curtain* sembrano leggermente anticipati, con una durata più corta del periodo per il punto più a valle L2. La temperatura di equilibrio invernale (WEqT) si attesta sui -2.55°C, valore che dovrebbe rappresentare la conferma della presenza del permafrost nel sottosuolo (Lambiel, 2006). Il valore di MAGST leggermente superiore di L2 è invece causato dalle maggiori temperature estive misurate nel punto GPS 21, mentre durante la presenza della copertura nevosa i valori sono praticamente identici a L1. La fig. 4.29-B mostra invece l'evoluzione dal 2010 al 2011 dell'indice GTI (*Ground Thawing Index)* che rappresenta la somma dei gradi-giorno positivi di Monte Prosa Nord (L1, L2) in pratica le condizioni di temperatura estive della superficie del suolo. Si può notare come i valori del 2011 e 2012 siano nettamente superiori a quelli del 2010 per entrambi i data-logger.
Come mostra la fig. 4.26-B l'andamento di MAGST è meno irregolare dei valori visti per i ghiacciai precedenti, ma evidenzia un riscaldamento di quasi un grado durante tutto il 2011. Anche qui, durante il mese di luglio 2011, si registra un leggero calo, visibile anche dalla temperatura di MAAT (con valori normalizzati a 2500 m slm) per la stazione di riferimento Robièi (1894 m slm). Dall'autunno 2011 all'estate 2013 il valore di MAGST è calato di circa 0.5°C. Le temperature del suolo seguono quasi parallelamente l'andamento della temperatura dell'aria, specialmente durante i periodi estivi.

4.4.4. VALUTAZIONE METODOLOGICA DELLE VELOCITÀ OTTENUTE CON DGPS E INSAR

Il corpo del ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord presenta, come appena visto, almeno 3 zone di differente magnitudine di velocità orizzontali misurate con DGPS: la zona centrale, mediana e laterale, in ordine decrescente (cap. 4.4.2). 3 differenti zone di velocità sono emerse anche dall'analisi InSAR, (v. parte II, cap. 4.4) e di conseguenza si è deciso di effettuare un confronto qualitativo e quantitativo tra queste due tecniche di monitoraggio. Va tenuto in considerazione come le due tecniche di monitoraggio presentano differenti caratteristiche e limiti metodologici. A livello qualitativo dei risultati, in ambiente di alta montagna le principali differenze tra i due metodi non sono particolarmente importanti, se non per la caratteristica che gli interferogrammi InSAR con risoluzione temporale mensile sono relativi unicamente ai movimenti estivi.

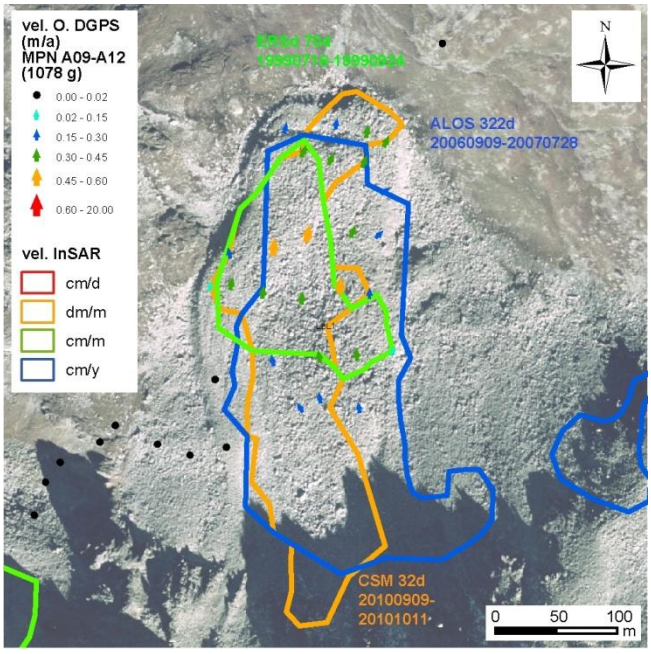


Fig. 4.30:

confronto velocità InSAR ottenute con interferogrammi COSMO-SkyMed (CSM, 32d, X-band) ALOS-PALSAR (ALOS, 46d, L-band) e ERS con orbita discendente (ERSd, 70d, C-band), con le velocità orizzontali DGPS sul periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12). Dopo il codice dell'interferogramma sono riportati la risoluzione temporale (d=giorni) e il periodo (aaaammgg-aaaammgg).

La scelta di scegliere Monte Prosa Nord per questo confronto è stata facilitata dal fatto che questo ghiacciaio roccioso non presenta importanti variazioni di velocità stagionali. A livello quantitativo, DGPS offre delle misure precise con un margine d'errore massimo di 2 cm/a, mentre InSAR ci fornisce esclusivamente valori indicativi a classi di velocità (v. parte II, cap. 3). Questo limite metodologico deriva dalla constatazione che lo spostamento interferometrico avviene lungo la linea di visione del satellite, non necessariamente parallelo alla superficie. L'orientazione e la pendenza specifiche del ghiacciaio roccioso possono potenzialmente produrre differenti classi di velocità di corpi con uguale velocità effettiva. DGPS misura invece le velocità in

3 dimensioni. Inoltre i periodi di monitoraggio InSAR e DGPS non sempre erano coincidenti, ma esperienze di monitoraggio a scala decennale (Scapozza *et al.*, 2014; Kellerer-Pirklbauer & Kaufmann, 2012; Wahrahftig & Cox, 1959) hanno mostrato delle variazioni limitate negli ultimi decenni per le velocità orizzontali.
Il confronto (fig. 4.30) ha evidenziato con entrambe le tecniche come non sempre le zone di velocità dei due metodi corrispondano perfettamente. La zona centrale DGPS che presenta velocità orizzontali di 60 cm/a (5 cm/mese) è stata determinata con InSAR da un poligono della classe cm/mese, mentre le fasce laterali del ghiacciaio roccioso che presentano velocità di 20 cm/a (1.6 cm/mese) sono state misurate da InSAR con la classe cm/a. InSAR ha invece misurato una fascia mediana veloce (ordine di velocità di dm/mese) che non ha trovato l'estensione spaziale corrispondente con DGPS. Da un punto di vista qualitativo possiamo invece osservare come i poligoni InSAR ricoprano quasi perfettamente i punti che si muovono GPS.
Possiamo quindi concludere come qualitativamente le due tecniche abbiano fornito risultati comparabili, ma per un confronto quantitativo esse non permettano un confronto quantitativo affidabile a causa della particolare geometria d'acquisizione dei movimenti da parte del satellite e della sua bassa risoluzione spaziale (10 m per CSM e 25 m per ALOS e ERSd). I risultati InSAR devono essere considerati esclusivamente come indicativi della magnitudine delle velocità di un ghiacciaio roccioso.

4.4.5. COMMENTO DEI RISULTATI

Sulla base dei risultati del monitoraggio cinematico, Monte Prosa Nord ha evidenziato le velocità orizzontali più elevate tra tutti i ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro. La superficie del corpo del ghiacciaio roccioso presenta tre zone con differente magnitudine delle velocità, con le velocità inferiori sui lati e quelle maggiori nella zona mediana e ancora di più al centro. Questa distribuzione delle velocità potrebbe essere causata dall'attrito del materiale sciolto con il terreno sottostante, in modo analogo a quanto si produce nei fiumi a causa dell'attrito con gli argini e sul fondo o nei ghiacciai montani con l'attrito con i versanti delle valli in cui sono contenuti. La presenza di una parte centrale più veloce rispetto alla parte frontale potrebbe inoltre spiegare la presenza dei due fronti sovrapposti: il fronte superiore scivola sul fronte inferiore spinto dalla maggiore velocità della zona centrale, producendo un piano di taglio parallelo al terreno, analogamente a quanto scoperto da Buchli *et al.* (2013) con una perforazione sul ghiacciaio roccioso di Furggwanghorn.
La principale caratteristica di Monte Prosa Nord è comunque di presentare delle deboli variazioni stagionali di velocità orizzontali, addirittura nulle nel 2010. La spiegazione potrebbe essere nella elevata capacità di drenaggio dell'acquifero contenuto nel ghiacciaio roccioso che scaricherebbe in un tempo rapido la massa d'acqua che si accumula all'interno del ghiacciaio roccioso stesso durante il periodo della fusione delle nevi in primavera, analogamente a quanto misurato con i tracciamenti sul ghiacciaio roccioso di Tsavolire rispetto a Becs de Bosson (v. parte V). Verrebbe così a mancare la componente idrologica responsabile delle accelerazioni primaverili. La variazione delle velocità stagionali verticali è invece più marcata ma si deve considerare che le velocità verticali possono anche essere influenzate dallo scioglimento del ghiaccio sedimentario durante l'estate. A questo proposito si è osservato come le calde estati del 2011 e del 2012 abbiano prodotto un sensibile aumento dei valori GTI del suolo rispetto all'estate precedente (fig. 4.29-B) e di conseguenza delle velocità verticali estive nettamente maggiori rispetto ai valori del 2010, dove l'estate è stata più fredda della norma. Se si analizzano invece la distribuzione dei movimenti verticali, si nota come questi siano quasi direttamente proporzionali con i movimenti orizzontali, facendo quindi escludere che delle parti del ghiacciaio roccioso fondano più o meno velocemente di altre, come invece osservato sulla morena laterale a Kleinfurka (v. cap. 4.1). I maggiori movimenti orizzontali della parte alta di Monte Prosa Nord rispetto ai movimenti verticali del fronte, sono probabilmente da imputare alla maggiore pendenza del versante che produce un maggiore abbassamento altimetrico a parità di movimento orizzontale.
I dati termici per il periodo monitorato sembrano indicare con buona probabilità la presenza del permafrost all'interno del ghiacciaio roccioso nei punti L1 e L2. Le lievi differenze dei periodi di scioglimento della neve tra L1 e L2 sono forse da imputare alle differenti condizioni topoclimatiche a scala dell'oggetto. La presenza del permafrost è confermata anche dalle misure di temperatura delle acque della sorgente frontale di Monte Prosa Nord che presenta valori estivi molto vicini allo zero.
Le curve di MAGST e MAAT anche in questo sito delle Alpi Ticinesi Occidentali sono influenzate anche dalle condizioni climatiche. Il grande caldo del 2011 avuto dalla primavera alla fine di quell'anno, ha fatto aumentare le temperature medie del suolo di quasi 1°C, analogamente a quanto misurato sui siti precedenti

della Regione Gottardo. Il brutto tempo registrato in luglio 2011 ha provocato una contemporanea flessione di MAAT e in misura limitata, con un ritardo di qualche settimana, le temperature del suolo a causa dell'inerzia termica del terreno. Il raffreddamento di MAGST in novembre e dicembre 2011 è stato facilitato dall'assenza della copertura nevosa in montagna durante questi mesi. Il riscaldamento generalizzato di MAAT dalla fine del 2010 all'inizio del 2012 potrebbe avere provocato la debole accelerazione delle velocità annuali orizzontali, quantificata in un guadagno del 15-20% a seconda della zona di riferimento.
Per concludere, le particolari caratteristiche dinamiche di questo ghiacciaio roccioso hanno permesso un proficuo confronto tra i risultati delle tecniche di misura InSAR e DGPS, evidenziando in modo ancora più attendibile, la corrispondenza qualitativa ma solo in parte quantitativa, dei risultati forniti dai due metodi.

4.5. GR 28: MONTE PROSA SUD, ALPI TICINESI OCCIDENTALI, PASSO DEL GOTTARDO (TI)

4.5.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Come il limitrofo Monte Prosa Nord, il ghiacciaio roccioso Monte Prosa Sud (MPS) si trova a circa 1200 m a NE dall'ospizio del San Gottardo sul passo del Gottardo, ma ancora in territorio ticinese (v. allegato 4.2-D). Questo ghiacciaio roccioso si trova sul versante nord-occidentale del Monte Prosa nella valletta denominata Ooi della Cassinetta (fig. 4.31-B). L'accesso, la sequenza di rilevamento dei punti e il punto base sono i medesimi del Monte Prosa Nord (v. cap. 4.4.1).
Rispetto al Monte Prosa Nord questo ghiacciaio roccioso è più piccolo, con una lunghezza di 280 m e una larghezza di 150 m. Il fronte inclinato di circa 40° si trova a un'altitudine di 2440 m slm, praticamente la stessa di Monte Prosa Nord. **Nonostante il nome comprenda il termine Sud, il corpo si trova su un pendio NO in contropendenza N**, leggermente meno inclinato del pendio di MPN, soprattutto nella parte frontale. Non sono presenti sorgenti al fronte di MPS, contrariamente invece a MPN.

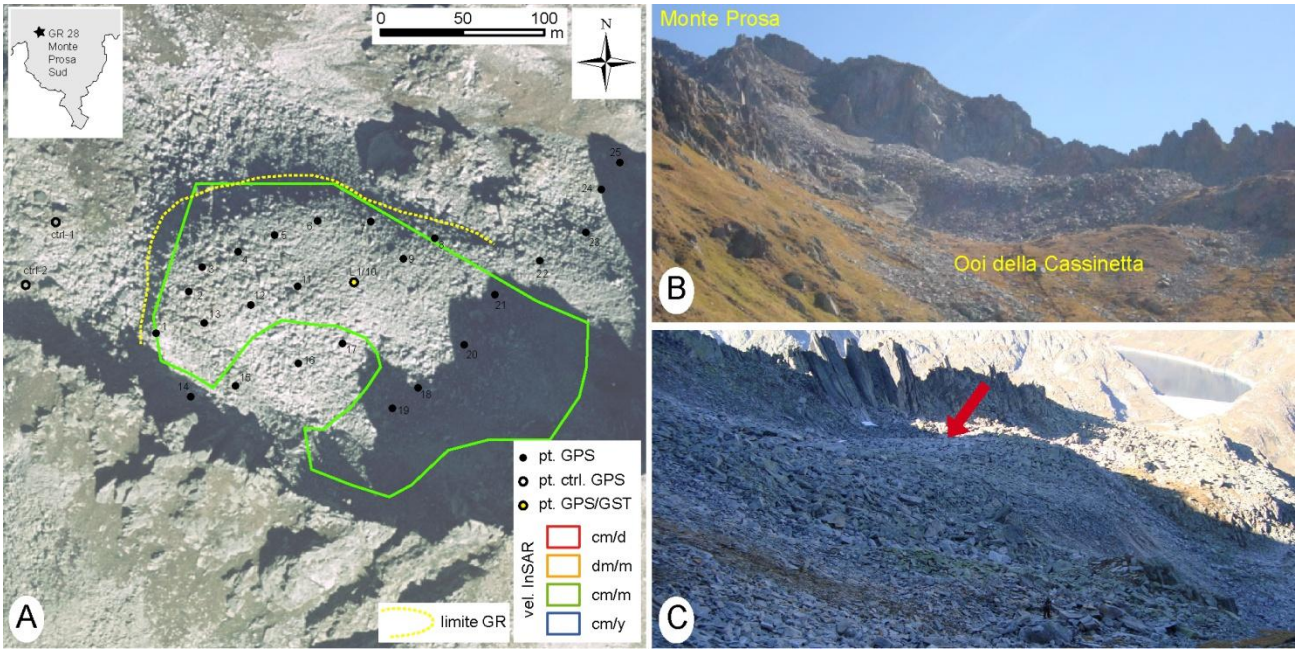


Fig. 4.31: (A) localizzazione dei punti di misura GPS e GST e poligoni di movimento InSAR di Monte Prosa Sud (MPS). (B) MPS visto dal punto base: si distingue chiaramente il fronte. (C) MPS visto da monte: la freccia rossa indica la zona dove si trovano i grandi blocchi situati direttamente ai piedi delle pareti rocciose.

La particolarità di questo ghiacciaio roccioso è però data dalla enorme dimensione dei suoi blocchi, in particolare nella zona sinistra del fronte appena sotto le pareti rocciose (fig. 4.31-C). Questi blocchi possono raggiungere dimensioni anche di 15-20 m di diametro e a causa delle loro dimensioni rendono il loro attraversamento difficoltoso e pericoloso, specialmente in caso di fondo sdrucciolevole. Di tutti i ghiacciai rocciosi monitorati, Monte Prosa Sud è quello che presenta la più grande granulometria. Tuttavia andando più a monte i blocchi tendono a diminuire di taglia. Questi blocchi sono composti da granito e gneiss

occhiadini del massiccio del San Gottardo. Rispetto al Monte Prosa Nord le rocce del MPS non presentano quasi scistosità e di conseguenza sono più compatte e meno spigolose, presentando una forma più arrotondata.
Data la grande dimensione dei blocchi è difficile individuare sulla superficie del ghiacciaio roccioso le tipiche microforme come le depressioni e le rughe di flusso. Il fronte si presenta molto esteso e lascia intravedere lo spessore del materiale sciolto che compone il ghiacciaio roccioso (fig. 4.31-B) che può essere stimato in 20-30 m. Come a MPN, anche a MPS i blocchi più grandi si trovano sulla sommità del fronte. I blocchi si presentano privi di licheni, ad eccezione delle radici, alimentate dalle soprastanti pareti rocciose. Queste pareti rocciose presentano numerose faglie e diaclasi distanziate di 10-20 m e producono detriti della stessa dimensione. Le falde di detrito di piccola granulometria sono molto limitate, se non assenti, sulla parte sinistra del ghiacciaio roccioso.
L'analisi InSAR ha prodotto per questo ghiacciaio roccioso un solo poligono di movimento (fig. 4.31-A) con velocità dell'ordine di cm/m, quindi tendenzialmente più lento del MPN. Inoltre dagli interferogrammi InSAR sembrerebbe che i movimenti siano spazialmente più uniformi che MPN.
È stato molto interessante studiare la cinematica e i parametri termici di MPN e MPS: essendo praticamente adiacenti sottostanno alle stesse condizioni morfoclimatiche. Le uniche differenze riguardano l'orientazione dei ghiacciai rocciosi, la litologia e la differente spaziatura neotettonica delle diaclasi delle pareti rocciose che alimentano le radici.

4.5.2. CINEMATICA

Rispetto al limitrofo Monte Prosa Nord, Monte Prosa Sud presenta delle velocità orizzontali sul periodo 2009-2012 di 10 cm/a (*reference value*), valore 4 volte inferiore, ma che permette ancora un'analisi dei dati stagionali affidabile.

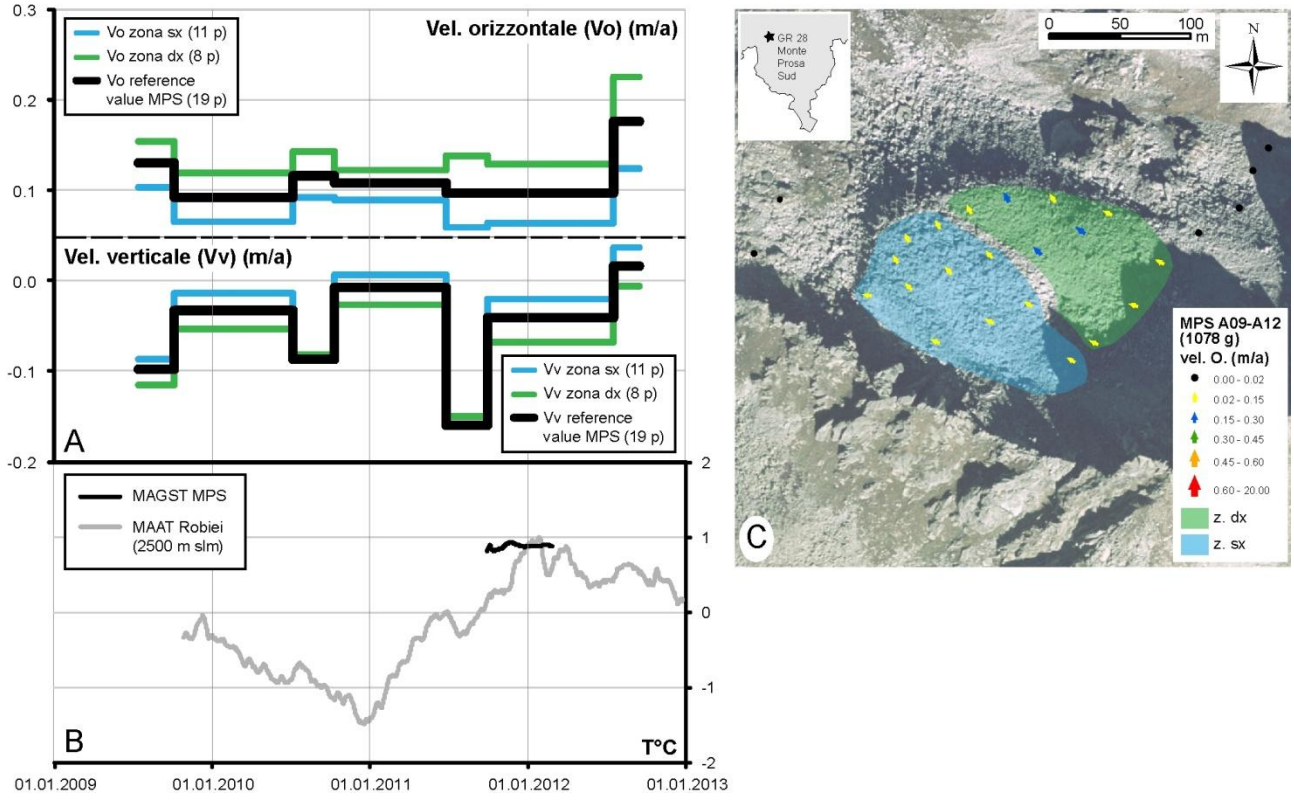


Fig. 4.32: (A) velocità orizzontali e verticali stagionali per il periodo estate 2009 (E09) – autunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Monte Prosa Sud (MPS). (B) MAGST di Monte Prosa Sud e MAAT normalizzata 2500m slm della stazione di riferimento Robièi (1894 m slm). (C) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Monte Prosa Sud (MPS) per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12).

Il monitoraggio DGPS ha evidenziato una maggiore dinamicità delle velocità orizzontali e verticali della zona destra rispetto alla zona sinistra (fig. 4.32-A). La zona destra comprende i punti 5-10, 18 e 20-21 e corrisponde al lato destro secondo la direzione di scorrimento NO del ghiacciaio roccioso, mentre la zona sinistra comprende i punti 1-4, 11-13, 15-17 e 19 situati più a monte della zona destra anche a causa della già citata contropendenza (fig. 4.32-C). I punti 22-25 praticamente non sono stati considerati, dato che si trovano su una falda di detrito laterale al ghiacciaio e non hanno mostrato alcun tipo d'attività. Le differenze delle velocità orizzontali tra queste due zone sono quantificabili in circa il 50%, ma possono variare a seconda del periodo. Analogamente a MPN anche MPS presenta delle irregolari e minime variazioni di velocità stagionali, fatta eccezione per l'estate 2012 che ha segnato una decisa accelerazione e valori sopra la norma triennale. In particolare le estati 2010 e 2011 hanno non hanno fatto segnare alcun tipo di variazione rispetto ai rispettivi periodi invernali precedenti e successivi.
Come MPN, anche questo ghiacciaio roccioso presenta delle variazioni stagionali importanti per le velocità verticali (fig. 4.32-A). Premesso che la magnitudine delle due zone destra e sinistra delle velocità verticali è proporzionale alle velocità orizzontali, le variazioni stagionali sono state importanti con valori superiori al 300% rispetto a quelle orizzontali. In particolare le massime velocità verticali si sono misurate durante l'estate 2011, con valori di -0.16 m/a per tutto il corpo del ghiacciaio roccioso. L'estate 2012 ha invece segnato un rallentamento delle velocità verticali, con dei valori prossimi allo zero, il che significa che non si è verificato sprofondamento durante quel periodo. Interessante è constatare come invece le velocità orizzontali abbiano fatto segnare dei record, con valori di 23 cm/a per la zona destra.
Per concludere possiamo osservare come a Monte Prosa Sud non sono presenti fenomeni di retroflusso, anche perché le direzioni di movimento dei blocchi seguono la linea del pendio. Questa coerenza di direzione dei punti ci conferma la minima influenza dell'errore dello strumento sui rilevamenti, nonostante le medio-basse velocità in gioco.

4.5.3. REGIME TERMICO

Il monitoraggio termico di Monte Prosa Sud si è svolto solo parzialmente, dato che è iniziato solo nell'autunno 2010 per mancanza di data-logger, praticamente un anno dopo degli altri siti. Inoltre i dati del 2012 sono incompleti e terminano il 28 febbraio, poiché la batteria del data-logger si è scaricata in modo anomalo, provocando lo spegnimento dello strumento. Di conseguenza la curva di MAGST si limita a 5 mesi da ottobre 2011 a febbraio 2012 (fig. 4.32-B). Con una finestra temporale così breve è impossibile una qualsiasi analisi dei risultati dell'evoluzione delle temperature del suolo. La stazione di riferimento per le Alpi Ticinesi Occidentali a Robièi mostra comunque il solito trend per ciò che concerne l'evoluzione delle temperature dell'aria, con un riscaldamento marcato nel 2011 di 1°C. Nonostante ciò il data-logger (L1) posato in corrispondenza del punto GPS 10, situato al centro di MPS (fig. 4.31-A) ha potuto fornire i parametri termici per l'anno idrologico 2010/2011 (tab. 4.6). La temperatura di equilibrio invernale (WEqT) presenta un valore di -2.81°C che sembrerebbe testimoniare la presenza del permafrost in mezzo al ghiacciaio roccioso. Questo valore è del resto simile ai valori registrati per il ghiacciaio roccioso MPN. Anche il valore GFI di MPS (-486 gradi-giorno) è risultato solo leggermente inferiore ai valori medi di MPN (-511 gradi-giorno) per lo stesso periodo. Il periodo di scioglimento delle nevi si è invece prodotto in anticipo di circa 3 settimane rispetto a MPN, durante la primavera 2011.

Parametri termici (2010/2011)	**L1**
Zero curtain, inizio	24.apr
Zero curtain, fine	23.mag
Zero curtain, durata (giorni)	29
WEqT (°C)	-2.81
GFI (∑ gradi-giorno neg.)	-485.97
MAGST (°C)	0.82

Tab. 4.6:

principali parametri termici registrati dal data-logger L1 del ghiacciaio roccioso Monte Prosa Sud per l'anno idrologico 2010/2011.

4.5.4. COMMENTO DEI RISULTATI E CONFRONTO CON MONTE PROSA NORD

Il principale interesse del monitoraggio termico e cinematico di Monte Prosa Sud consiste nel disporre, nello stesso sito, di due ghiacciai rocciosi che possono essere confrontati tra loro a parità di condizioni topoclimatiche. La principale differenza tra i due ghiacciai rocciosi è data dalla differente cinematica, dato che MPS presenta valori di ben 4 volte inferiori. Entrambi i ghiacciai rocciosi presentano delle deboli variazioni stagionali per le velocità orizzontali, mentre maggiori sono le variazioni stagionali per le velocità verticali. Probabilmente l'elevata capacità di drenaggio delle acque dal sistema durante il periodo della fusione delle nevi impedisce i ristagno di acqua all'interno del ghiacciaio roccioso, ristagno che può favorire un'accelerazione dei movimenti orizzontali, come del resto dimostrato da Delaloye *et al.* (2010a) sul sito di Becs de Bosson (VS). La variazione stagione dei movimenti verticali è forse causata dalla parziale fusione del corpo ghiacciato durante il periodo caldo estivo. Infatti sia a MPN che a MPS i massimi valori di movimento verticali si sono registrati durante l'estate 2011 che è stata caratterizzata da valori record di temperatura dell'aria. L'estate 2010 è stata invece particolarmente fredda causando minime variazioni dei movimenti stagionali per MPS e MPN. I valori GTI ottenuti dai data-logger per Prosa Nord hanno confermato questo andamento climatico (fig. 4.29-B) ed è molto probabile che anche a MPS, vista la vicinanza, si sia verificato lo stesso trend.

Per ciò che concerne le importanti differenze di magnitudine dei valori cinematici dei due ghiacciai rocciosi, è difficile azzardare delle ipotesi, tuttavia le velocità orizzontali più basse di MPS potrebbero essere dovute al differente comportamento reologico del permafrost: per verificare una simile ipotesi sarebbero necessarie delle investigazioni termiche più approfondite in particolare su MPS. L'altra possibilità per spiegare questa maggiore lentezza di MPS potrebbe essere trovata nella minore pendenza del substrato roccioso su cui poggia questo ghiacciaio roccioso. Inoltre i blocchi di granito di enormi dimensioni che compongono MPS potrebbero frenare il flusso a valle del corpo del ghiacciaio roccioso con il loro enorme peso e attrito. In effetti non sembrerebbe un caso che la parte destra di MPS, che è formata da blocchi di dimensioni più contenute, sia leggermente più veloce rispetto alla parte sinistra che, specialmente al fronte, è composta da blocchi di 10-20 m di diametro. La parte destra, situata in contropendenza, a valle non avrebbe resistenze sul fianco destro come la parte sinistra (più a monte), il cui fianco destro sfregherebbe contro la parte sinistra. Il comportamento meccanico interno di Monte Prosa Sud, è quindi molto complesso da comprendere, essendoci ancora molti aspetti da investigare in modo più approfondito sul lungo periodo. Per evidenziare questa complessità meccanica basta osservare i movimenti stagionali del 2012 che hanno fatto registrare dei valori record per le velocità orizzontali, mentre le velocità verticali dello stesso periodo hanno segnato una stagnazione prossima allo zero. In pratica è come se il ghiacciaio roccioso abbia improvvisamente accelerato in avanti senza sprofondare. Questo comportamento è, allo stato attuale del monitoraggio, ancora inspiegabile anche in considerazione del fatto che questo comportamento meccanico non si è prodotto a MPN.

Monte Prosa Sud non presenta delle sorgenti al fronte al contrario di Monte Prosa Nord e quindi questo fatto potrebbe influenzare il drenaggio del ghiacciaio roccioso e quindi anche il suo comportamento meccanico interno.

Anche se entrambi i ghiacciai rocciosi tettonicamente sono situati sul massiccio del San Gottardo, come già detto, Monte Prosa Sud presenta dei blocchi di enormi dimensioni sulla parte sinistra, appena sotto le pareti rocciose. Questo fatto è spiegabile dalla differente litologia e dalla minore concentrazione di faglie e diaclasi di origine neotettonica, rispetto a Monte Prosa Nord. Quest'ultimo ghiacciaio roccioso presenta infatti rocce (gneiss) con una maggiore scistosità e delle distanze minori tra le faglie (misurate semplicemente contando i passi) alla base delle pareti rocciose. Questo ha prodotto blocchi di minori dimensioni, mentre a MPS le distanze tra le faglie e le diaclasi erano generalmente doppie-triple e forse causate anche dai graniti che non presentando scistosità offrivano minori piani di rottura.

A causa della brevità del monitoraggio eseguito, il confronto termico tra MPS e MPN si limita all'analisi dei parametri termici per l'anno idrologico 2010/2011. Sostanzialmente si registrano i medesimi valori, fatta eccezione per la precocità del periodo di scioglimento e sparizione della copertura nevosa a MPS rispetto a MPN. Questo è probabilmente causato dall'orientazione NO di MPS che riceve teoricamente più radiazione solare dell'esposizione N di MPN.

4.6. GR 29: PIZZO NERO, ALPI TICINESI OCCIDENTALI, PASSO DELLA NOVENA (TI)

4.6.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Il ghiacciaio roccioso Pizzo Nero si trova sul versante idrografico sinistro della parte superiore della Valle Bedretto, a soli 2.5 km dal Passo della Novena (v. allegato 4.2-E). Dal punto di vista idrografico, il valico si trova sullo spartiacque che divide il bacino del Ticino da quello del Rodano a ovest, dove inizia l'Agenetal (Vallese). La strada del passo favorisce l'accesso al sito permettendo di raggiungere con l'auto l'Alpe di Cruina situata a 2202 m slm all'inizio della Valle della Prosa. Da qui si sale questa valle laterale per 45 minuti fino a raggiungere il punto base di referenza del DGPS (675245/148658) situato a 2478 m slm. Piazzata la base di referenza, si raggiunge il fronte del Pizzo Nero in 20 minuti.

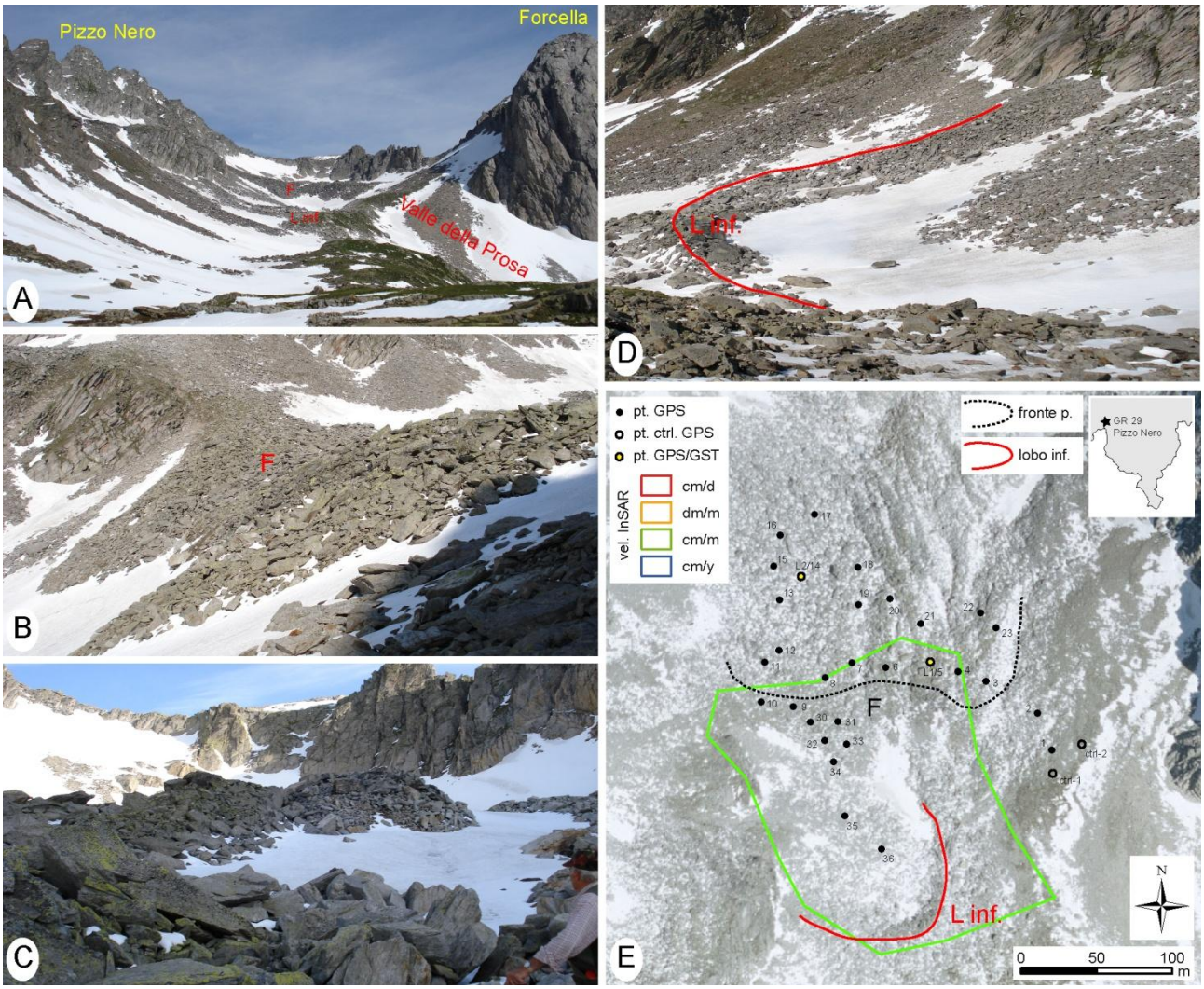


Fig. 4.33: (A) ghiacciaio roccioso Pizzo Nero (PN) visto dal punto base: si noti il fronte principale (F), il lobo inferiore (L inf.) e il Pizzo Nero a ovest, vetta che dà il nome al ghiacciaio roccioso. (B) fronte principale di PN visto da est: si noti il cambio di pendenza. (C) superficie di PN vista dal fronte: si notino le depressioni che sono riempite da nevai spesso fino a tarda estate. (D) lobo inferiore (linea rossa) a valle del fronte principale di PN. (E) localizzazione dei punti di misura GPS e GST e poligono di movimento InSAR.

Il ghiacciaio roccioso Pizzo Nero prende il nome dal Pizzo Nero (2904 m slm) che lo sovrasta ad ovest. Il Pizzo Nero è contenuto in un circo glaciale, leggermente inclinato a valle tra il Pizzo Nero e la Forcella (2840 m slm) (fig. 4.33-A). L'analisi della carta storica Dufour non ha tuttavia evidenziato la presenza di ghiacciai al termine della PEG nel circo glaciale, anche se la presenza di nevai permanenti era molto probabile. Il fronte principale del ghiacciaio roccioso è in corrispondenza del bordo di questo circo glaciale, il quale produce un cambio di pendenza piuttosto marcato, passando da circa 15° del corpo del ghiacciaio

roccioso ai 40° del fronte, limite della pendenza d'equilibrio (fig. 4.33-B). Sotto questo fronte si trova un piccolo lobo inferiore che presenta la caratteristica forma a mezzaluna, alimentato dai detriti del fronte principale del ghiacciaio roccioso e dalle falde di detrito che scendono dai pendii del Pizzo Nero a ovest (fig. 4.33-D). Questo lobo termina in una piana e i suoi limiti mostrano licheni e una leggera copertura vegetale che testimonia la sua probabile inattività attuale.
Il corpo del ghiacciaio roccioso si presenta poco inclinato e caratterizzato da numerose depressioni, crepacci e linee di flusso (fig. 4.33-C). Queste depressioni contengono i nevai spesso fino a tarda estate e, come osservato nel 2010, fino all'inizio dell'inverno. Il ghiacciaio roccioso presenta un'orientazione sud e un fronte principale a 2600 m slm, il secondo valore più elevato (dopo Gallina) tra tutti i ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro. I versanti settentrionali del Pizzo Nero, anche a quote inferiori, presentano evidenti forme di glacialismo con la presenza dei ghiacciai di Mettli e Siedelen (VS). I detriti che compongono Pizzo Nero sono composti da grossi massi con diametro fino a 10 m provenienti dalle pareti rocciose circostanti: si tratta principalmente di graniti e gneiss occhiadini, appartenenti al basamento cristallino del massiccio del San Gottardo. Attorno al punto 23, che si trova ai piedi della Forcella, ci sono blocchi di ortogneiss di notevoli dimensioni, sotto i quali si sente chiaramente scorrere acqua proveniente dalla fusione dei numerosi nevai circostanti.
L'analisi degli interferogrammi InSAR ha permesso di identificare un poligono di movimento con velocità nell'ordine di cm/m in relazione al fronte secondario e sulla parte anteriore di Pizzo Nero (fig. 4.33-E). La parte posteriore del ghiacciaio roccioso e le sue radici non hanno invece prodotto alcun poligono di movimento.
Per terminare, è opportuno sottolineare il particolare microclima della regione del Pizzo Nero e in generale del Passo della Novena. Anche se non sono stati rilevati dati quantitativi su precipitazioni e temperatura, durante le varie campagne di monitoraggio in questa zona si sono verificate delle precipitazioni intense, sovente sotto forma nevosa anche durante l'estate, nonostante si sia cercato di effettuare le misure solo con previsioni favorevoli. Scendendo in seguito lungo la Valle Bedretto il tempo migliorava improvvisamente. Non era semplice organizzare le misure anche se a valle il tempo risultava soleggiato e asciutto poiché, una volta giunti sul ghiacciaio roccioso, le condizioni peggioravano. Le improvvise precipitazioni, sovente accompagnate da freddo pungente, raffiche di vento, nebbie fitte e tempeste di neve, hanno reso difficoltoso il monitoraggio che quasi mai si è svolto con giornate soleggiate. In due circostanze il monitoraggio ha dovuto interrompersi per il brutto tempo che causava avarie alla strumentazione DGPS. Le frequenti precipitazioni nevose estive sono evidentemente all'origine della presenza di nevai e chiazze di neve descritti in precedenza. A testimonianza di quanto detto, si osservi la costante presenza della neve nelle 4 fotografie e l'immagine aerea della fig. 4.33, tutte scattate in differenti anni in estate e inizio autunno. Alla luce di queste considerazioni climatiche sarà quindi molto interessante analizzare i risultati cinematici, dinamici e termici in relazione agli altri siti che presentano condizioni meteo migliori, in particolare quelli delle Alpi Ticinesi Orientali.

4.6.2. CINEMATICA

Il ghiacciaio roccioso Pizzo Nero presenta delle velocità orizzontali basse, ma situate entro il margine d'errore dello strumento solamente a scala annuale e triennale, come del resto evidenziato dalla coerenza delle direzioni di spostamento dei punti (fig. 4.35-A; 4.35-B). Per il periodo 2009-2012 si è misurato un valore di riferimento (*reference value*) di 4 cm/a. Delle differenze di velocità abbastanza marcate si sono misurate tra il corpo principale (punti 3-8/11-23) e il lobo inferiore situato a valle (punti 9-10/30-34). I punti 35 e 36, situati quasi sul fronte del lobo inferiore, sono risultati praticamente immobili. Il corpo principale del ghiacciaio roccioso è praticamente fermo nella sua parte a monte dove si trovano le radici e un po' più attivo nella parte del fronte. Il lobo inferiore è invece decisamente più attivo con velocità orizzontali medie di 12 cm/a sempre sul periodo triennale. I valori delle velocità estive potrebbero avere risentito dell'influsso dell'errore dello strumento: nonostante ciò il grafico mette in evidenza dei valori generalmente più elevati (anche tripli) rispetto alle velocità invernali. In particolare sono state elevate le velocità durante l'estate 2012 e 2011, con valori fino a 25 cm/a per l'estate 2012 da parte del lobo inferiore (fig. 4.34-A). A scala annuale (fig. 4.34-B) si può notare una costanza dei valori fino all'estate 2011, seguita da un'accelerazione nel 2012 per tutti e tre i settori analizzati.

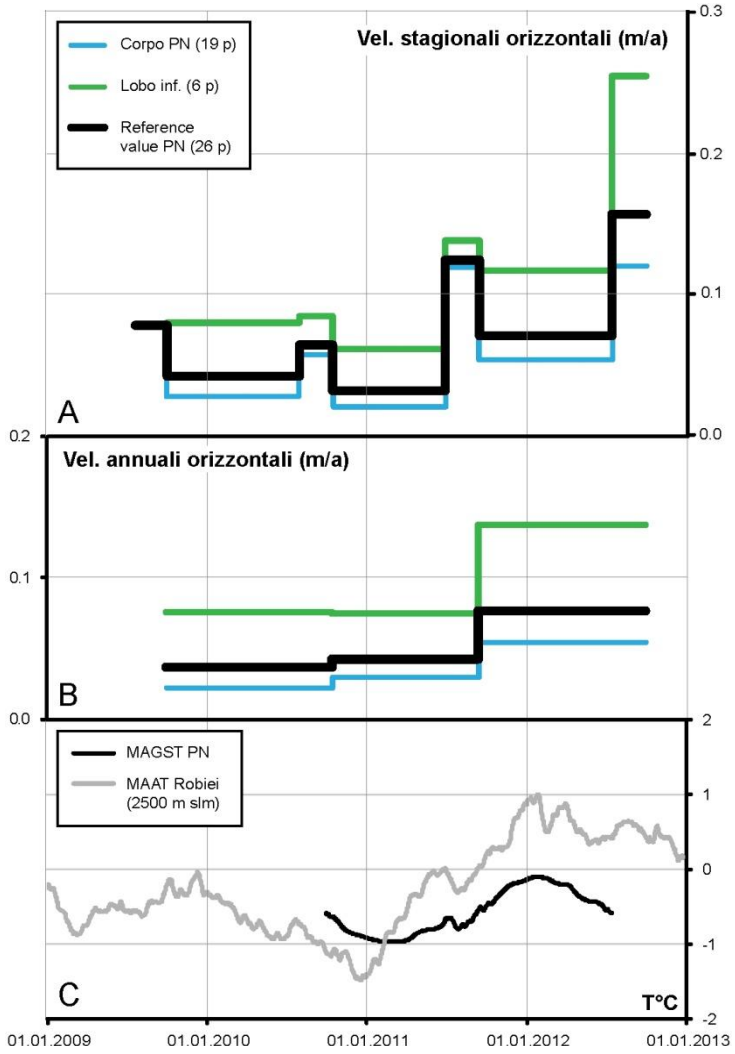


Fig. 4.34:

(A) velocità orizzontali stagionali per il periodo estate 2009 (E09) – autunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Pizzo Nero (PN). I valori stagionali sono indicativi in quanto inferiori al margine d'errore dello strumneto. (B) velocità orizzontali annuali per il periodo autunno 2009 (A09) – autunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Pizzo Nero (PN). (C) MAGST di Pizzo Nero e MAAT normalizzata 2500m slm della stazione di riferimento Robièi (1894 m slm).

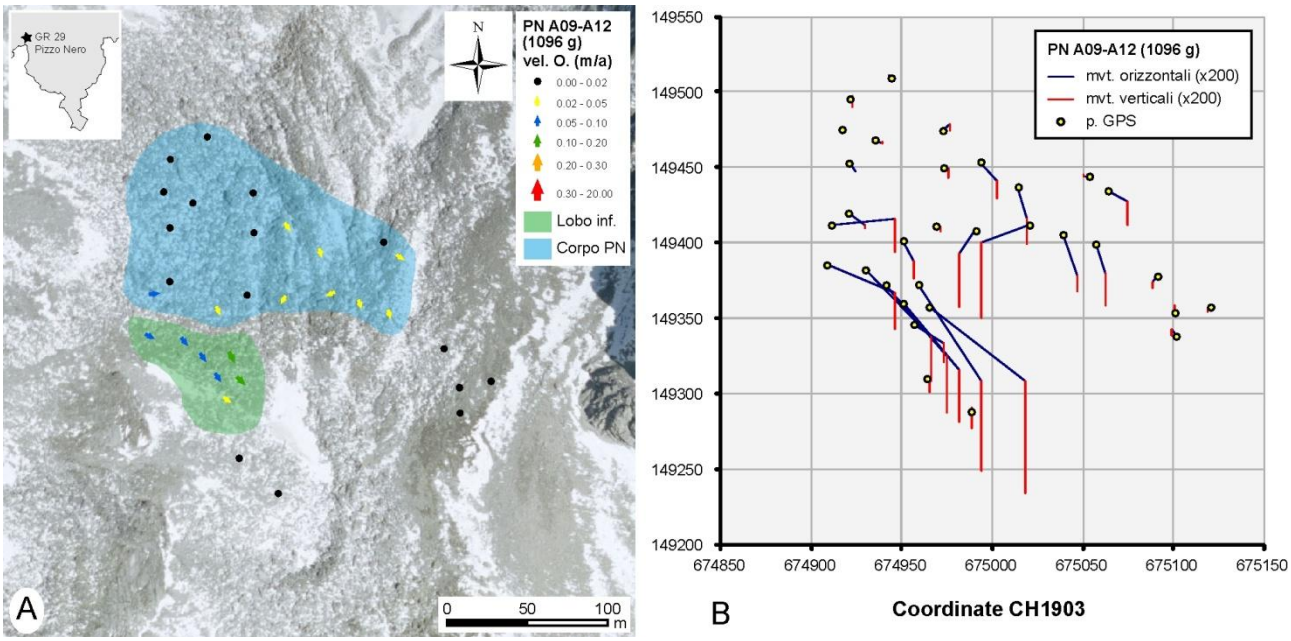


Fig. 4.35: (A) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Pizzo Nero (PN) per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12): si notino le maggiori velocità dei punti del lobo inferiore. (B) movimenti orizzontali e verticali del ghiacciaio roccioso Pizzo Nero (PN) esagerati di 200 volte (x200) per il periodo triennale autunno 2009 (A09) – autunno 2012 (A12) (1096 giorni).

Per ciò che concerne invece le velocità verticali, si registrano dei valori molto bassi, nell'ordine di uno sprofondamento di 1-2 cm/a, fatta eccezione per l'estate 2011 che ha fatto registrare degli sprofondamenti anche di 50 cm per qualche punto situato sul lobo inferiore, ma anche in questo caso la prudenza è d'obbligo a causa del già citato errore dello strumento sui corti periodi.

4.6.3. REGIME TERMICO

Sul ghiacciaio roccioso sono stati piazzati due punti di monitoraggio GSTM: L1 in corrispondenza del punto GPS 5 e L2 in corrispondenza del punto GPS 24 (fig. 4.33-E). L1 si trova a pochi metri di distanza dal fronte principale in una zona attiva mentre L2 si trova più a monte, al limite del corpo principale con le radici (v. cap. 4.6.1).

Parametri termici	Media L1	Media L2	Media GR
Zero curtain, inizio (2009/2012)	24.apr	23.mag	09.mag
Zero curtain, fine (2009/2012)	17.giu	02.lug	24.giu
Zero curtain, durata(giorni) (2009/2012)	54	39	47
WEqT (°C) (2009/2012)	-3.68	-2.36	-3.02
GFI (∑ gradi-giorno neg.) (2009/2012)	-595.36	-431.92	-513.64
MAGST (°C) (2010/2011)	-0.38	-0.65	-0.51

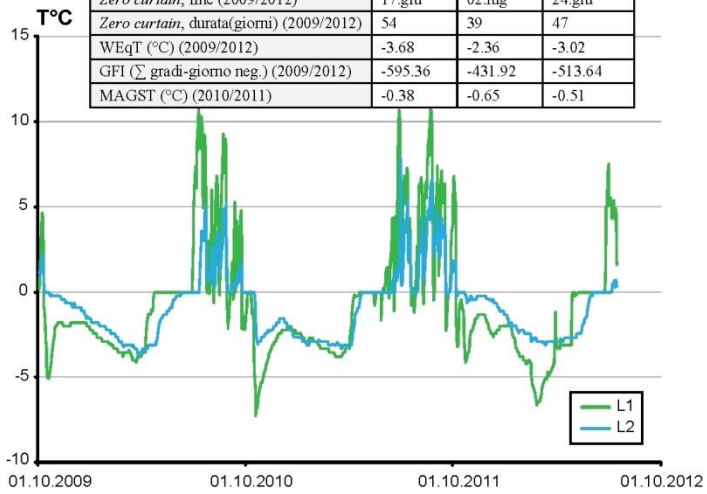


Fig. 4.36:

medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Pizzo Nero (L1, L2) per gli anni idrologici 2009-2012.

La fig. 4.36 riassume le medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Pizzo Nero (L1,L2) per gli anni idrologici 2009-2012. Il valore MAGST si riferisce solo all'anno idrologico 2010-2011.
Le due curve L1 e L2 presentano un andamento abbastanza simile, con L1 che presenta valori sotto la copertura nevosa più bassi. In particolare la media WEqT 2009-2012 di L1 è di 1.3°C più bassa rispetto a L2. In entrambi i punti la presenza del permafrost sembra tuttavia confermata. Il valore MAGST per l'anno idrologico 2010-2011 è invece più elevato a causa delle temperature estive più alte rilevate in L1. Particolarmente elevato in relazione agli altri siti studiati è risultato il periodo di fusione della neve, con una durata media di 47 giorni (in L1 di 54 giorni). Si può inoltre osservare come normalmente la neve si sciolga prima in L1 per tutte tre la primavere esaminate. La primavera 2011 è inoltre stata caratterizzata da un inizio di scioglimento della neve anticipato rispetto agli altri anni.
Come mostra la fig. 4.34-C l'andamento di MAGST segue con differente magnitudine l'andamento di MAAT (con valori normalizzati a 2500 m slm mediante regressione lineare) per la stazione di riferimento Robièi (1894 m slm): le curve si presentano quasi parallele durante i periodi estivi. Durante l'estate 2011 si osserva una flessione delle temperature quasi simultanea per i due valori. Dal 1. ottobre 2010 il valore di MAGST tende a scendere fino a febbraio 2011; in seguito sale di 1°C fino a febbraio dell'anno successivo, per poi ridiscendere progressivamente.

4.6.4. COMMENTO DEI RISULTATI

I risultati del monitoraggio cinematico hanno messo in evidenza l'estrema lentezza del corpo del ghiacciaio roccioso in confronto a una maggiore dinamicità del lobo inferiore. Molto probabilmente quest'ultimo è risultato maggiormente veloce a causa del pendio più inclinato in cui si trova a scorrere. La parte più a valle di questo lobo è risultata immobile, confermando le caratteristiche morfologiche (presenza di leggera copertura vegetale) tipiche dei corpi inattivi. Le velocità orizzontali indicano un'accelerazione dal 2011,

analogamente ai valori crescenti di MAGST che potrebbero esserne la causa. Si ricorda a questo proposito come il 2011 è stato l'anno dei record per ciò che concerne la temperature medie primaverili e autunnali.
Un rilevamento visivo effettuato alla base delle pareti del circo glaciale, ai piedi della parete occidentale della Forcella, ha permesso di osservare sotto una copertura di detriti, la presenza di ghiaccio il 16 settembre 2011. Questo attuale ghiaccio coperto da detriti è d'altronde evidenziato anche dalla carta topografica 1:25`000. Si tratta probabilmente di ciò che resta di un glacieret che durante la PEG occupava il circo glaciale. Il grande caldo del 2011 ha forse ridotto il volume di ghiaccio sotto i detriti del Pizzo Nero, facendolo sprofondare e arretrare leggermente in qualche punto situato sul corpo principale, a causa della soglia rialzata che chiude il circo a valle e che potrebbe trovarsi sotto i detriti del fronte del Pizzo Nero, analogamente a quanto si può osservare in molti circhi glaciali. Gli elevati movimenti verticali di sprofondamento di alcuni punti situati sul lobo inferiore durante il periodo estivo 2011 potrebbero essere la conseguenza di questa riduzione di volume di ghiaccio sedimentario, magari combinata a fenomeni di scivolamento gravitativo dovuti alla forte pendenza del terreno sul quale questi punti di misura sono situati.
I principali parametri termici sembrano indicare in questo senso la presenza di permafrost nelle viscere di Pizzo Nero. È interessante osservare un fenomeno di inattivazione del lobo inferiore che parte da valle verso monte, probabilmente iniziato dalla fine della PEG e favorito dall'arrivo del lobo inferiore in una piana che ne ha rallentato e arrestato lo scorrimento in tempi recenti.
Di tutti i siti monitorati Pizzo Nero è quello con MAGST più basso, l'unico che mostra valori sempre inferiori allo 0°C, anche durante il caldo anno 2011. Questo è probabilmente dovuto al fatto che si tratta del ghiacciaio roccioso che si trova a maggiore altitudine. La calda estate 2011 si è tradotta in uno scioglimento precoce della neve (in confronto al 2010 e al 2012) come confermato anche dal regime dello *zero curtain*. La copertura nevosa sul Pizzo Nero sembra essere inoltre molto spessa, dato che i valori di durata del periodo dello *zero curtain* sono risultati i più lunghi tra tutti i siti esaminati. Questo conferma probabilmente il microclima maggiormente carico di precipitazioni nevose anche durante i mesi estivi rispetto agli altri siti monitorati (in modo soggettivo). A questo proposito, le frequenti nevicate estive che purtroppo si sono patite durante alcune campagne di monitoraggio estive e autunnali, possono inoltre indicare la presenza in inverno di una persistente e spessa copertura nevosa.

4.7. GR GA: GALLINA, ALPI TICINESI OCCIDENTALI, PASSO DELLA NOVENA (TI)

4.7.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Come Pizzo Nero (cap. 4.6) anche il ghiacciaio roccioso Gallina è situato sul versante idrografico sinistro della parte superiore della Valle Bedretto, a 1 km dal Passo della Novena. Gallina si trova 1,5 km a ovest del ghiacciaio roccioso Pizzo Nero, oltre la cresta che lo separa da quest'ultimo (v. allegato 4.2-F). Il ghiacciaio roccioso Gallina è adagiato in una piccola valle laterale confinante a est con Pizzo Nero (2904 m slm), a Nord con Pizzo Gallina (3061 m slm) e a ovest con Chilchhorn (2789 m slm).
Questa valle è caratterizzata da numerose forme di glacialismo come alcuni nevai permanenti e piccoli ghiacciai coperti situati sul versante SO del Pizzo Nero e sul versante S del Pizzo Gallina. Questi nevai permanenti si trovano immediatamente a monte del ghiacciaio roccioso e rappresentano ciò che resta dei ghiacciai presenti alla fine della PEG, ancora visibili sulla storica carta Dufour (fig. 4.37-F). Sulle falde di detrito che circondano Gallina si sono osservate ancora a estate inoltrata numerose finestre di fusione nella copertura nevosa: come per il limitrofo Pizzo Nero essa è spessa e duratura a causa delle particolari condizioni climatiche del Passo della Novena. In mezzo a questa valle, a circa 2500 m slm, si trova una piana che presenta numerose forme glaciali e periglaciali come numerosi massi erratici, rocce montonate e alcuni cordoni morenici, disposti in direzione del pendio a testimonianza della presenza del ghiacciaio della PEG. Questi cordoni morenici ora fungono da argine per un laghetto (fig. 4.37-C; fig. 4.37-E). Questa piana termina con un netto cambio di pendenza (il cui limite corrisponde al posizionamento della base di referenza del DGPS).
La strada del passo della Novena favorisce anche in questo caso l'accesso al sito, potendo raggiungere con l'auto l'ultimo tornante del passo a 2420 m slm. Da questo punto si sale a piedi per 15 minuti fino al già citato cambio di pendenza della valle laterale e si piazza la base di referenza DGPS (673771/148500) a 2555 m slm, punto da cui si può osservare il fronte di Gallina e Gallina II: quest'ultimo è un protalus rampart con due lobi situato appena sotto (fig. 4.37-A).

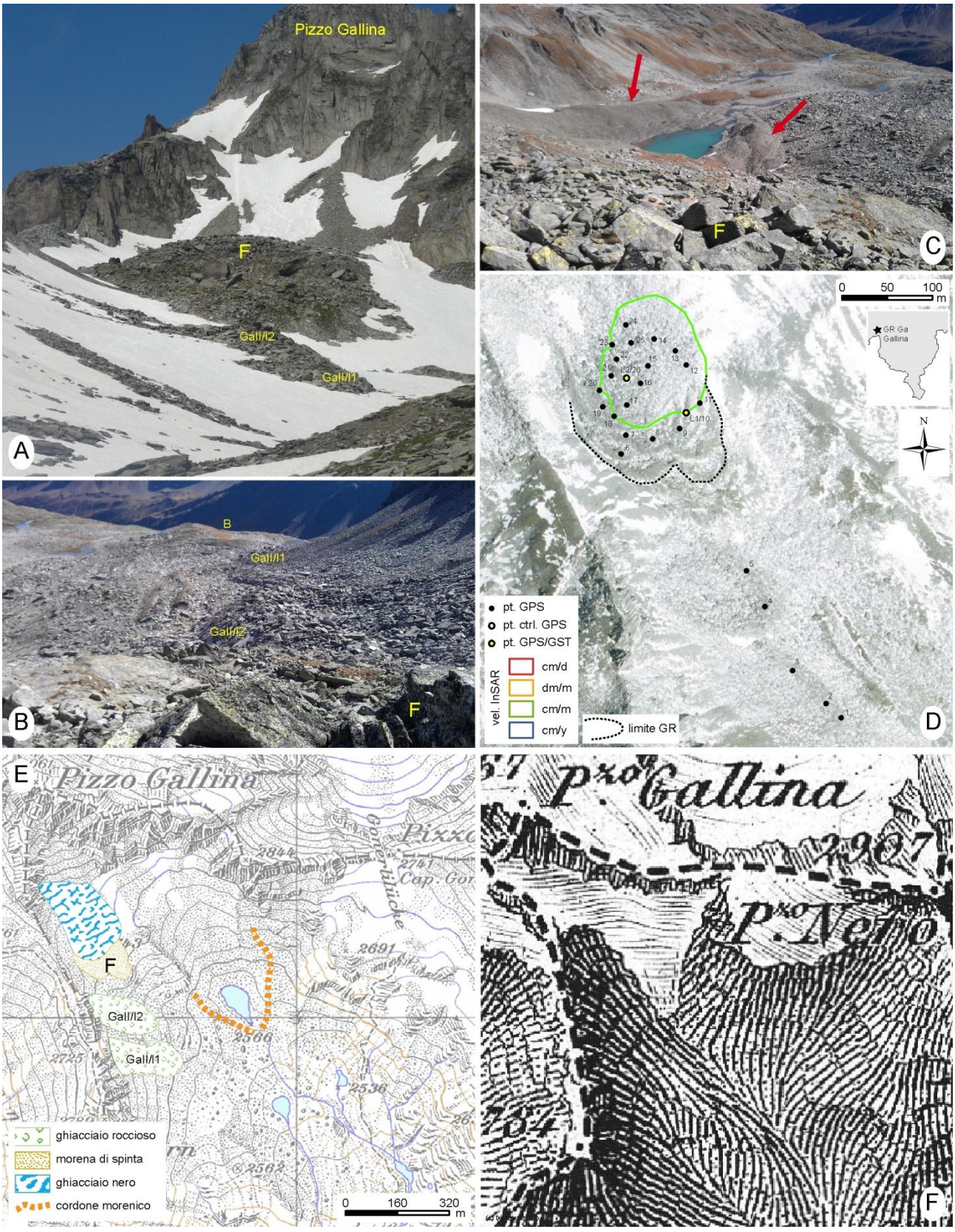


Fig. 4.37: (A) fronte del ghiacciaio roccioso Pizzo Gallina (F) e i 2 lobi del protalus rampart Gallina II (GaII/l1, GaII/l2) visti dalla base di referenza. (B) GaII/l1 e GaII/l2 ripresi dal fronte del ghiacciaio roccioso Pizzo Gallina (F): si noti il punto di base (B) situato in corrispondenza del cambio di pendenza della valle. (C) piana glaciale ripresa dal fronte del ghiacciaio roccioso Pizzo Gallina (F): le frecce rosse indicano i cordoni morenici. (D) localizzazione dei punti di misura GPS e GST e poligono di movimento InSAR del ghiacciaio roccioso Gallina (Ga). Si notino i due corpi di GaII, l1 (punti 1,2 e 3) e l2 (punti 4 e 5). (E) semplice carta geomorfologica della regione del Pizzo Gallina. Si noti come Ga sia formato da un

ghiacciaio nero a monte e da una morena di spinta a valle. (F) carta Dufour (prima edizione, 1845-1865) della regione del Pizzo Gallina. Si notino i ghiacciai presenti alla fine della PEG (www.map.geo.admin.ch).

Dal punto base di referenza si sale la già citata piana e si raggiunge il fronte del Gallina in 20 minuti. Appena prima di giungere al fronte di Gallina si transita accanto ai due lobi di Gallina II, situato sul versante NE del Chilchhorn a 2650 m slm (fig. 4.37-B).
Gallina prende il nome dal Pizzo Gallina che, dal suo versante meridionale, lo alimenta in detriti. Questo ghiacciaio presenta un corpo bombato nella sua parte centrale, dalla quale in tutte le direzioni scende con numerose rughe e depressioni termocarsiche. Il corpo del ghiacciaio roccioso scende in contropendenza anche a monte della sua parte centrale, facendo assumere a questo ghiacciaio roccioso una particolare forma a piramide. In pratica la parte a monte del corpo del ghiacciaio roccioso potrebbe essere descritta come un ghiacciaio nero, ossia del ghiaccio sedimentario ricoperto da uno spesso strato di detriti, mentre il fronte è probabilmente composto da una morena di spinta (fig. 4.37-E). Questa complessa struttura risulterebbe dal parziale scioglimento e ricoprimento in detriti del ghiacciaio della PEG. Il fronte morenico si trova a sud, lungo la direzione del pendio e si presenta inclinato di 30-35°, così come la falda di detrito sottostante alimentata dal fronte stesso di Gallina. Gallina è il ghiacciaio roccioso che si trova a maggiore altitudine, con i suoi 2700 m slm (altezza fronte) tra tutti i siti monitorati per questo lavoro. A valle di Gallina, come detto, si trova il protalus rampart Gallina II con i suoi 2 lobi, separati da una depressione longitudinale (GaII/l1, GaII/l2, fig. 4.37-B: fig. 4.37-E).
I detriti che compongono Gallina sono composti prevalentemente da grossi massi con diametro fino a 10 m che provengono dalle pareti rocciose circostanti: si tratta di gneiss a due miche e gneiss occhiadini del basamento granitico del massiccio del San Gottardo e anfiboliti che si sono staccati dal Pizzo Gallina, la cui cima appartiene al basamento basico e ultrabasico.
L'analisi degli interferogrammi InSAR in un primo momento non aveva mostrato alcun movimento; in seguito l'aggiornamento effettuato con l'interferogramma ad alta risoluzione COSMO-SkyMed a 32 giorni ha permesso di identificare un poligono di movimento con velocità nell'ordine di cm/m (fig. 4.37-D). Questo è il motivo per il quale il monitoraggio cinematico e termico di Gallina sia iniziato solamente in estate 2012. Di conseguenza si hanno a disposizione solo i movimenti estivi del 2012 senza nessun dato termico. Inoltre, visto che il vicino Pizzo Nero presenta dei movimenti estremamente limitati, si prospetta che solamente Gallina sarà monitorato in futuro al fine di disporre di un ghiacciaio roccioso di riferimento per le particolari condizioni climatiche dell'alta Valle Bedretto (v. cap. 4.6.1). Il monitoraggio di Gallina dovrebbe inoltre consentire di implementare le conoscenze già acquisite dal vicino Pizzo Nero, per il quale invece si pensa di effettuare misure di spostamento solamente a scadenza di tre anni.
Il ghiacciaio roccioso Gallina II non ha invece prodotto alcun segnale, di conseguenza secondo InSAR risulta essere inattivo. Per verificare questa eventualità, su Gallina II sono stati marcati 5 blocchi: i punti 1,2 e 3 sul lobo 1 (GaII/l1) e i punti 4 e 5 sul lobo 2 (GaII/l2).

4.7.2. CINEMATICA

Durante il periodo estivo 2012 il ghiacciaio roccioso Gallina ha evidenziato delle velocità orizzontali (*reference value*) di 13 cm/a, mentre il protalus rampart Gallina II è risultato più lento con una media di 5 cm/a. La distribuzione delle velocità non permette di evidenziare per il momento nessun particolare zona di uniformità cinematica sul corpo del ghiacciaio roccioso Gallina, al contrario degli altri ghiacciai rocciosi monitorati finora. Per Gallina II vale lo stesso discorso, anche perché in questo caso si dovrebbero disporre di più punti di controllo.
Se invece si analizzano le direzioni degli spostamenti (fig. 4.38-A), emerge una marcata eterogeneità: si può infatti osservare una tendenza dei punti di Gallina a divergere dal centro del ghiacciaio roccioso, più o meno dalla zona formata dai punti 15, 16 e 26. Tutti i punti seguono generalmente la direzione della loro linea di pendenza. I 5 punti di Gallina II scorrono invece tutti nella stessa direzione (NE), nonostante le loro minori velocità li rendano maggiormente influenzabili dall'errore dello strumento.
Per ciò che concerne invece gli spostamenti verticali (fig. 4.38-B), Gallina ha mostrato dei valori elevati sul periodo estivo 2012: tradotti in velocità hanno evidenziato un valore medio di 30 cm/a di sprofondamento. Anche il punto 8 che orizzontalmente è stato immobile, è sprofondato di 40 cm in soli 78 giorni! Le velocità verticali estive 2012 di Gallina sono le maggiori misurate tra tutti i ghiacciai rocciosi monitorati, ma si deve comunque tenere in considerazione che i valori di Gallina si riferiscono esclusivamente al periodo estivo

2012. Gallina II presenta invece dei movimenti verticali decisamente più contenuti, proporzionali allo spostamento lungo il pendio inclinato.

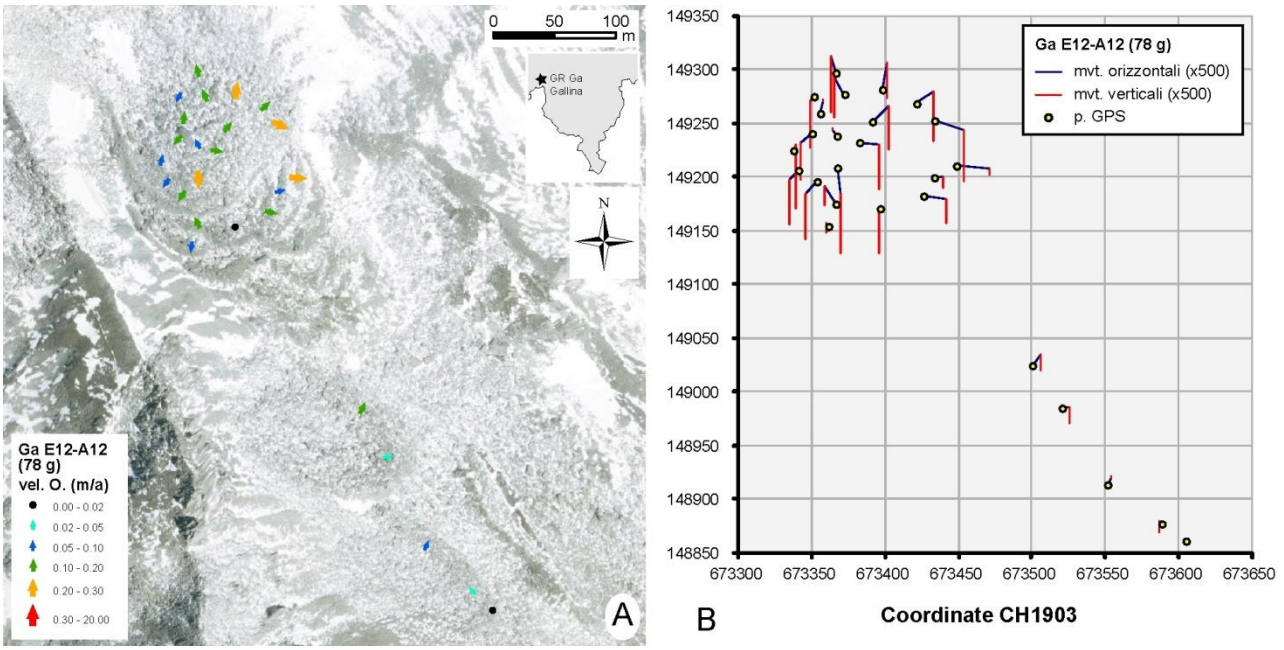


Fig. 4.38: (A) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Gallina (Ga) e del protalus rampart Gallina II per il periodo estate 2012 (E12) - autunno 2012 (A12): si notino le direzioni di movimento orizzontale a raggiera dal centro di Ga. (B) movimenti orizzontali e verticali del ghiacciaio roccioso Gallina (Ga) e del protalus rampart Gallina II per il periodo estate 2012 (E12) - autunno 2012 (A12), movimenti esagerati di 500 volte (x500): si noti l'ampiezza dei movimenti verticali in relazione al corto periodo (78 g).

4.7.3. COMMENTO DEI RISULTATI

A parità di condizioni morfoclimatiche è interessante eseguire un confronto dei movimenti di Gallina dell'estate 2012 con quelli di Pizzo Nero. I movimenti orizzontali sono molto simili, con valori di referenza di 13 cm/a per Gallina e rispettivamente di 16 cm/a per Pizzo Nero. Si ricorda che Pizzo Nero, nell'estate calda del 2012, ha fatto registrare le velocità più elevate dal 2009. Sarà interessante osservare in futuro se anche Gallina sia in accelerazione e caratterizzato da evidenti variazioni stagionali come Pizzo Nero.
Per ciò che invece concerne le velocità verticali durante l'estate 2012 Pizzo Nero non è sprofondato, mentre Gallina ha fatto registrare valori record. La causa potrebbe essere ricercata nella differente composizione interna dei due ghiacciai rocciosi con una maggiore presenza di ghiaccio sedimentario in Gallina e forse anche da una differente topografia in cui questi due corpi sono adagiati. Considerando le direzioni divergenti degli spostamenti orizzontali e gli elevati valori verticali, emerge chiaramente come Gallina nel suo insieme possa essere considerato immobile, anche se il probabile scioglimento del ghiaccio interno farebbe collassare questo ghiacciaio nero verticalmente producendo un fenomeno di "sgonfiamento" generalizzato su tutta la sua superficie. A questo proposito sarà interessante osservare i risultati del monitoraggio termico, che però saranno disponibili solo in futuro (sui punti GPS 10 e 26 sono stati piazzati due data-logger).
Il protalus rampart Gallina II ha comunque evidenziato dei limitati movimenti, sufficienti però per farlo catalogare nella categoria dei corpi attivi. È interessante notare a questo proposito come solamente dopo l'aggiornamento InSAR si siano confermati i movimenti DGPS, a testimonianza della maggiore affidabilità degli interferogrammi COSMO-SkyMed. La mancanza di un poligono InSAR in corrispondenza di Gallina II è semplicemente dovuta alla mancanza di interferogrammi COSMO-SkyMed con una risoluzione temporale sufficientemente ampia per rilevare i minori movimenti di questo protalus rampart rispetto al ghiacciaio roccioso Gallina.

4.8. GR 30: PASSO DI GRANDINAGIA, ALPI TICINESI OCCIDENTALI, VALLE BAVONA (TI)

4.8.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Il ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia (PdG) si trova all'estremo nord della Valle Bavona, situata a sua volta in Alta Valle Maggia (v. allegato 4.2-G). Il ghiacciaio roccioso è contenuto in una conca delimitata a nord dal Pizzo Grandinagia (2774 m slm), a ovest dal Passo di Grandinagia e a sud dal Pizzo Cavagnöö (2836 m slm). Il Passo di Grandinagia permette di scendere il versante orografico destro della Valle Bedretto, praticamente di fronte e a soli 6 km in linea d'aria dai ghiacciai rocciosi Pizzo Nero e Gallina, appena descritti. Per questo motivo le condizioni climatiche di Passo di Grandinagia sono simili a quelle oceaniche della Valle Bedretto dove si trovano i ghiacciai rocciosi Pizzo Nero e Gallina.
L'accesso al ghiacciaio roccioso avviene da San Carlo dove, lasciata l'auto, si sale con la funivia fino a Robièi. Da qui il signor Bruno Ascar gerente dell'Albergo Robièi o gli operai delle officine idroelettriche della Maggia (OFIMA) molto gentilmente ci fornivano un passaggio in auto fino alla diga del Cavagnoli, a un'altitudine di 2310 m slm. Dalla diga si sale a piedi per 40' seguendo il sentiero lungo la cresta del Poncione di Valleggia fino al punto della base di referenza (618609/145929) a 2556 m slm. Da questo punto si può scorgere il fronte del ghiacciaio roccioso (fig. 4.39-A) ma per raggiungerlo si deve ancora camminare per 40' lungo l'impervio sentiero che porta al Passo di Grandinagia. L'accesso a questo sito richiede un certo tempo e il lavoro di rilevamento dei punti deve essere svolto velocemente, pena la perdita dell'ultima corsa di rientro alle 17.00 della funivia a Robièi. Inoltre tra la metà e la fine di settembre la funivia smette l'attività, rendendo difficile organizzare la campagna di monitoraggio autunnale nei tempi normali. Per questo motivo questo sito è stato monitorato in estate e in autunno solamente nel 2009, nel 2010, 2011 e 2012 il monitoraggio è stato svolto solo in estate (fig. 4.40-A).
Il ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia presenta un'orientazione NE e un fronte a un'altitudine di 2560 m slm. Il corpo del ghiacciaio roccioso si trova adagiato nella già citata conca, inclinato di circa 15-20°. Il fronte si trova invece oltre il bordo di questa conca, su un pendio con una pendenza di 35° che caratterizza grosso modo anche il fronte stesso. Dal fronte si staccano dei detriti che rotolando lungo il pendio raggiungono la pianura alluvionale sottostante. Sopra la parte sinistra e destra del corpo del ghiacciaio roccioso si trovano due morene laterali (fig. 4.39-D) che testimoniano la presenza durante la PEG di un glacieret che occupava tutta la conca, come del resto effettivamente riportato sulla storica carta Dufour (fig. 4.39-F). A monte della morena laterale, dietro le radici del ghiacciaio roccioso, sul versante nord del Pizzo Cavagnöö, si può osservare ancora ciò che resta di questo glacieret e cioè un nevaio perenne, che mostra a estate inoltrata delle evidenti finestre di fusione sulle sue parti più a monte. A valle di questo nevaio, in una conca, si forma una pozza d'acqua, che poi si perde all'interno del PdG (fig. 4.39-B). È interessante notare come non ci siano delle sorgenti al fronte del ghiacciaio roccioso, motivo per cui l'acqua probabilmente si infiltra nel sottostante substrato roccioso.
Il particolare ambiente periglaciale che si trova in questa zona rende il PdG un tipico esempio di ghiacciaio roccioso di origine glaciale a "cuore di ghiaccio" (*ice-cored rock glacier)* risultante dalla trasformazione in ghiacciaio roccioso del glacieret risalente alla PEG, probabilmente già fortemente coperto di detriti rocciosi delle montagne circostanti. Più in dettaglio la parte più a monte, similmente a quanto visto a Gallina, potrebbe essere descritta come un ghiacciaio nero, la parte più a valle come un ghiacciaio roccioso, il cui fronte si fonde probabilmente in una morena di spinta (fig. 4.39-E). Ad ogni modo la regione presenta una evidente complessità di strutture glaciali e periglaciali. La genesi del ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia potrebbe essere spiegata in due modi: il piccolo ghiacciaio (glacieret) che si è formato durante la PEG ha ricoperto il sottostante ghiacciaio roccioso e prodotto le morene laterali, oppure il ghiacciaio roccioso è alimentato dai detriti glaciali nel corso delle avanzate glaciali che hanno caratterizzato le seconda parte dell'Olocene, circa 5000 anni fa. Al momento attuale delle ricerche è molto difficile stabilire come si sono svolti gli eventi; resta il fatto che la zona merita forse ulteriori investigazioni geomorfologiche.
I detriti del ghiacciaio roccioso sono generalmente composti da piccoli blocchi di 20-100 cm di lunghezza, specialmente nella zona del fronte. Alle radici si trovano dei blocchi di maggiori dimensioni, ma quasi mai superiori ai 2 m. Questi blocchi sono dei calcescisti, micascisti e marmi bianchi, litologie che provengono dal Pizzo Grandinagia, mentre i detriti della parte destra del ghiacciaio roccioso sono generalmente composti da paragneiss e scisti a sericite e clorite delle falde penniniche inferiori staccatesi dal Pizzo Cavagnöö.

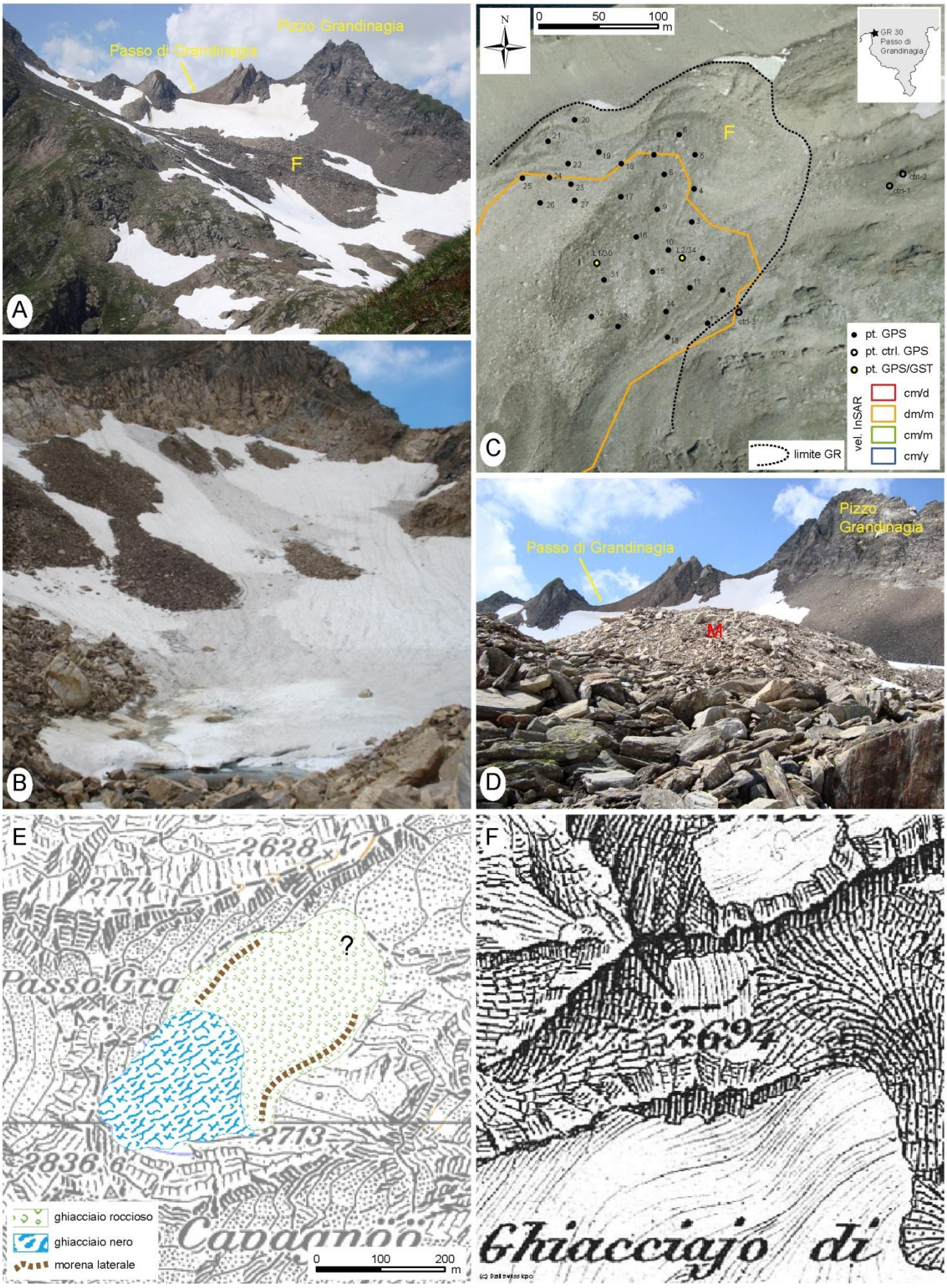


Fig. 4.39: (A) fronte del ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia (F) visto dal punto della base di referenza. (B) nevaio permanente situato a SO, a monte delle radici del ghiacciaio roccioso di Passo di Grandinagia. La foto è stata scattata il 4 agosto 2010: si notino le finestra di fusione. (C) localizzazione dei punti di misura GPS e GST e poligono di movimento InSAR del ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia (PdG).

(D) morena laterale sinistra che sormonta parzialmente il ghiacciaio roccioso, situata ai piedi del Pizzo Grandinagia. (E) semplice carta geomorfologica della zona del Passo di Grandinagia. La parte a monte del ghiacciaio roccioso è probabilmente un ghiacciaio nero. Si notino le due morene laterali destra e sinistra. (F) carta Dufour (prima edizione, 1845-1865) della regione del Passo di Grandinagia. Si noti la presenza di un glacieret sul versante orientale del Pizzo di Grandinagia alla fine della PEG (www.map.geo.admin.ch).

Il corpo del PdG presenta le tipiche forme (depressioni, rughe di flusso) dei ghiacciai rocciosi, particolarmente visibili in zona fronte. L'osservazione InSAR ha evidenziato un poligono di movimento abbastanza rapido dell'ordine di dm/mese, non solo sul ghiacciaio roccioso, ma esteso più a monte anche sulle falde di detrito del Pizzo Cavagnöö che alimentano in detriti il fianco destro del ghiacciaio roccioso (fig. 4.39-C).

4.8.2. CINEMATICA

Il ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia presenta delle velocità orizzontali medio-basse, se confrontate con gli altri ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro. Per il periodo 2009-2012 si è misurato un valore di riferimento (*reference value*) di 8.4 cm/a. Il ghiacciaio roccioso presenta delle velocità abbastanza omogenee, se si esclude la parte destra che è risultata più veloce, con dei valori medi (17 cm/a) superiori di 11 cm/a rispetto alla zona sinistra (fig. 4.40-A). La zona destra comprende 6 punti situati sulla zona destra del fronte (1-3, 10, 11 e 34), mentre la zona sinistra comprende tutti gli altri punti, ad eccezione del punto 12, che si trova oltre il bordo destro del ghiacciaio roccioso e che praticamente è fermo (fig. 4.40-C). I punti 1, 11, 13 e 14 sono situati sulla morena laterale destra, ma non sembrano presentare una cinematica differente dagli altri punti situati direttamente sul corpo del ghiacciaio roccioso.

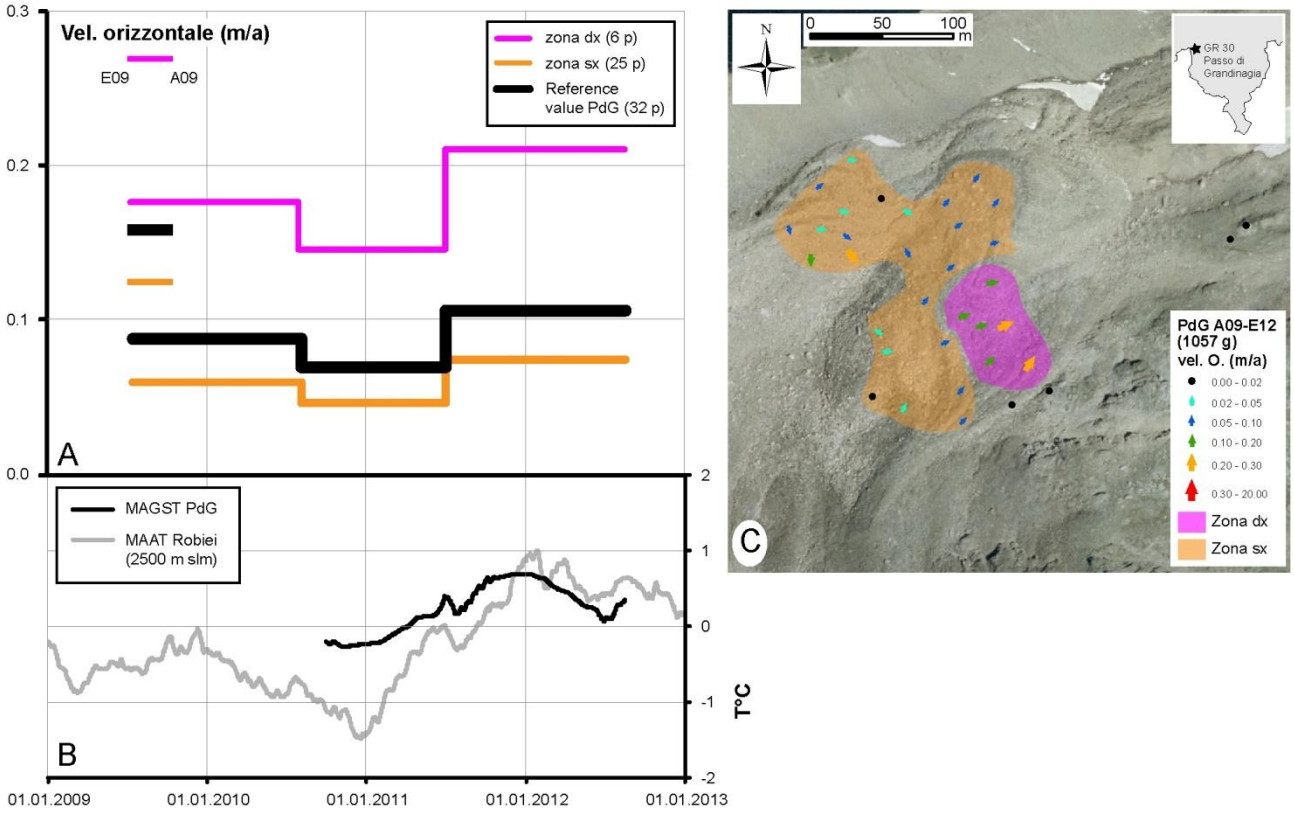


Fig. 4.40: (A) velocità orizzontali annuali per il periodo estate 2009 (E09) – estete 2012 (E12) del ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia (PdG). Sono indicate anche le velocità del periodo estivo 2009 (E09-A09). (B) MAGST di PdG e MAAT normalizzata 2500m slm della stazione di riferimento Robièi (1894 m slm). (C) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso PdG per il periodo autunno 2009 (A09) – estate 2012 (E12).

I rapporti tra le velocità di queste due zone a cinematica omogenea sono costanti nel corso del periodo 2009-2012. Le direzioni degli spostamenti dei punti del ghiacciaio roccioso seguono abbastanza fedelmente la linea di pendenza del terreno e risultano generalmente in direzione NE. I punti invece situati sulla morena laterale sinistra tendono a spostarsi in modo radiale dalla sommità della morena che può essere localizzata in corrispondenza del punto 24. I punti 27 e 26 della morena laterale sinistra presentano delle magnitudini di velocità orizzontali più alte dei punti vicini, ma va considerato che si trovano sul fianco destro della morena laterale sinistra la cui superficie è molto in pendenza.
L'unico periodo estivo monitorato è stato il 2009, il quale ha mostrato delle velocità circa doppie rispetto al successivo periodo invernale. Dall'autunno 2009 le velocità sono state misurate a scadenza annuale durante l'estate e i risultati mostrano i valori più elevati per il periodo 2011-2012. È interessante tuttavia notare un rallentamento nel periodo 2010-2011, spiegabile anche con la particolare tempistica del monitoraggio effettuato: infatti per ragioni organizzative non è sempre stato possibile mantenere lo stesso periodo in cui effettuare le campagne di monitoraggio. In particolare nel 2011 il monitoraggio è stato svolto nel mese di luglio, oltre un mese in anticipo rispetto al 2010 e al 2012. Le conseguenze di questa irregolare tempistica hanno reso il monitoraggio annuale poco indicativo. In effetti i valori record misurati per il periodo 2011-2012 possono essere anche spiegati col fatto che questi valori comprendono l'estate 2012 e in parte anche il periodo estivo 2011, che molto probabilmente presentano valori maggiori rispetto ai periodi invernali.
Per ciò che concerne invece gli spostamenti verticali, possiamo notare come questi siano proporzionali agli spostamenti orizzontali di tutte le parti del ghiacciaio roccioso e per tutto il periodo 2009-2012. I maggiori valori di sprofondamento si sono di conseguenza verificati nella zona destra e in particolare durante il periodo 2011-2012, quando anche gli spostamenti orizzontali sono stati più elevati rispetto agli altri periodi.

4.8.3. REGIME TERMICO

Sul ghiacciaio roccioso sono stati posati 2 data-logger per il monitoraggio del regime termico: L1 in corrispondenza del punto GPS 30 e L2 al punto GPS 34. L1 si trova nella parte alta del ghiacciaio roccioso, nella zona sinistra che ha mostrato i valori di velocità orizzontale più bassi, mentre L2 si trova nella zona destra, più dinamica (v. cap. 4.8.2).
La fig. 4.41 riassume le medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Passo di Grandinagia (L1,L2) per gli anni idrologici 2009-2012. Il valore MAGST si riferisce solamente all'anno idrologico 2010-2011.

Parametri termici	Media L1	Media L2	Media GR
Zero curtain, inizio (2009/2012)	26.mag	11.mag	19.mag
Zero curtain, fine (2009/2012)	17.giu	18.giu	18.giu
Zero curtain, durata (giorni) (2009/2012)	22	38	30
WEqT (°C) (2009/2012)	-2.21	-2.47	-2.34
GFI (∑ gradi-giorno neg.) (2009/2012)	-411.73	-506.63	-459.18
MAGST (°C) (2010/2011)	0.53	0.62	0.58

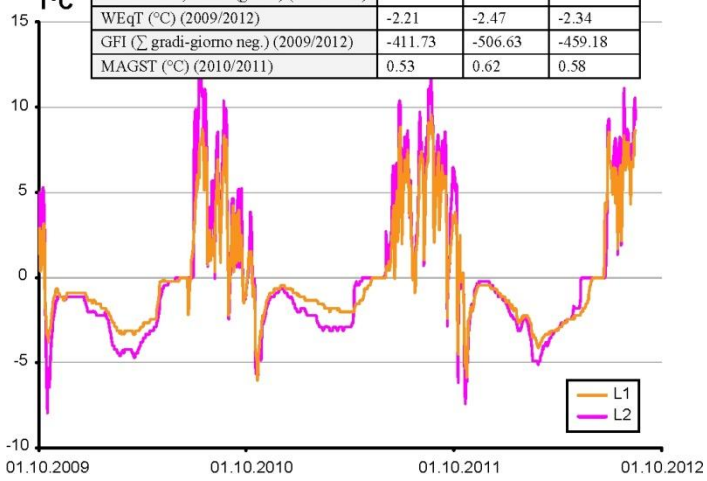


Fig. 4.41:

medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Passo di Grandinagia (L1, L2) per gli anni idrologici 2009-2012.

Le due curve del regime termico presentano un andamento abbastanza simile, anche se i valori di temperatura sotto la copertura nevosa di L2 sono leggermente inferiori, mentre in estate L2 ha registrato temperature più elevate. Il valore medio annuale di GST è invece simile per i due punti di rilevamento. I valori di WEqT di L1 e L2 sono sembrano indicare la presenza del permafrost nel sottosuolo (v. Lambiel, 2006). In L2 lo scioglimento della neve è sempre iniziato prima che in L1, richiedendo però un tempo

maggiore per la sua fine. Questo periodo è iniziato circa un mese in anticipo nella primavera del 2011 rispetto alle primavere 2010 e 2012.
La curva di MAGST presenta una tendenza già vista nei siti precedentemente analizzati, con un riscaldamento di circa 1°C durante il 2011 e con una flessione nel mese di luglio dello stesso anno. Da gennaio 2012 fino a maggio si osserva un raffreddamento di circa 0.5°C, seguito da un nuovo rialzo. Anche in questo sito si può osservare un parallelismo dell'andamento tra MAAT (per la vicina stazione di riferimento di Robièi, con valori normalizzati a 2500 m slm) e MAGST, seppur con una maggiore ampiezza per i valori di temperatura dell'aria.

4.8.4. COMMENTO DEI RISULTATI

I risultati del monitoraggio cinematico hanno evidenziato per il Passo di Grandinagia delle velocità medio basse, in relazione agli altri siti monitorati. La zona destra del fronte si è rivelata leggermente più veloce, ma le cause di questa sua dinamica sono incerte, dato che i parametri topografici sono uguali alle altre parti del ghiacciaio roccioso. È improbabile un'influenza da parte della morena laterale destra per spiegare queste differenze, anche perché se questa si trova sul corpo del ghiacciaio roccioso sottostante, risulta essa stessa trasportata. Lo stesso discorso può essere fatto per la morena laterale sinistra. È però da sottolineare come la litologia dei blocchi delle zona destra sia differente rispetto alla zona destra, con una maggiore presenza di paragneiss e scisti a sericite e clorite che hanno generato una granulometria più piccola dei detriti rispetto alla parte sinistra e a monte (cap. 4.8.1). Forse questa minore granulometria potrebbe spiegare la maggiore dinamicità di questa zona, analogamente a quanto osservato sul ghiacciaio roccioso di Monte Prosa Sud (cap. 4.5.2).
Il punto L2 situato nella zona più veloce, presenta un periodo dello *zero curtain* più lungo, di conseguenza sarebbe ipotizzabile che questa maggiore dinamicità sia forse causata dal maggior tempo in cui l'acqua liquida circola tra i detriti di questa zona, provocando un'accelerazione durante lo scioglimento della neve, come del resto già provato per il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson (Delaloye, 2010). Chiaramente per verificare una simile ipotesi sarebbero necessarie numerose campagne di monitoraggio pluriannuali come si esegue regolarmente a Becs de Bosson.
A causa delle diradate campagne di monitoraggio svolte a Passo di Grandinagia, non è possibile determinare con certezza le fluttuazioni stagionali delle velocità; tuttavia le velocità estive del 2009 sono risultate nettamente maggiori di quelle invernali del periodo seguente e se si considera che nei siti che presentano evidenti variazioni stagionali (come il vicino Pizzo Nero), queste ultime tendevano a essere più marcate nel 2011 e 2012, allora è ragionevole ipotizzare che anche il ghiacciaio roccioso di Passo di Grandinagia presenti questo tipo di dinamica. A conferma di questa ipotesi è interessante osservare come il regime annuale delle velocità per il 2011-2012 abbia mostrato un'accelerazione rispetto al 2009-2011. I movimenti verticali sono proporzionali ai movimenti orizzontali su tutta la superficie e durante tutto il periodo 2009-2012: questo indica come i movimenti interni del corpo del ghiacciaio roccioso siano limitati e costanti. Un discorso a parte va tuttavia riservato ai movimenti della morena laterale sinistra che presenta delle direzioni divergenti dalla sua sommità, in modo del tutto simile a quanto osservato a Blauberg e Gallina. Questo lascia pensare che tale morena si stia sgonfiando a causa dello scioglimento del ghiaccio sedimentario che contiene, specialmente durante il periodo estivo. In effetti durante l'estate 2009 le velocità verticali sono state più ampie che negli altri periodi. La presenza a monte del ghiacciaio roccioso e della morena laterale di un nevaio permanente e di ghiaccio vivo visibile a volte tra i blocchi delle falde di detrito, starebbe inoltre a testimoniare della probabilità di questo fenomeno di sgonfiamento e retroflusso osservato. Come da osservazioni geomorfologiche precedenti (cap. 4.8.1) questa zona sarebbe in realtà un ghiacciaio nero che si sta lentamente trasformando in ghiacciaio roccioso. Questo sarebbe testimoniato anche dagli elevati movimenti verticali osservati in rapporto con quelli orizzontali su tutto il corpo di Passo di Grandinagia.
Il grande caldo del 2011 si è probabilmente tradotto anche su questo ghiacciaio roccioso con uno scioglimento anticipato della neve in primavera e con un indice di gelo (GFI) più basso degli altri anni.
Per concludere, le velocità misurate tramite DGPS hanno confermato l'estensione spaziale del poligono InSAR, ma non la magnitudine dei suoi movimenti che, con InSAR, risultavano più ampi. Forse la causa è da ricercare nella geometria d'acquisizione da parte del satellite in relazione alla topografia e nel fatto che gli interferogrammi usati sono relativi ai periodi estivi 2006, 2007 e 2010, i quali probabilmente presentano valori di velocità orizzontali maggiori rispetto alle medie annuali e pluriannuali DGPS, come del resto

evidenziato dai risultati DGPS per l'estate del 2009 (v. fig. 4.39-C e fig. 4.40-C). Non è da escludere nemmeno un errore d'interpretazione degli interferogrammi (v. parte II, cap. 5.6).

4.9. GR 31: GANONI DI SCHENADÜI, ALPI TICINESI ORIENTALI, VAL CADLIMO (TI)

4.9.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Il ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi (GdS) si trova sul versante idrografico destro della Val Cadlimo, una valle laterale della Valle di Santa Maria, in zona Passo del Lucomagno (Alta Valle di Blenio) (v. allegato 4.2-H). Il ghiacciaio roccioso prende il nome dallo Schenadüi (2678 m slm) che lo sovrasta a sud e che lo alimenta in detriti (fig. 4.42-B). Di fronte al ghiacciaio roccioso, sul versante idrografico sinistro si trova l'imponente Piz Rondadura (3015 m slm), dal quale si gode di una vista imperdibile sul ghiacciaio roccioso (fig. 4.42-B).
L'accesso a GdS avviene dal Passo del Lucomagno, da dove si prende la strada sterrata che costeggia il lago artificiale di Santa Maria. Da questo punto si sale a piedi la Val Cadlimo, fino a raggiungere l'Alpe di Stabbio Nuovo dopo 1h e 30 min di marcia. Accanto all'alpe si piazza la base di referenza (700576/157915) a 2263 m slm. Da qui si può già scorgere la parte alta del ghiacciaio roccioso. Per raggiungerlo si sale per 45' dal versante settentrionale dello Schenadüi che è caratterizzato, come del resto tutta la Val Cadlimo, da numerose rocce montonate con le tipiche striature, code di ratto e colpi di scalpello che testimoniano la passata erosione glaciale. Attualmente in tutta la Val Cadlimo non esiste più nessuna forma di glacialismo (ghiacciai, glacieret, glacio nevati o nevai perenni), nemmeno al termine della PEG (secondo storica carta Dufour). Queste forme erano (e sono) invece ben presenti nella Val Bedretto e in Alta Valle Maggia.

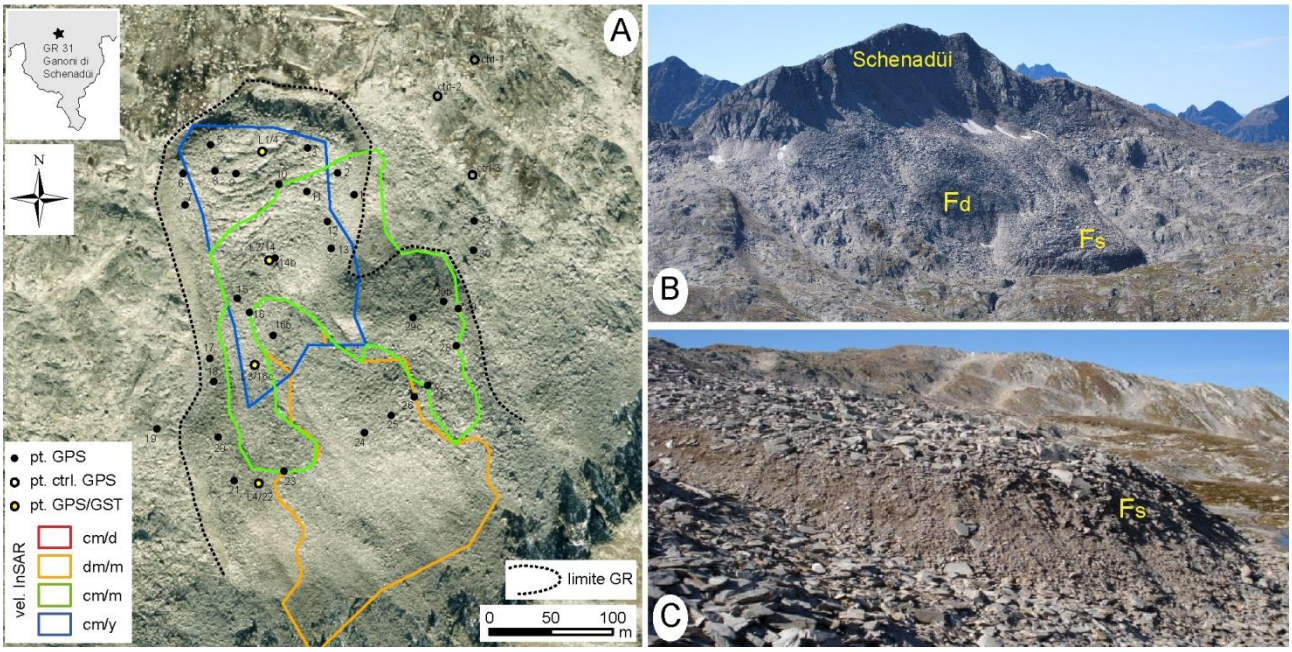


Fig. 4.42: (A) localizzazione dei punti di monitoraggio GPS e GST e poligoni di movimento InSAR per il ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi (GdS). (B) GdS visto dal Piz Rondadura (3015 m slm) (foto Martino Buzzi): si noti lo Schenadüi (2678 m slm) e i due fronti del ghiacciaio roccioso, il fronte destro (Fd) e quello sinistro (Fs). (C) fonte sinistro (Fs) ripreso dal punto di controllo ctrl-1: si notino i detriti fini sotto i massi più grandi.

Il GdS è un ghiacciaio roccioso abbastanza grande, con una lunghezza di 450 m per una larghezza massima di 250 m, per una superficie complessiva di circa 9 ha. GdS presenta due fronti distinti, il fronte sinistro (Fs) che si trova a un'altitudine di 2470 m slm e quello destro (Fd, v. fig. 4.42) più arretrato a 2510 m slm. Il corpo del ghiacciaio roccioso è posto sul versante meridionale dello Schenadüi, con pendenza variabile dai 10-15° del fronte sinistro ai 30° delle radici direttamente sotto le falde di detrito dello Schenadüi. Il fronte destro è ancora più ripido e presenta una pendenza di circa 40°. Il fronte sinistro mostra invece numerose

linee e rughe di flusso che ne testimoniano la sua dinamicità. Questo fronte è molto spettacolare da osservare dato che termina direttamente su un prato quasi pianeggiante. I blocchi più grandi si trovano in superficie e cadono dal fronte direttamente sul prato, lasciando intravedere la fine granulometria dei detriti sotto la superficie del ghiacciaio roccioso (fig. 4.42-C).
Dal fronte sinistro sgorga una sorgente che va ad alimentare il Reno di Medel, il torrente della Val Cadlimo, che è una delle sorgenti del fiume Reno. Nonostante questa sorgente, nessuna perdita è però visibile sul ghiacciaio roccioso.
Lo Schenadüi, e in generale tutta la Val Cadlimo, sono composti da paragneiss, quarziti e micascisti appartenenti al dominio Elvetico. Di conseguenza anche i detriti che compongono il ghiacciaio roccioso presentano queste litologie. I blocchi più grandi si possono trovare sul fronte sinistro e possono raggiungere i 4-5 m di diametro; salendo la granulometria diminuisce, con dei blocchi di 1-2 m di diametro nelle radici. Su tutta la superficie del ghiacciaio roccioso la copertura vegetale è completamente assente, compresi i licheni.
L'analisi InSAR ha beneficiato di un'estrema qualità dei segnali interferometrici, i quali hanno permesso di determinare tre poligoni di velocità su questo ghiacciaio roccioso (fig. 4.42-A): una zona veloce in corrispondenza delle radici e della parte superiore, una zona media che comprende il fronte destro e la parte destra del fronte sinistro e una zona lenta relativa al fronte sinistro.

4.9.2. CINEMATICA

Il ghiacciaio roccioso Ganoni i Schenadüi presenta delle velocità orizzontali di media entità: per il periodo 2009-2012 si è misurato un valore di riferimento (*reference value*) di 11.1 cm/a. Il corpo del ghiacciaio roccioso presenta una distribuzione spaziale e temporale eterogenea delle velocità.
A livello spaziale si segnala come il lobo orientale del fronte sinistro (punti 1-3/10-18) sia sempre più veloce (velocità orizzontali) del suo omologo occidentale (punti 4-9) (fig. 4.43-A). Le radici (punti 20-27) presentano invece la particolarità di valori elevati in estate e molto bassi in inverno, ma bisogna comunque sottolineare l'influenza nel calcolo della media, dei punti 24 e 25, che presentano un comportamento che sarà approfondito nel cap. 4.9.4. Il fronte destro (punti 28-29c) presenta invece valori in linea con il valore di riferimento (*reference value*). Il punto più dinamico è stato il punto 15, che ha fatto registrare i valori di spostamento orizzontali più elevati in assoluto con un valore medio sul periodo triennale di 22 cm/a; da notare come il punto corrisponda a un blocco instabile che oscillava vistosamente sotto il peso di una persona nonostante le sue grandi dimensioni.

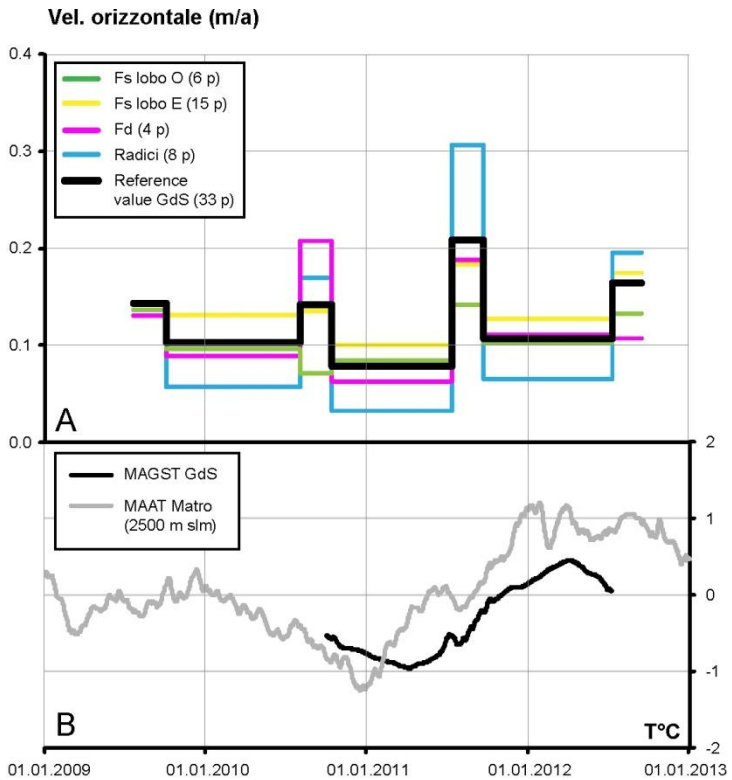


Fig. 4.43:

(A) velocità orizzontali per il periodo estate 2009 (E09) – autunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi (GdS). (B) MAGST di GdS e MAAT normalizzata 2500m slm della stazione di riferimento Matro (2171 m slm).

A livello temporale si possono osservare delle importanti variazioni stagionali, caratteristiche peraltro delle 4 zone a velocità omogenea (fig. 4.43-A). In estate le velocità orizzontali sono circa il doppio delle velocità invernali, anche il quadruplo per la zona delle radici. Particolarmente elevati sono stati i valori registrati per l'estate 2011, con un valore di 21 cm/a per il valore di referenza e di 31 cm/a per la zona delle radici. A livello di valori annuali è difficile trarre delle conclusioni affidabili, a causa delle minime variazioni di magnitudine registrate tra un anno e l'altro.
Per ciò che concerne invece gli spostamenti verticali, possiamo notare come questi siano proporzionali agli spostamenti orizzontali di tutte le parti del ghiacciaio roccioso per tutto il periodo 2009-2012. I maggiori valori di sprofondamento sul periodo triennale si sono verificati nel punto 24 (fig. 4.44-B) e in particolare durante il periodo estivo 2011, quando anche gli spostamenti orizzontali sono stati più elevati rispetto agli altri periodi.
Per ciò che riguarda invece le direzioni dei movimenti, questo ghiacciaio roccioso non presenta particolari scostamenti dalla direzione della linea del pendio, non si evidenzia quindi nessun movimento di retroflusso (fig. 4.44-A). È interessante osservare infine come i punti 30 e 31, situati sulla falda di detrito a lato del fronte destro, non si siano praticamente mai mossi, confermando l'estensione spaziale del limite esterno destro del ghiacciaio roccioso.

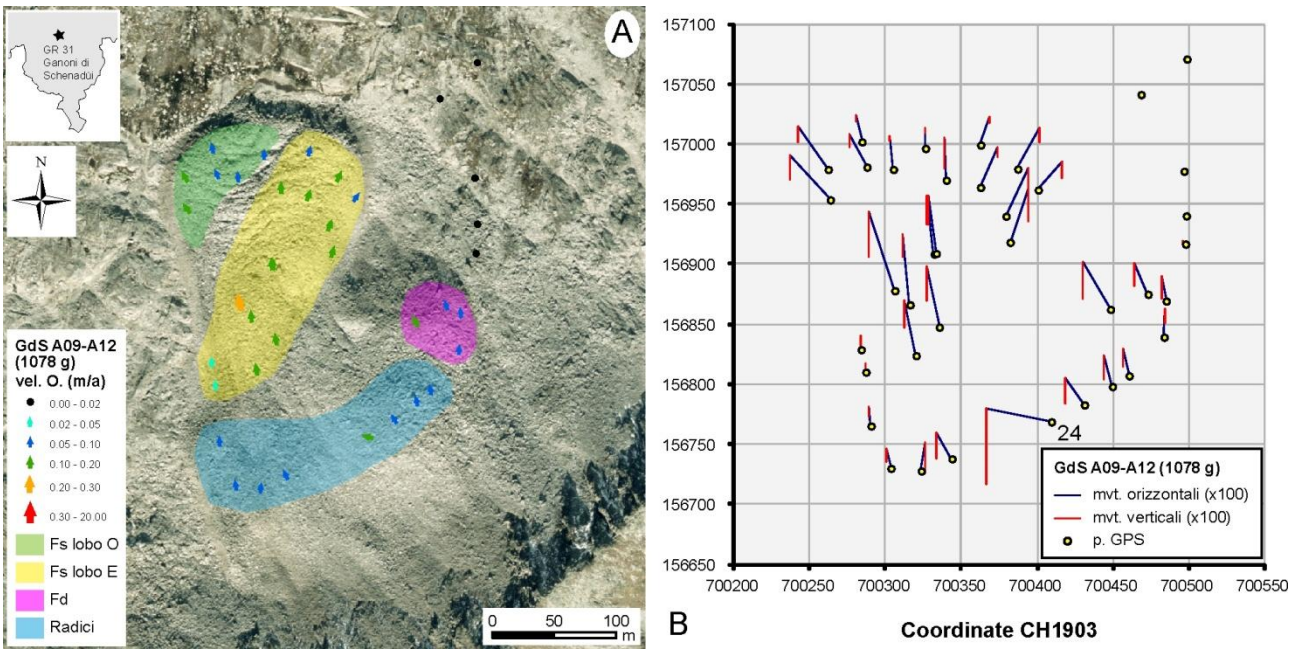
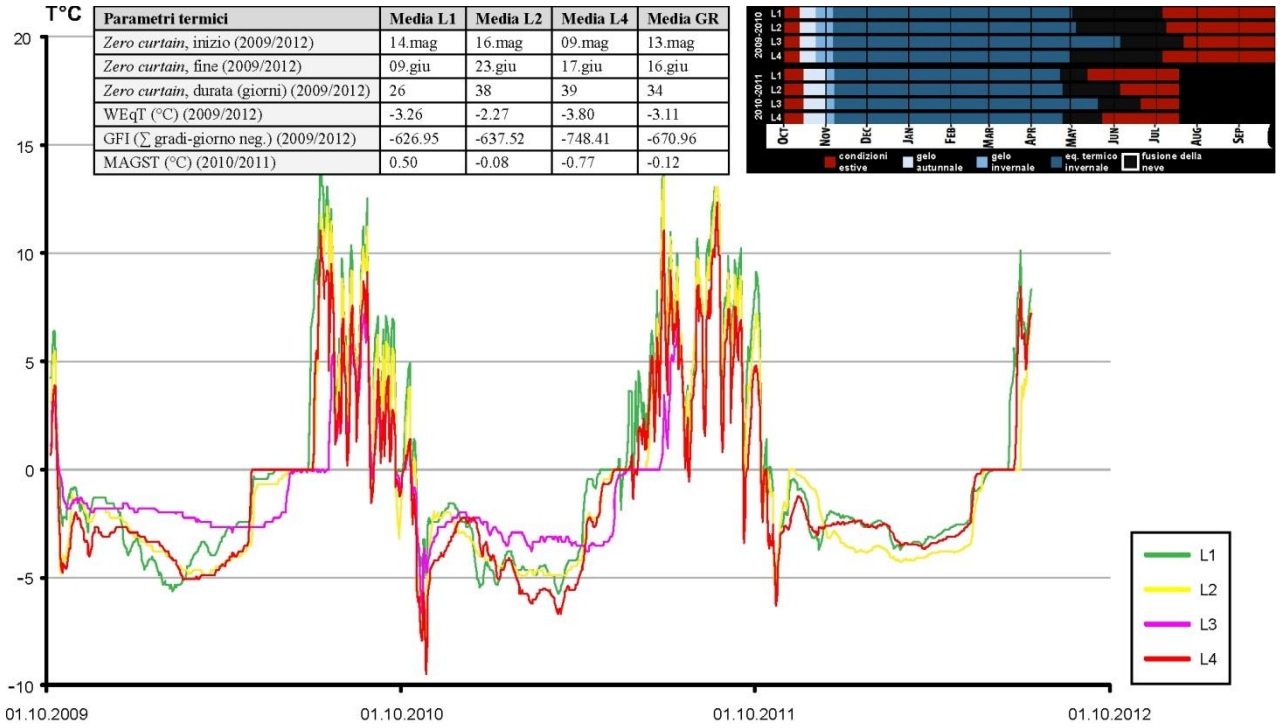


Fig. 4.44: (A) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi (GdS) e per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12) si noti come il lobo orientale del fronte sinistro sia mediamente più veloce generando delle linee di flusso longitudinali. (B) movimenti orizzontali e verticali del ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12), movimenti esagerati di 100 volte (x100): si notino gli spostamenti importanti del punto 24 situato alle radici di GdS.

4.9.3. REGIME TERMICO

Sul ghiacciaio roccioso sono stati scelti 4 punti di monitoraggio GSTM: questo è stato possibile dal fatto che i data-logger (del tipo UTL-3 di ultima generazione) per questo sito sono stati messi a disposizione dal GPT (Gruppo Permafrost Ticino). L1 è stato piazzato in corrispondenza del punto GPS 4 che è situato all'inizio del lobo occidentale del fronte sinistro. L2 è invece situato più a monte ma sul lobo orientale, in corrispondenza del punto GPS 14. L3 ancora più a monte, al punto GPS 16c, infine L4 sul punto 22 che si trova nella zona delle radici. Da notare che purtroppo L3 non ha potuto essere sostituito nel 2012, dato che si trovava ancora sotto la neve: i dati per questo data-logger sono dunque incompleti. La fig. 4.45 riassume le medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Ganoni di Schenadüi (L1, L2, L3, L4) per gli anni idrologici 2009-2012. Il valore MAGST si riferisce anche qui solo

all'anno idrologico 2010-2011. Vengono indicate anche l'estensione spaziale delle 5 fasi del regime termico del suolo (v. cap. 3.3) per i 4 data-logger per gli anni idrologici 2009/2010 e 2010/2011, a causa della mancanza dei dati per L3 del periodo 2011/2012.
I valori di WEqT e di GFI sembrano indicare senza ombra di dubbio la presenza del permafrost nel sottosuolo per tutti i punti di monitoraggio; i valori di L4 sono particolarmente bassi e tipici del permafrost continuo (Delaloye, 2004; Lambiel, 2006). In generale le curve dei data-logger sono abbastanza simili, a eccezione di L3, che presenta dei valori di temperatura sotto la copertura nevosa leggermente maggiori per gli inverni 2010-2011). La fase della fusione della neve si verifica più o meno nello stesso periodo per i punti L1, L2 e L4, mentre in L3 si presenta in ritardo di circa 3 settimane (inizio e fine) per gli anni 2010 e 2011 (i soli di cui si hanno a disposizione i dati). Infatti per quel punto non è un caso che nel 2012 non si sia potuto raccogliere il data-logger a causa della presenza di neve (v. istogramma fig. 4.45). Il confronto a livello temporale indica, anche per questo sito, un inizio anticipato di 1-2 settimane del periodo della fusione della neve nel 2011 rispetto agli altri anni e una sua durata molto più limitata che ha provocato l'anticipo delle condizioni termiche estive di oltre un mese.
Come indica la fig. 4.43-B, la curva di MAGST segue in modo quasi parallelo la curva di MAAT (con valori normalizzati a 2500 m slm per la stazione di riferimento del Matro) durante il periodo senza copertura nevosa, producendo un riscaldamento di quasi 1.5°C tra la primavera 2011 e la primavera 2012, momento a partire dal quale inizia una diminuzione, come per gli altri siti osservati finora. Alla stazione del Matro (riferimento per le Alpi Ticinesi Orientali) si osserva durante il luglio 2011 una flessione delle temperature, che si è riflessa anche su MAGST.



Parametri termici	Media L1	Media L2	Media L4	Media GR
Zero curtain, inizio (2009/2012)	14.mag	16.mag	09.mag	13.mag
Zero curtain, fine (2009/2012)	09.giu	23.giu	17.giu	16.giu
Zero curtain, durata (giorni) (2009/2012)	26	38	39	34
WEqT (°C) (2009/2012)	-3.26	-2.27	-3.80	-3.11
GFI (∑ gradi-giorno neg.) (2009/2012)	-626.95	-637.52	-748.41	-670.96
MAGST (°C) (2010/2011)	0.50	-0.08	-0.77	-0.12

Fig. 4.45: medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) di Ganoni di Schenadüi (L1, L2, L3, L4) per gli anni idrologici 2009-2012. L'istogramma in alto a destra indica l'estensione spaziale delle 5 fasi del regime termico del suolo (v. cap. 3.3) per i 4 data-logger durente gli anni idrologici 2009/2010 e 2010/2011 (Barchi & Compagno, 2011).

4.9.4. ESEMPI DI SPECIFICI MOVIMENTI A SCALA DELL'OGGETTO (PUNTI GPS 14,14B, 24 E 25)

I punti GPS 14, 14b, 24 e 25 del ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi presentano dei movimenti anomali rispetto agli altri punti del ghiacciaio roccioso e di conseguenza meritano un approfondimento specifico. Questo per valutare le cause dei loro particolari movimenti e l'opportunità di includere questi punti nel computo dei valori di velocità delle zone in cui sono inclusi e sul valore referenza medio per tutto il ghiacciaio roccioso (*reference value*). Si tratta quindi di analizzare i loro movimenti a scala dell'oggetto.

Si premette che questi punti, come del resto la stragrande maggioranza dei punti che sono stati marcati su questo e tutti gli altri ghiacciai rocciosi monitorati per questa tesi, sono situati su blocchi di grandi dimensioni e non potenzialmente instabili (almeno 2 m di diametro), per evitare che influenze esterne come il peso della neve o dell'operatore durante le misure provochino degli spostamenti avulsi dai normali spostamenti dovuti alla reptazione del permafrost o gravitativi.
La particolarità dei punti 14 e 14b è che sono stati posti sullo stesso blocco che si presentava fessurato a metà, generando una spaccatura larga 2 cm circa. I due punti sono stati marcati a destra e a sinistra di questa fessura, distanziati di circa 2 metri per osservare l'eventuale dinamica dell'allargamento di questa fessura. Durante il periodo 2009-2012 i due punti si sono mossi praticamente paralleli sia in orizzontale che in verticale (fig. 4.46-C). La fessura non si è allargata e le due parti del blocco si sono spostate assieme a valle di circa 50 cm in questi 3 anni, come se il blocco fosse ancora un pezzo unico.
I punti 24 e 25 hanno invece evidenziato una dinamica del tutto particolare, con una magnitudine dei movimenti estivi decisamente maggiore rispetto a quella invernale, rispetto alla media degli altri punti del ghiacciaio roccioso e rispetto ai punti 26 e 27 che si trovano a pochi metri di distanza nella stessa zona di Ganoni di Schenadüi (fig. 4.44-B).

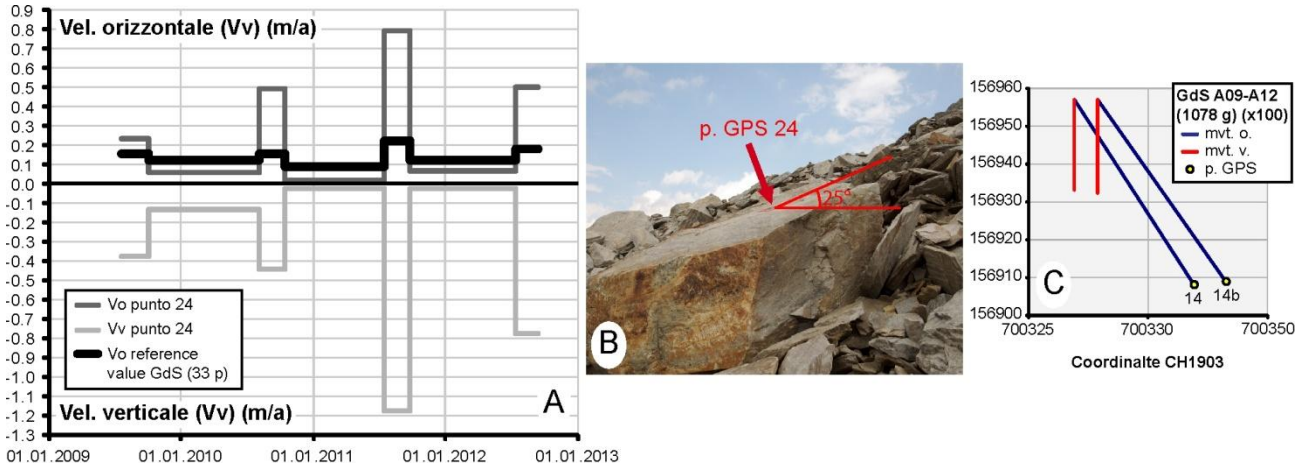


Fig. 4.46: (A) velocità orizzontali e verticali del punto GPS 24 del ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi per il periodo estate 2009 (E09) – autunno 2012 (A12). (B) blocco su cui si trova il punto GPS (Barchi & Compagno, 2011). (C) movimenti orizzontali e verticali dei punti 14 e 14b per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12), movimenti esagerati di 100 volte (x100).

La caratteristica di questi due punti (in particolare del punto 24) è la grande variazione stagionale delle velocità verticali e orizzontali: in estate 2011 il punto 24 ha raggiunto delle velocità orizzontali di 80 cm/a e verticali di 1.17 m/a, con le estati 2010 e 2012 che hanno anche presentato valori molto elevati. I valori invernali erano invece prossimi allo zero o comunque decisamente sotto il valore medio di referenza del ghiacciaio roccioso (fig. 4.46-A). Praticamente il masso dove si trova il punto 24 (fig. 4.46-B) in inverno può essere considerato fermo e in estate estremamente dinamico. Questo paragneiss, del diametro di 4 m con uno spessore di 1 metro, si trova alle radici del Ganoni di Schenadüi, in una zona con una pendenza di circa 25°, circondato da massi più piccoli.

4.9.5. COMMENTO DEI RISULTATI

In base al monitoraggio cinematico effettuato, Ganoni di Schenadüi ha evidenziato delle importanti variazioni stagionali delle velocità orizzontali che, nel loro insieme, sono risultate di media magnitudine rispetto agli altri siti monitorati. Il ghiacciaio roccioso ha presentato il lobo orientale del fronte sinistro più veloce del lobo occidentale: questa differente cinematica ha prodotto delle evidenti linee di flusso longitudinali chiaramente visibili dalla foto aerea (fig. 4.44-A). Il motivo di questa differenza di velocità potrebbe essere dovuto alla spinta che questo lobo riceve a monte dalle radici del ghiacciaio roccioso che si trovano in una zona a forte pendenza. Questo lobo scorre probabilmente su un piano di taglio rispetto al sottostante lobo occidentale. Il periodo estivo 2011 ha fatto registrare le massime velocità per tutti i settori del ghiacciaio roccioso, probabilmente a causa della calda primavera e del mese di luglio piovoso che ha

fatto entrare nel sistema un'importante quantità di acqua che probabilmente ha accelerato il corpo del ghiacciaio roccioso. Un discorso a parte merita invece la particolare cinematica della zona delle radici, che durante l'inverno si muovono con magnitudine inferiore alla norma, mentre in estate presentano velocità verticali e orizzontali superiori. Probabilmente per spiegare questa dinamica si deve tenere in considerazione l'influenza dei processi gravitativi che in questa zona sono più importanti dato che la pendenza media del terreno è maggiore che sul fronte. In inverno le radici sono quasi immobili poiché la copertura nevosa esercita un'azione "collante" tra i vari blocchi e impedisce l'apporto di acqua nel sistema. La dinamica del punto 24 è l'esempio estremo di questo comportamento e presentando dei valori di sprofondamento estivo nettamente superiori alla media. In questa zona (che comprende anche il punto 25) si deve tenere in considerazione anche l'influenza dello scioglimento del ghiaccio sedimentario sottostante: non è quindi da escludere che questa parte di ghiacciaio roccioso sia una zona a cuore di ghiaccio, ma per verificare questo con certezza sarebbero auspicabili ulteriori indagini geofisiche. A testimonianza di ciò è il fatto che questo comportamento si verifica in modo regolare tutte le estati. Se si fosse prodotto una sola estate allora si potrebbe ipotizzare un episodio esclusivamente gravitativo, come visto per esempio con i punti 31, 32 e 33 di Blauberg, scivolati a valle durante l'estate 2011 (v cap. 4.2.2).
L'analisi dei movimenti dei punti 14 e 14b ha evidenziato che la fessurazione di un blocco dovuta alla gelifrazione avviene in modo repentino e la fessura può restare tale e quale per gli anni a seguire. Le due parti del blocco spezzato si spostano insieme presentando dei movimenti simili, a testimonianza che anche i detriti sottostanti si spostano tutti assieme. La meccanica interna del ghiacciaio roccioso produce quindi una dinamica omogenea per la zona sottostante il blocco spezzato su cui si trovano i punti 14 e 14b. Se si considerano identici gli spostamenti dei due pezzi del blocco fessurato, possiamo usare i risultati per ottenere una verifica indiretta della precisione dello strumento che, nel caso dei punti 14 e 14b, ha presentato una differenza inferiore al 2% tra gli spostamenti in 3D dei due punti: tale percentuale corrisponde circa all'influenza dell'errore dello strumento.
Al contrario degli altri siti analizzati non si nota la tendenza all'aumento delle velocità annuali a partire dal caldo 2011, ma si osserva comunque l'influenza di quell'anno sui valori di spostamento estivi 2011. La temperatura dell'aria ha comunque causato un riscaldamento della temperatura del suolo a partire dalla primavera 2011. Il caldo e la siccità della primavera 2011 hanno causato quindi un precoce scioglimento e sparizione della copertura nevosa in tutte le parti della superficie del ghiacciaio roccioso. Il fatto che invece la neve si scioglie in ritardo e a volte neanche completamente (v. data-logger L3), è da addebitare al posizionamento di questo punto in una conca che consente alla neve di accumularsi maggiormente in inverno e quindi di persistere fino a estate inoltrata.
Per concludere, le velocità misurate tramite DGPS hanno confermato qualitativamente e in parte quantitativamente i poligoni di velocità InSAR (v. fig. 4.42-A e fig. 4.44-A). Il lento lobo occidentale del fronte sinistro è risultato appartenere all'ordine di velocità cm/a del poligono InSAR, mentre il lobo orientale all'ordine dei cm/mese. Le radici secondo InSAR rappresentano invece la parte più veloce del ghiacciaio roccioso con un ordine di velocità di dm/mese. Questo è spiegabile con il fatto che gli interferogrammi usati per elaborare questo poligono veloce devono avere una risoluzione temporale corta, riferita al periodo estivo; nei periodi estivi infatti la zona delle radici presenta delle velocità massime, come dimostrato dal monitoraggio DGPS (v. fig. 4.43-A).

4.10. GR 32: PIANCABELLA, ALPI TICINESI ORIENTALI, VALLE MALVAGLIA (TI)

4.10.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Il ghiacciaio roccioso monomorfico di versante Piancabella si trova nella parte sommitale della Valle di Sceru, che si trova a sua volta alla fine della Valle Malvaglia (v. allegato 4.2-I). La Valle di Sceru è un grande circo glaciale, delimitato a NO dalla Cima di Gana Rossa (2687 m slm) e a SO dalla Cima di Piancabella (2670 m slm). Queste vette fanno parte del massiccio della Cima di Gana Bianca che si situa nella parte sud orientale della Valle di Blenio. Questo massiccio funge da spartiacque tra la parte centrale della Valle di Blenio e la Valle Malvaglia a ovest e tra la Val Malvaglia e la Val Soi a nord. In questo massiccio non sono presenti forme di glacialismo, se non un piccolo nevaio permanente sul versante orientale a 2650 m slm della cima di Gana Bianca (2842 m slm) (Scapozza, 2008; Maisch, 1992). Secondo Maisch (1992) l'altezza della LEG teorica (nel 1973) è in effetti situata a 2800-3000 m slm. Nemmeno durante la PEG nel massiccio di Gana Bianca erano presenti ghiacciai (Scapozza, 2008). Anche l'analisi

della storica carta Dufour ha confermato l'assenza di ghiacciai in tutta la regione. Non è quindi un caso che il clima sia di tipo semi-continentale, caratterizzato da alte temperature in estate con due picchi di precipitazioni in primavera e autunno, quindi meno adatto alla formazione dei ghiacciai. A 2500 m di altitudine si registrano 2270 mm/a di precipitazioni con una MAAT di -0.6°C (Scapozza & Fontana, 2009). Queste caratteristiche, tipiche delle Alpi Ticinesi Orientali, rendono quindi il massiccio di Gana Bianca differente dagli altri siti analizzati finora.

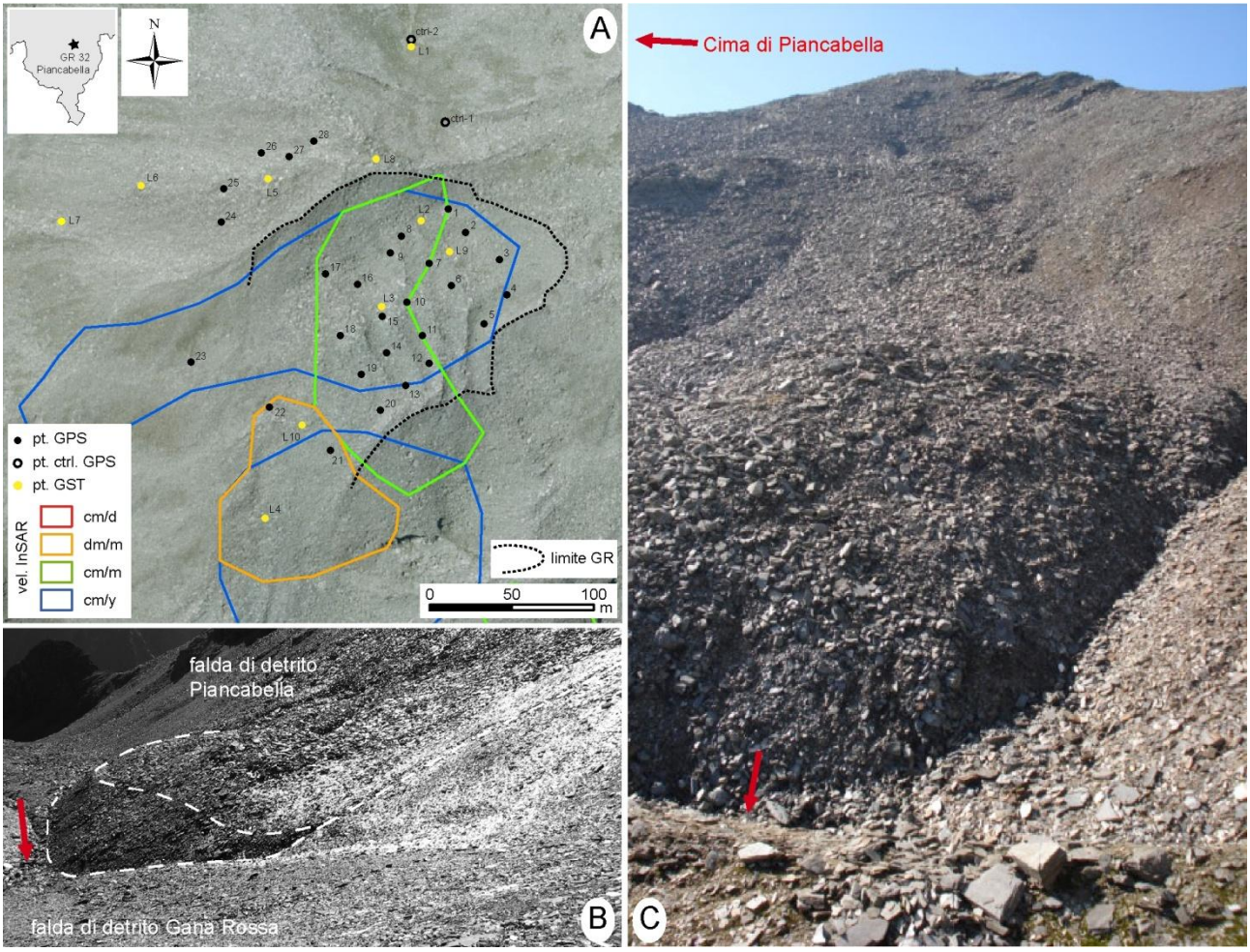


Fig. 4.47: (A) localizzazione dei punti di monitoraggio GPS e GST e poligoni di movimento InSAR per il ghiacciaio roccioso Piancabella (Pb). (B) Pb visto dalla sommità della falda di detrito di Gana Rossa. Le linee tratteggiate delimitano il fronte. La freccia rossa indica la sorgente nella conca frontale in cui è stata iniettata la fluoresceina (v. parte V) (foto: C. Scapozza). (C) Pb visto di fronte dal punto di controllo 2.

Sopra i 2000-2200 m slm, questa regione presenta tuttavia delle vaste superfici di sedimenti sciolti di origine glaciale, periglaciale e gravitativa, caratteristica che rende molto rari i corsi d'acqua aerei. Il limite superiore della foresta (*timberline*) si situa tra 2000 et 2100 m slm, mentre il limite superiore degli alberi (*treeline*) è a 2100-2200 m slm (Steiger, 1998; Scapozza, 2008). Sopra tali limiti, il paesaggio del massiccio di Gana Bianca è occupato dalle estese falde di detrito di gneiss a due miche, litologia che compone i terreni più elevati delle Cime di Gana Bianca, Gana Rossa e Piancabella. Sotto questo strato si trovano generalmente dei micascisti. Si ricorda che il massiccio di Gana Bianca fa parte delle falde penniniche composte da rocce a vario grado di metamorfismo.

La Valle di Sceru è sicuramente il sito meglio investigato da un punto di vista periglaciale del Cantone Ticino, questo grazie ai numerosi lavori di Cristian Scapozza (per es. Scapozza, 2008) e del sottoscritto che ha svolto delle prove di multitracciamento (v. parte V) (per es. Mari *et al.*, 2013b). Questa valle presenta una lunghezza di oltre 2 km per 700 m di larghezza ed è caratterizzata dal grande ghiacciaio roccioso fossile Sceru I che la occupa praticamente su quasi tutta la sua parte destra. Dal versante destro della Valle di Sceru, partendo dal fronte di Sceru I, si sovrappongono i ghiacciai rocciosi fossili di Sasso di Luzzone, Sceru II e

alle sue radici il ghiacciaio roccioso attivo di Piancabella (fig. 4.47-C). In fondo a questa valle periglaciale, in località Alpe di Sceru, si possono trovare delle morene di piccola taglia e mal definite con una granulometria abbastanza fine. Queste morene sono difficilmente distinguibili dal grande ghiacciaio fossile Sceru I, motivo per il quale queste strutture si sono originate probabilmente da una forma complessa come potrebbe essere stato un ghiacciaio coperto (Scapozza, 2008).
Il ghiacciaio roccioso Piancabella si raggiunge dalla località di Cusiè (1666 m slm), alla fine della strada della Valle Malvaglia, dove si lascia l'auto. Un comodo sentiero porta dopo circa 40 minuti di salita all'Alpe di Sceru, che si trova all'imbocco dell'omonima valle. In questo punto (722025/146124) a 1996 m slm si piazza la base di referenza DGPS. Si percorre poi tutta la Valle di Sceru in circa 1 ora e si arriva al fronte di Piancabella a 2470 m slm, il quale presenta una pendenza di 35°. Questo ghiacciaio roccioso di piede di versante, ha un fronte con dei blocchi di gneiss a due miche e micascisti medio-piccoli, di taglia metrica in una matrice di ghiaie e sabbie fini. Il corpo del ghiacciaio roccioso è disseminato di rughe e linee di flusso. La parte frontale è meno inclinata della parte radicale e quest'ultima può raggiungere anche pendenze di 30°. Le radici si perdono nelle falde di detrito che si originano dalla Cima di Piancabella. Accanto al lato sinistro del ghiacciaio roccioso si trovano le falde di detrito di Gana Rossa (fig. 4.47-B). Accanto al fronte, sul lato sinistro, si trova una conca in cui a pochi centimetri di profondità, tra i detriti, è visibile una sorgente che presenta delle temperature comprese tra 0.1 e 0.3°C, valori che suggeriscono un contatto dell'acqua con il corpo ghiacciato.
Numerosi profili ERT, di misura della temperatura delle sorgenti e GST (dal 2006), sono stati compiuti di Scapozza (2008) nella Valle di Sceru, evidenziando come il permafrost probabile sia presente al di sopra dei 2400 m slm, nella parte sommitale della valle, comprendendo quindi il ghiacciaio roccioso Piancabella (v. parte V, cap. 4.2, fig. 5.11). Nonostante questi numerosi studi, misure sulla cinematica di Piancabella non sono mai state condotte. A questo proposito, il catasto dei movimenti di versante InSAR ha permesso di evidenziare tre poligoni di movimento sul ghiacciaio roccioso (fig. 4.47-A): una zona con ordine di velocità dm/m in corrispondenza delle radici, una zona con velocità di cm/m nella parte centrale e una zona a cm/a al lato destro del fronte. Le falde di detrito di Gana Rossa a sinistra di Piancabella non hanno invece evidenziato nessun poligono di movimento.

4.10.2. CINEMATICA

Il ghiacciaio roccioso Piancabella presenta delle velocità orizzontali di media entità: per il periodo 2009-2012 si è misurato un valore di riferimento (*reference value*) di 15.4 cm/a, il terzo valore per magnitudine dopo Monte Prosa Nord e Stabbio di Largario. Sul corpo del ghiacciaio roccioso sono state evidenziate tre zone di eterogeneità cinematica: le radici (punti 21-22), la zona sinistra (punti 7-10, 13 e 20) e la zona destra-frontale (punti 1-6/11-12) (fig. 4.49-A). Le radici di Piancabella si sono rivelate molto attive con delle velocità medie di 37 cm/a sul periodo triennale. La zona sinistra ha mostrato delle velocità doppie/triple rispetto alla zona destra, con valori fino a 22 cm/a per il periodo A11-A12. La zona destra, che presenta i punti situati anche sul fronte, non è mai andata oltre i 7 cm/a a scala temporale annuale (fig. 4.48-A).
Piancabella è stato monitorato annualmente, ad eccezione del 2009 dove sono state condotte delle misure in estate e autunno. È quindi azzardato trarre delle conclusioni sulle variazioni stagionali, anche perché solamente i punti dalla zona destra hanno evidenziato dei valori estivi molto differenti dal successivo periodo invernale, mentre le radici e la zona sinistra non hanno evidenziato particolari variazioni. A scala annuale possiamo invece notare un leggero aumento di anno in anno dal 2009 al 2012 per tutte le zone del ghiacciaio roccioso.
I punti 23-28, situati invece sulla falda di detrito di Gana Rossa, sulla sinistra di Piancabella, hanno mostrato dei movimenti minimi, dell'ordine di pochi cm/a. Fa eccezione la velocità media di questa falda durante il periodo estivo 2009, dove si sono registrati dei valori di 13 cm/a. A scala triennale questi movimenti sono inferiori al margine d'errore dello strumento: se si analizzano le direzioni dei movimenti osservati (fig. 4.49-B) possiamo notare come questi siano eterogenei. Il punto 23 addirittura si sposta a monte, cosa praticamente impossibile soprattutto a scala triennale: di conseguenza possiamo concludere che questa falda di detrito sia praticamente inattiva. Lo stesso discorso può essere esteso alla parte destra del fronte, in corrispondenza dei punti 3, 4 e 5, risultati quasi immobili. I valori estivi del 2009 sono allora inutilizzabili a causa dell'errore dello strumento specialmente in un tempo limitato a pochi mesi.
Gli spostamenti verticali sono risultati coerenti con i movimenti orizzontali in funzione della pendenza del terreno durante tutto il periodo del monitoraggio (fig. 4.49-B). Al contrario di altri siti visti in precedenza,

nessun blocco di Piancabella ha evidenziato movimenti anomali, a conferma dell'assenza di influssi nevosi o gravitativi esterni che hanno perturbato il normale flusso a valle dei blocchi del ghiacciaio roccioso. Questo regolare fluire a valle è anche evidenziato dalle direzioni degli spostamenti, che seguono parallelamente la linea di pendenza del terreno.

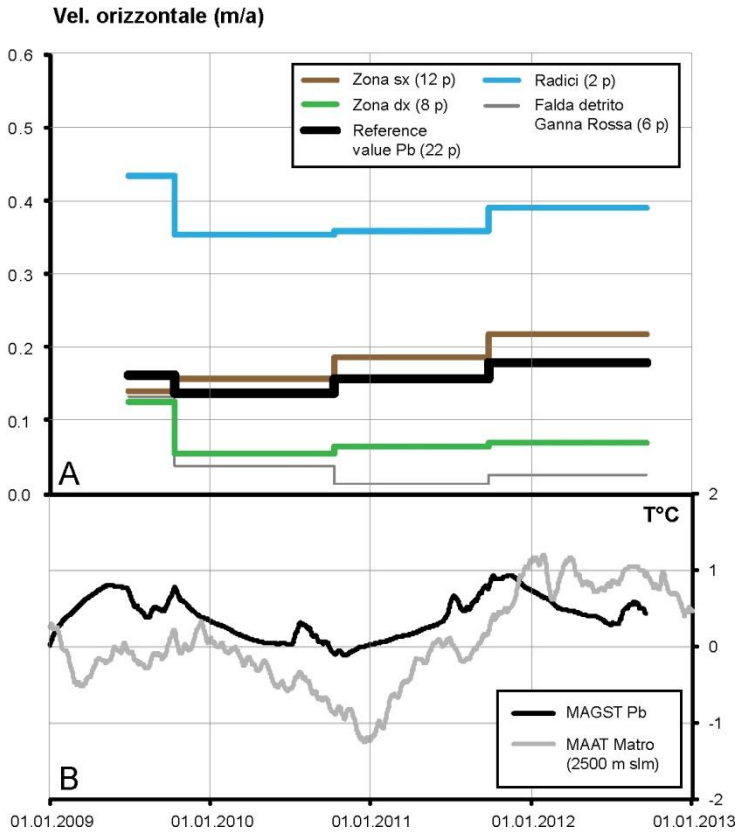


Fig. 4.48:

(A) velocità orizzontali per il periodo estate 2009 (E09) – autunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Piancabella (Pb). (B) MAGST di Pb e MAAT normalizzata 2500m slm della stazione di riferimento Matro (2171 m slm).

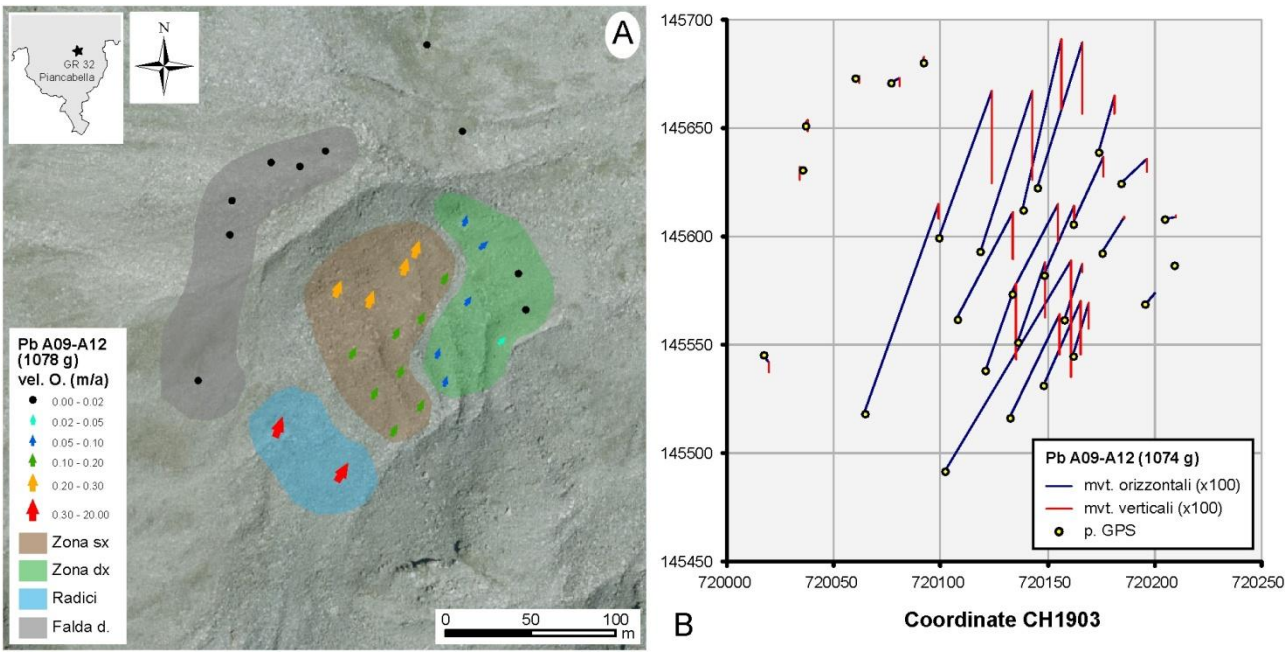
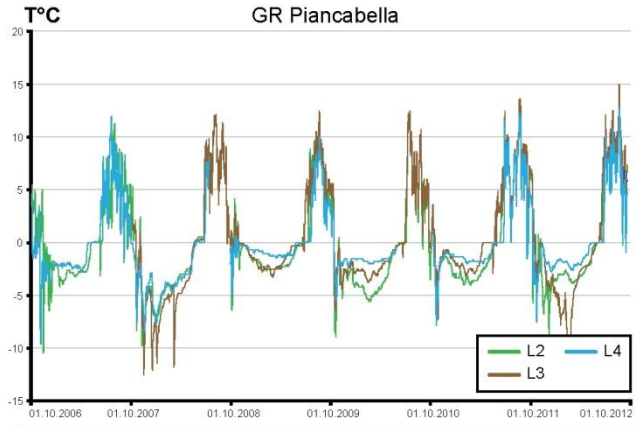
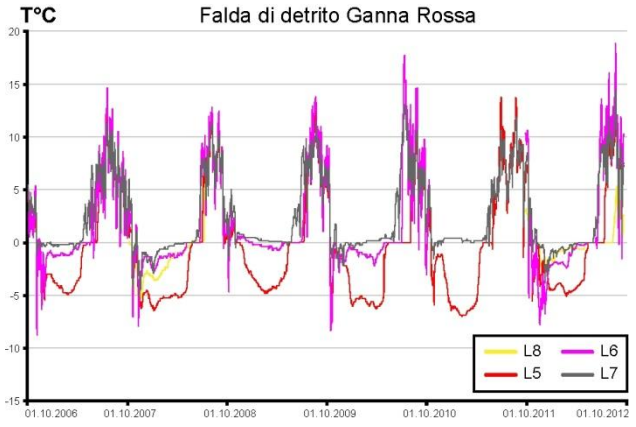


Fig. 4.49: (A) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Piancabella (Pb) per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12). Si noti la staticità della falda di detrito. (B) movimenti orizzontali e verticali del ghiacciaio roccioso Piancabella per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12), movimenti esagerati di 100 volte (x100).

4.10.3. REGIME TERMICO (GHIACCIAIO ROCCIOSO PB E FALDA DI DETRITO GANNA ROSSA)

Il monitoraggio termico del ghiacciaio roccioso Piancabella e della falda di detrito Ganna Rossa è iniziato già il 1. ottobre 2006 con la posa di 10 data-logger (Mari & Scapozza, 2012). Purtroppo durante questo periodo si sono verificati alcuni buchi di dati per malfunzionamenti dei data-logger o dell'impossibilità di scaricare i dati a causa della persistente copertura nevosa. È comunque molto interessante confrontare il regime termico del ghiacciaio roccioso e della falda di detrito (fig. 4.50).
Sul ghiacciaio roccioso Piancabella sono stati posati 5 data-logger: L2 e L9 al fronte, L3 in mezzo e L10 e L4 nella zona delle radici. Le temperature invernali, stabili attorno a -3°C, registrati da L2 e L4 durante il periodo 2006-2008, sono abbastanza tipiche dei terreni gelati in permanenza. Le temperature della superficie del terreno in queste posizioni confermano che la presenza del permafrost è probabile. Scapozza (2008) ha osservato che durante i periodi senza neve, le temperature della superficie del suolo e dell'aria si comportano in modo opposto, con valori dell'aria di 5°C e del suolo di -10.5°C (L2, il 14 novembre 2006). Questo fenomeno è probabilmente causato da una combinazione di evaporazione/sublimazione del ghiaccio e di convezione per l'effetto di Balch (v. parte I, cap. 2.6.4) nello strato attivo (v. Harris & Pedersen, 1998). I valori della temperatura del terreno durante il periodo del monitoraggio cinematico (2009-2012) sembrano indicare una situazione di stabilità del regime termico, anche in relazione al periodo di fusione delle nevi che, fatta eccezione per un netto anticipo di oltre un mese in L3 nel 2011, sembra restare stabile. Durante questo periodo, i valori della temperatura di equilibrio invernale sono tuttavia più bassi rispetto al periodo 2006-2008 di circa 1°C. Interessante notare che le temperature molto basse di L3 negli inverni 2007 e 2011 e di L2 nel 2012, che hanno raggiunto dei valori anche di -13°C.
Come mostra la fig. 4.48-B, l'andamento di MAGST segue con differente ampiezza l'andamento della curva di MAAT (con valori normalizzati a 2500 m slm) per la stazione di riferimento Matro (2171 m slm). MAGST presenta dei massimi in primavera 2009 e in autunno 2011 e una flessione di oltre 1°C tra questi picchi durante l'autunno 2010. Anche a Piancabella si può osservare la flessione di MAGST a MAAT di luglio 2011 vista in tutti gli altri siti monitorati per questo lavoro.
Sulla falda di detrito di Ganna Rossa, sono stati piazzati 4 data-logger, L8, L5, L6 e L7 rispettivamente lungo un profilo da valle a monte. Le curve di temperatura indicano che il permafrost è probabile in L5 e L8 (L8 = dati disponibili solo per il 2007), improbabile in L6 e molto improbabile in L7. In pratica le temperature invernali sotto la copertura nevosa sono maggiori per i logger a monte, con dei valori addirittura positivi per L7, questo durante tutto il periodo 2006-2012 (v. anche Scapozza, 2008).





Parametri termici	L2	L3	L4	Media GR
Zero curtain, inizio (2009/2012)	29.mag	15.mag	09.mag	18.mag
Zero curtain, fine (2009/2012)	22.giu	10.giu	24.giu	19.giu
Zero curtain, durata (giorni) (2009/2012)	24	26	45	32
WEqT (°C) (2009/2012)	-2.11	-1.91	-1.74	-1.92
GFI (∑ gradi-giorno neg.) (2009/2012)	-723.60	-595.47	-	-659.53 (L2,L3)
MAGST (°C) (2010/2011)	0.40	1.42	-	0.91 (L2,L3)

Fig. 4.50: medie annuali e pluriannuali dei principali parametri termici del suolo e GST (medie giornaliere) del ghiacciaio roccioso Piancabella (L2, L3, L4) e della falda di detrito Ganna Rossa (L8, L5, L6, L7) per gli anni idrologici 2006-2012. La tabella si riferisce agli anni idrologici 2009-2012 (dati 2006-2008: v. Scapozza, 2008).

4.10.4. INVESTIGAZIONI GEOFISICHE, DATAZIONI DI RESTI FOSSILI E PALEOGEOGRAFIA

Piancabella è stato oggetto di 2 sondaggi geoelettrici longitudinali (VLF-R), dal fronte al centro del corpo del ghiacciaio roccioso. In base alla resistività ottenuta, questi sondaggi hanno indicato la presenza di un ipotetico acquifero sotto uno strato gelato debolmente resistente (*ice/rock mixture*), situato a sua volta al di sotto di uno strato attivo di circa 4 m di spessore (Scapozza, 2008). Queste tecniche geofisiche, secondo Scapozza (2008), hanno indicato che la presenza del permafrost sotto il ghiacciaio roccioso è molto probabile, specialmente nei suoi settori a valle, mentre a monte sembra che lo strato di permafrost sia più sottile, per sparire probabilmente più a monte ancora, dove si trova la transizione delle radici del ghiacciaio roccioso con la falda di detrito. Sopra il tetto del permafrost e sotto lo strato attivo, Scapozza (2008) ipotizza inoltre la presenza di acqua non ghiacciata che contribuirebbe a fornire un quadro di permafrost temperato in stato di degradazione.
Nella conca che si trova ai piedi del fronte, nel 2005, è stato inoltre ritrovato un resto di legno fossile che è stato dato a 845 ± 50 C^{14} BP, ossia durante le fasi finali del periodo caldo e secco dell'optimum climatico medievale (Scapozza, 2007a). Evidentemente durante questo periodo il limite superiore degli alberi (*treeline*) doveva come minimo situarsi all'altitudine del fronte di Piancabella (2470 m slm) o anche più in alto se si considera l'eventuale trasporto dei frammenti da monte da parte del ghiacciaio roccioso.

4.10.5. COMMENTO DEI RISULTATI

I risultati dei movimenti di Piancabella hanno confermato l'estensione spaziale dei poligoni InSAR e in modo proporzionale la loro magnitudine (fig. 4.47-A e fig. 4.49-A). Le velocità rilevate con DGPS sono state di media intensità e hanno contraddetto l'ipotesi di Scapozza (2008) circa una presunta inattività del ghiacciaio roccioso, elaborata nel 2008 con osservazioni morfologiche e con degli interferogrammi antecedenti quelli usati per questo lavoro. Questa scoperta ha evidenziato l'importanza degli aggiornamenti InSAR con nuove immagini interferometriche e soprattutto che un monitoraggio DGPS è imprescindibile per ottenere la certezza definitiva del grado d'attività di un ghiacciaio roccioso.
La parte destra del fronte di Piancabella è comunque risultata inattiva, comportandosi come un ostacolo e determinando la cinematica del materiale che scende alle sue spalle da monte. Infatti la parte centrale, incontrando l'ostacolo della parte destra, viene deviata a sinistra e produce un fronte sinistro attivo. Più a monte le radici, che rappresentano la zona più veloce di Piancabella, a contatto della parte centrale subiscono a loro volta un rallentamento.
I movimenti verticali dei vari punti del ghiacciaio roccioso sono generalmente il risultato dei movimenti orizzontali dei punti che scendono lungo il pendio. Di conseguenza questi movimenti non sono causati da un'eventuale fusione del ghiaccio sottostante. L'analisi delle velocità a scala annuale sembra evidenziare un'accelerazione dal 2009 al 2012 per tutti i settori del ghiacciaio roccioso, forse causata dal riscaldamento del terreno in particolare durante il caldo 2011.
I dati termici raccolti dopo il 2008 confermano i dati di movimento e le analisi fatte a sua volta da Scapozza (2008) e cioè la presenza del permafrost probabile nel corpo del ghiacciaio roccioso. Nel 2007 e nel 2012 alcuni logger (L2 e L3) sono risultati essere sprovvisti di copertura nevosa in inverno, facendo registrare dei picchi di freddo altrimenti inspiegabili.
La serie di dati termici indica per Piancabella un raffreddamento di MAGST durante l'inverno 2007/2008 che si protrae fino all'estate del 2008 e che permette un riequilibrio delle temperature del suolo a seguito dell'inverno 2006/2007 eccezionalmente caldo (Luterbacher *et al.*, 2007). Assistiamo in seguito a un nuovo riscaldamento di MAGST durante l'inverno 2008/2009 e durante la primavera–estate del 2009, dovuto essenzialmente all'innevamento precoce e abbondante dell'inverno 2008/2009 e all'estate 2009 particolarmente calda (Paul *et al.*, 2010). L'inverno 2009/2010 è stato più freddo e ha permesso un parziale assestamento di MAGST che si è protratto fino all'inizio della primavera 2011, per poi riscaldarsi di nuovo a seguito della primavera eccezionalmente calda che ha causato un rapido scioglimento delle nevi con la conseguenza di anticipare la trasmissione di calore al suolo e nel sottosuolo (Mari & Scapozza, 2012).
È stato molto interessante effettuare un confronto termico e cinematico di Piancabella con l'adiacente falda di detrito Ganna Rossa, dato che queste due forme si trovano a parità di condizioni morfoclimatiche. Rispetto al ghiacciaio roccioso la falda di detrito è risultata inattiva e la presenza del permafrost è probabile solamente alla sua base. A monte di questa falda non esiste permafrost, come dimostrato dalle elevate temperature del terreno in inverno. Senza entrare troppo in dettagli non pertinenti con gli obiettivi di questa ricerca, questi

risultati starebbero a indicare la presenza di un sistema di ventilazione all'interno dei detriti della falda, come del resto ipotizzato già a suo tempo da Scapozza (2008), anche mediante sondaggi geoelettrici (VLF-R).

4.11. GR 33: STABBIO DI LARGARIO, ALPI TICINESI ORIENTALI, VALLE DI BLENIO (TI)

4.11.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Il ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario si trova sul versante orografico sinistro della Val Soi, una valle laterale tra la Valle di Blenio e la Valle Malvaglia (v. allegato 4.2-J). Il ghiacciaio roccioso è adagiato sul versante settentrionale delimitato a ovest dalla Cima di Gana Bianca (2842 m slm) e a est dalla Cima dei Toroi (2667 m slm). Stabbio di Largario è quindi un sito che, come Piancabella e Alpe Pièi, è posto nel massiccio della Cima di Gana Bianca, con le sue specifiche caratteristiche morfoclimatiche come l'assenza di forme di glacialismo (v. cap. 4.10.1).

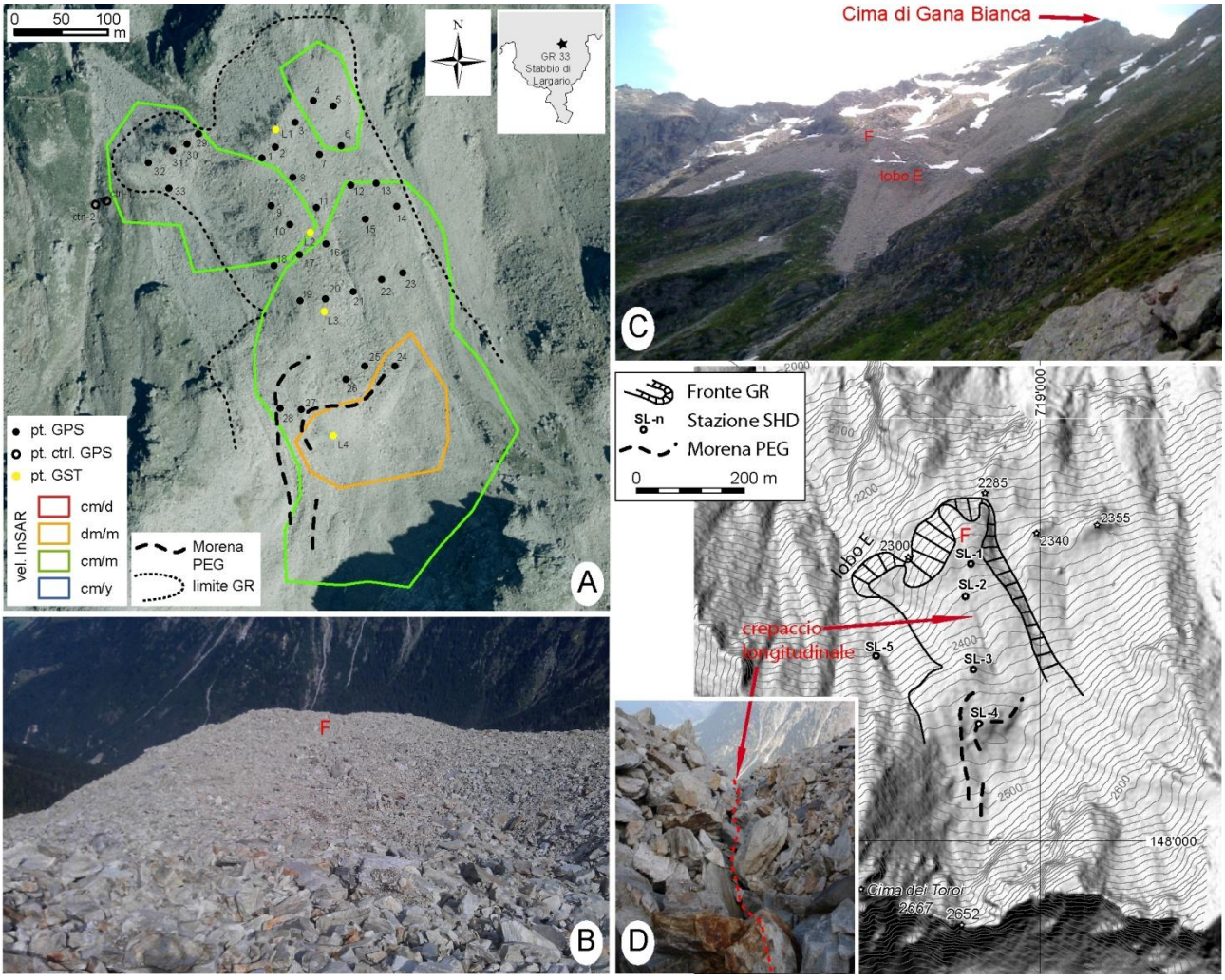


Fig. 4.51: (A) localizzazione dei punti di monitoraggio GPS e GST e poligoni di movimento InSAR per il ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario (SdL). (B) fronte (F) e corpo centrale di SdL visto dalla sua zona radicale: si notino le imponenti dimensioni. (C) fronte (F) e lobo E di SdL ripreso dalla cresta N della Cima dei Toroi. Sotto il lobo E si origina un flusso detritico potenzialmente pericoloso. (D) particolare del crepaccio longitudinale presente sul corpo di SdL e dettagli geomorfologici: si notino il fronte, i cordoni morenici della PEG a valle della depressione e i punti di misura per i rilevamenti con il martello di Schmidt (SHD). (immagine modificata da Scapozza *et al.*, 2014) (coordinate CH1903).

L'accesso al sito si effettua da Dangio percorrendo una strada sterrata fino alla località di Linghee dove si piazza la base di referenza (717963/159451) a 1185 m di altitudine. Da qui si sale sul sentiero fino all'Alpe

di Pian Premesti (1611 m slm) e seguendo la cresta nord della Cima dei Toroi fino al fronte di Stabbio di Largario posto a 2300 m slm. Di tutti i siti monitorati, Stabbio di Largario è sicuramente quello che presenta l'accesso più difficoltoso, dato che la strada sterrata che porta in Val Soi è molto accidentata e può essere percorsa solo con un veicolo fuoristrada. In seguito la salita a piedi dura almeno 3 ore, di cui l'ultimo tratto, prima di giungere al ghiacciaio roccioso, non presenta un sentiero ed è molto pericoloso data la sua elevata pendenza. Anche per questi motivi si è usato l'elicottero in occasione della campagna di monitoraggio dell'autunno 2009.

Il motivo per il quale si è scelto di monitorare questo impervio ghiacciaio roccioso è che Stabbio di Largario è l'unico sito in ambiente periglaciale che, secondo la Sezione forestale del Dipartimento del Territorio, presenta una situazione di potenziale rischio per le sottostanti cascine, dato che dal fronte si origina un flusso detritico (fig. 4.51-C) abbastanza attivo (Valenti, 2006).

Questo ghiacciaio roccioso monomorfico lobato di versante presenta una lunghezza di 450 m e una larghezza di 250 m, valori che lo rendono piuttosto grande (fig. 4.51-B) in confronto agli altri siti monitorati per questo lavoro. I detriti che lo compongono sono generalmente di piccola taglia (decimetrica-metrica) e presentano la litologia dei versanti superiori da cui si sono staccati e cioè principalmente micascisti e gneiss a due miche. La regione si trova infatti compresa nella falda del Simano (dominio penninico) e composta prevalentemente da orto e paragneiss (Glaster *et al.*, 2012). La parte radicale del ghiacciaio roccioso si fonde a monte con le falde di detrito che scendono dalla Cima di Gana Bianca e dalla Cima dei Toroi. Le ripide pareti rocciose che alimentano il ghiacciaio roccioso scaricano su di esso molto materiale detritico in modo fragoroso: non è raro udire il rumore di questi piccoli franamenti di blocchi rocciosi. Il fronte di Stabbio di Largario presenta una pendenza di circa 35-40° e origina le già citate colate detritiche, in particolare a valle del lobo est, da cui si origina anche un piccolo torrente. Sul corpo del ghiacciaio roccioso non si è invece notata la presenza di acqua. In generale tutto il ghiacciaio roccioso si trova posto su un piano in pendenza, in particolare la sua parte centrale e le radici che possono raggiungere anche i 30°. Tutto il corpo di Stabbio di Largario presenta evidenti segni di grande attività (Ramelli *et al.*, 2011), come le rughe di flusso e i crepacci longitudinali (il principale dei quali è lungo più di 100m), i quali possono raggiungere anche i 5-7 m di profondità rispetto alla superficie (fig. 4.51-D). I blocchi hanno degli spigoli netti causati da recenti fratture, non presentano nessun lichene e si presentano piuttosto instabili al camminamento, tutti indizi che confermano l'importante attività dinamica di questo ghiacciaio roccioso. Nella parte superiore del ghiacciaio roccioso, a circa 2470 m di altitudine, è presente una depressione che durante la PEG era occupata forse da un piccolo ghiacciaio o più probabilmente da un nevaio che ha prodotto a valle di essa dei piccoli cordoni morenici (Maisch, 1992). In questa zona dei nevai permanenti erano presenti fino al 2004 (Scapozza *et al.*, 2014). La presenza di un ghiacciaio durante la PEG farebbe pensare che Stabbio di Largario sia di origine glaciale (*ice-cored rock glacier*, v. Monnier, 2007) e che contenga quindi ancora del ghiaccio sedimentario.

L'analisi interferometria ha evidenziato la presenza di tre poligoni di movimento dell'ordine di cm/mese e di una zona più veloce (dm/mese) in corrispondenza delle radici (fig. 4.51-A).

4.11.2. CINEMATICA

Il ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario presenta delle velocità orizzontali che per magnitudine sono seconde solamente al ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord. Il valore medio di referenza è di 41 cm/a sul periodo triennale 2009-2012, ma bisogna calcolare che per il computo, a differenza degli altri siti, si è tenuto in considerazione anche il periodo estivo 2009, poiché i valori autunnali 2009 sono poco affidabili e sono stati rilevati senza i punti del lobo est (29-33) e purtroppo senza i punti di controllo dato che si trovavano sepolti sotto la neve. La correzione degli altri punti è stata effettuata a partire dal punto 2 che sul periodo triennale non ha evidenziato movimenti. Un margine d'errore centimetrico sui valori autunnali 2009 potrebbe però essere messo in conto a causa di questa procedura.

Il ghiacciaio roccioso ha tuttavia evidenziato delle significative differenze di magnitudine di movimento sulla sua superficie (fig. 4.52-B), con la parte più attiva in corrispondenza della fronte (punti 1-12), la quale ha evidenziato delle velocità orizzontali medie sul periodo triennale di 53 cm/a. In particolare i punti 4,5 e 7 situati sul lato sinistro hanno evidenziato delle velocità fino a quasi 1 m/a. Quasi altrettanto attivo si è rivelato il lobo est del fronte (punti 29-32). Da notare come in questa regione frontale molto veloce, i punti 33 e 2 non si siano praticamente spostati, caso più unico che raro anche considerando gli altri siti. Salendo a monte dal fronte, la zona centrale (punti 15-17/18-19) ha mostrato delle velocità orizzontali inferiori ma comunque con valori di 30 cm/a sullo stesso periodo di riferimento. Le radici (punti 24-25) e le 2 fasce

laterali (punti 13-14 e 18-19) hanno invece evidenziato movimenti molto più limitati con velocità di 10 rispettivamente 9 cm/a. Il punto 26 non ha per contro evidenziato spostamento alcuno.
Per ciò che concerne le variazioni stagionali, il solo periodo estivo misurato è quello del 2009, ma questo non sembra in grado di fornire valori di velocità orizzontali significativamente differenti dai valori del seguente periodo inverno/estate 2009-2010. È quindi impossibile estrapolare delle considerazioni attendibili. Anche se si analizzano le variazioni annuali, i valori delle velocità orizzontali sembrano indicare una certa stabilità, con delle differenze trascurabili tra i tre anni di riferimento (fig. 4.52-A).

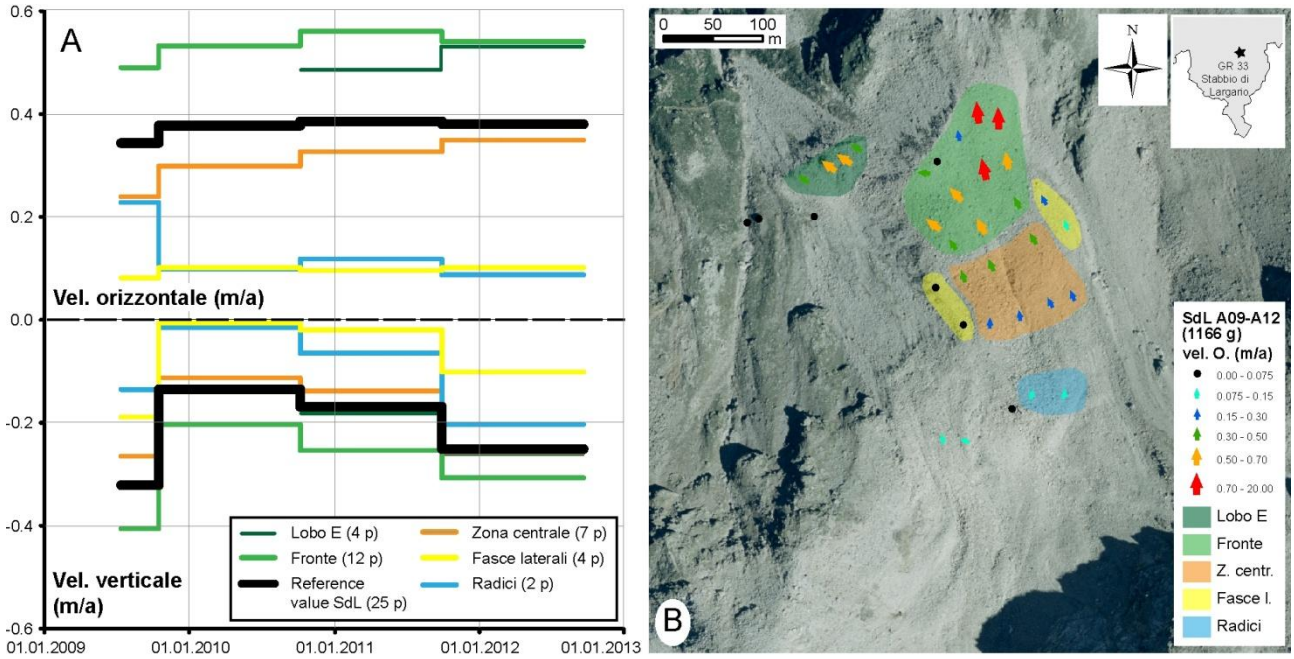


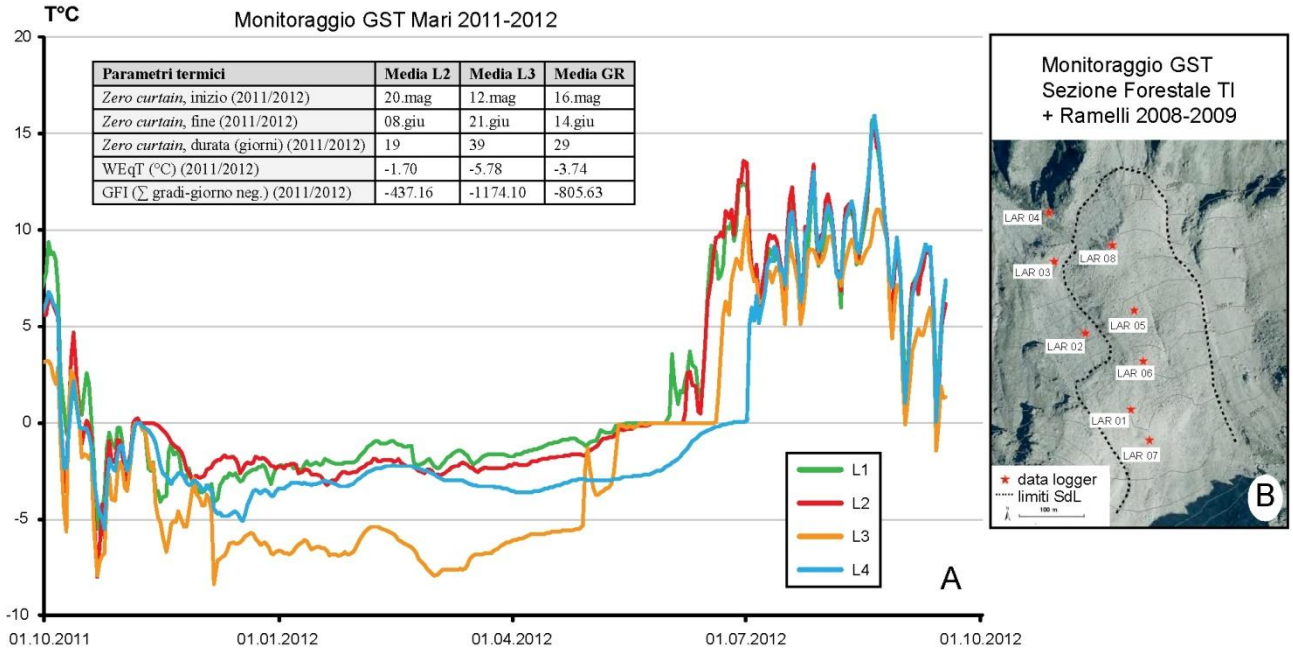
Fig. 4.52: (A) velocità orizzontali e verticali per il periodo estate 2009 (E09) - autunno 2012 (A12) del ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario (SdL). (B) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali di SdL per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12).

Per ciò che invece concerne le velocità verticali, si può osservare come queste siano state maggiori durante l'estate 2009 rispetto al seguente periodo inverno/estate 2009-2010. Quest'ultimo periodo comprende anche il periodo estivo 2010; si può quindi concludere che in inverno i movimenti verticali sono molto più bassi rispetto a quelli estivi, ammettendo che anche i movimenti estivi del 2010 siano stati simili per intensità a quelli della precedente estate. I movimenti verticali a scala annuale sembrano invece evidenziare una certa accelerazione tra il 2009 e il 2012, con il valore di referenza (*reference value*) del periodo 2011-2012 circa doppio del valore del periodo 2009-2010. I movimenti verticali sono comunque direttamente proporzionali ai movimenti orizzontali e di conseguenza possono essere suddivisi nelle stesse zone a omogenea velocità dei movimenti orizzontali.
Le direzioni degli spostamenti seguono fedelmente la linea di pendenza del versante, senza anomalie, ma considerando gli importanti spostamenti di questo ghiacciaio roccioso, questo fenomeno era ampiamente prevedibile dato l'errore dello strumento trascurabile. Fanno eccezione a questa considerazione i punti 27 e 28, ma si deve considerare che sono situati a sinistra della zona radicale nella depressione formata dal ghiacciaio della PEG. Come già spiegato, in questa zona erano presenti dei nevai perenni fino a circa 10 anni fa ma nonostante ciò non si sono registrati dei movimenti di sprofondamento significativi.

4.11.3. REGIME TERMICO

Sul ghiacciaio roccioso sono stati scelti 4 siti di monitoraggio della temperatura GST: il data-logger L1 è stato posato sulla parte frontale, L2 e L3 in mezzo al corpo e L4 nelle radici del ghiacciaio roccioso (fig. 4.51-A). Il monitoraggio termico del suolo è iniziato (da parte del GPT) a Stabbio di Largario solamente il 28.09.2011 in occasione della contemporanea campagna di monitoraggio autunnale DGPS, di conseguenza al momento attuale non è ancora disponibile la curva MAGST per questo ghiacciaio roccioso. La fig. 4.53-A

riassume quindi le medie dei principali parametri termici del suolo e la curva GST (medie giornaliere) di Stabbio di Largario (L1,L2) solo per l'anno idrologico 2011-2012.
Le curve GST evidenziano per L1, L2 un andamento simile, con parametri termici quasi identici. L4 ha evidenziato un ritardo nell'inizio e nella fine del periodo di fusione della neve di oltre un mese rispetto agli altri punti di monitoraggio termico. Il data-logger L3 ha mostrato dei parametri termici sotto la copertura nevosa molto più bassi rispetto a L1, L2 e L4. In particolare la temperatura di equilibrio invernale e la somma dei gradi-giorno negativi (GFI), hanno fatto registrare i valori estremamente bassi (più bassi in assoluto anche considerando gli altri siti monitorati termicamente per questo lavoro) con un valore di quasi 6°C sotto lo zero e rispettivamente di -1174. Anche la durata dello *zero curtain* in L4 è risultata particolarmente lunga durante la primavera 2011 con 39 giorni, più del doppio rispetto ai valori fatti registrare dagli altri data-logger.



Parametri termici	Media L2	Media L3	Media GR
Zero curtain, inizio (2011/2012)	20.mag	12.mag	16.mag
Zero curtain, fine (2011/2012)	08.giu	21.giu	14.giu
Zero curtain, durata (giorni) (2011/2012)	19	39	29
WEqT (°C) (2011/2012)	-1.70	-5.78	-3.74
GFI (∑ gradi-giorno neg.) (2011/2012)	-437.16	-1174.10	-805.63

Fig. 4.53: (A) medie dei principali parametri termici del suolo (L2, L3) e curva GST (medie giornaliere) di Stabbio di Largario (L1, L2, L3, L4) per l'anno idrologico 2011-2012. (B) punti di monitoraggio termico effettuato nell'anno idrologico 2008/2009 dalla Sezione Forestale del Cantone Ticino e da Giulia Ramelli (immagine modificata da Ramelli, 2011).

In autunno 2008 4 data-logger (LAR 01, LAR 02, LAR 03 e LAR 04) sono stati posati dalla Sezione Forestale del Canton Ticino nelle falde di detrito sotto la Cima dei Toroi, accanto al lato sinistro del ghiacciaio roccioso e nella sua zona radicale. Altri data-logger sono stati posati da Giulia Ramelli per il suo lavoro di master (v. Ramelli, 2011) sul corpo del ghiacciaio roccioso (LAR 05, LAR 06, LAR 07 e LAR 08) e ripresi il 16 ottobre 2009 in occasione della campagna di monitoraggio DGPS (fig. 4. 53-B). Un malfunzionamento dei data-logger LAR 06, LAR 07 e LAR 08 ha impedito la raccolta dei dati. Gli altri data-logger hanno funzionato correttamente, evidenziando tuttavia dei risultati contrastanti: LAR 01 ha mostrato le temperature più fredde con delle importanti oscillazioni invernali e un minimo di -9°C nel febbraio 2009. LAR 03 e LAR 04 hanno evidenziato delle temperature medie di equilibrio invernali di -3°C confermando la presenza del permafrost, mentre LAR 02 e LAR 05 hanno evidenziato dei valori WEqT mai inferiori a -1°C, valori incompatibili con la presenza di permafrost.

4.11.4. ANALISI CINEMATICA MULTI-TEMPORALE

Il ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario è stato oggetto di recente di un'analisi cinematica a tre differenti scale temporali mediante l'utilizzo di altrettanti metodi d'investigazione (Scapozza *et al.*, 2014). Senza entrare troppo in dettagli metodologici, lo studio dell'alterazione dello strato superficiale dei detriti di Stabbio di Largario mediante il rimbalzo del martello di Schmidt (*Schmidt hammer exposure-age dating*

SHD, v. Schmidt, 1950) ha permesso di ricostruire la cinematica a lungo termine fin dalla sua formazione. La georeferenziazione di vecchie fotografie del ghiacciaio roccioso mediante monofotogrammetria digitale, (detta anche *monoplotting*, v. Bozzini *et al.*, 2012; Conedera *et al.*, 2013) ha permesso di ricostruire i limiti del fronte del ghiacciaio roccioso dal 1910 e in 5 anni successivi. Infine il contributo dato da questo lavoro di monitoraggio mediante DGPS sulla cinematica dal 2009 a 2012 è stato integrato ai risultati dei due metodi appena descritti.

Per il monitoraggio a lungo termine (a scala millenaria), sul ghiacciaio roccioso sono state scelte 4 stazioni SHD, dal fronte (SL-1) alle radici dove si trovano le morene lasciate dal piccolo ghiacciaio della PEG (SL-4) e un punto (SL-5) situato al di fuori della superficie di Stabbio di Largario (fig. 4.51-D). I risultati della calibrazione del valore di rimbalzo del martello di Schmidt hanno mostrato una decrescita delle età di esposizione della superficie dei detriti dal fronte alle radici di Stabbio di Largario. Questo metodo ha permesso di estrapolare l'età del fronte del ghiacciaio roccioso a 5.05 ± 0.57 ka cal BP e quindi di stimare la formazione del ghiacciaio roccioso durante l'optimum climatico del medio Olocene. Basandosi sulle distanze dal fronte delle stazioni di misura, si è ricostruita la cinematica a lungo termine evidenziando un'accelerazione delle velocità orizzontali della sua superficie a partire dalla fase di optimum medievale, circa 1000 anni fa, velocità che hanno raggiunto un valore medio indicativo di 10 cm/a (fig. 4.54-A).

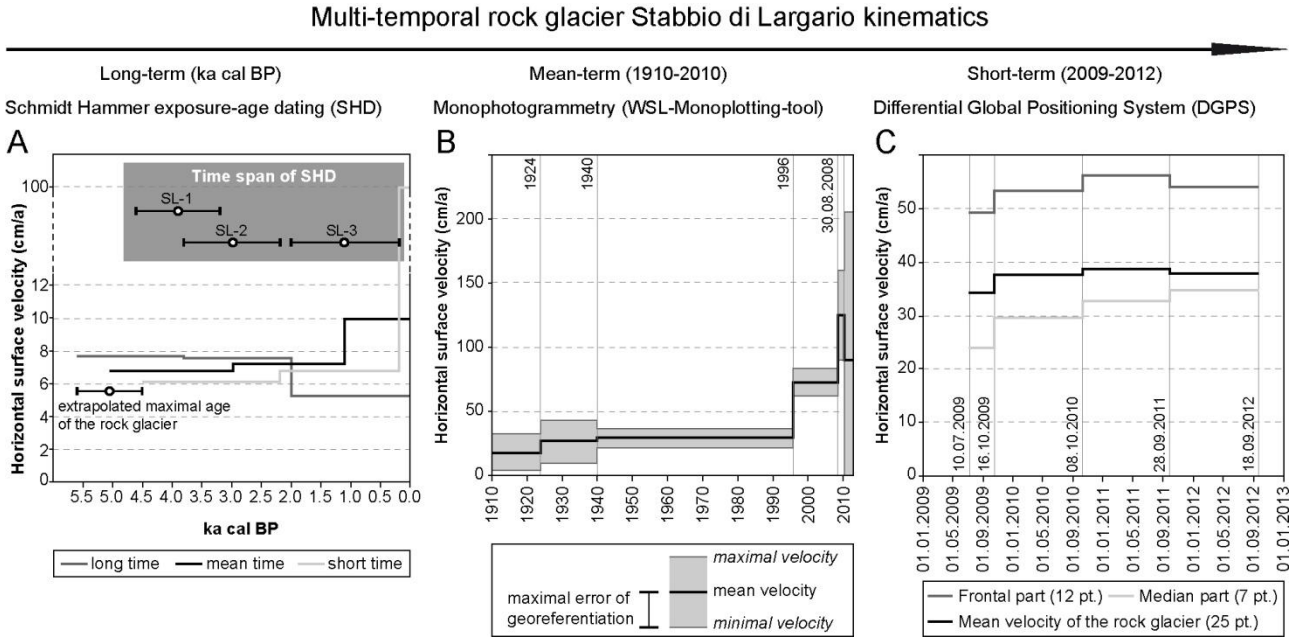


Fig. 4.54: confronto cinematico multi temporale e multi metodologico delle velocità orizzontali superficiali di SdL. (A) velocità orizzontali superficiali di SdL a lungo termine calcolate con il metodo SHD in base alla distanza dal fronte del ghiacciaio roccioso delle stazioni di misura (Scapozza *et al.*, 2014). (B) velocità orizzontali superficiali a medio termine di SdL calcolate mediante monofotogrammetria digitale (Scapozza *et al.*, 2014). (C) velocità orizzontali di superficie per il periodo 2009-2012 calcolate con DGPS (Scapozza *et al.*, 2014 sulla base dei dati di questo lavoro, v. fig. 4.52-A).

Per il monitoraggio a medio termine (a scala centenaria 1910-2010) sono state usate 6 fotografie storiche del ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario datate 1910, 1924, 1940, 1996, 2008 e 2010. Queste foto sono in seguito state georeferenziate mediante monofotogrammetria digitale con una precisione massima inferiore a 347 cm, ma per un solo punto della fotografia del 1940. Riprendendo invece degli elementi lineari (fronte o base del fronte), si è considerato l'errore medio, che è sempre stato inferiore al metro (varia da 22 a 94 cm a seconda dell'anno studiato).In base a questo errore medio, e in base agli ordini di grandezza medi degli spostamenti allora anche che lo spostamento determinato dalle fotografie diventa significativo e affidabile. Il periodo tra il 1910 e il 1924 è tuttavia da analizzare con cautela perché lo spostamento è stato di 17.9 ± 14.2 cm/a (fig. 4.54-B) (il margine di errore è quindi relativamente ampio rispetto allo spostamento quantificato), ma questo valore corrisponde circa alle velocità a lungo termine determinate grazie allo SHD (10.0 ± 0.8 cm/a). In questo modo si è ricostruita la posizione del fronte di Stabbio di Largario su un modello numerico di terreno (DTM) all'epoca in cui sono state scattate le fotografie. Da questa ricostruzione sono poi state calcolate le velocità medie del fronte tra i vari periodi (fig. 4.54-B). I risultati hanno evidenziato delle

velocità medie orizzontali di superficie di 17.9 cm/a tra il 1910 e il 1924, di 26 cm/a dal 1924 al 1940, di 29 cm/a dal 1940 al 1996, di 72 cm/a dal 1996 al 2008 e di 125 cm/a dal 2008 al 2010. Questo ultimo valore è comunque inaffidabile e probabilmente sovrastimato a causa del corto periodo considerato.
Per il monitoraggio a corto termine (a scala triennale 2009-2012) sono stati integrati i dati del presente lavoro (v. cap. 4.11.2) che, basandosi su 5 campagne di monitoraggio DGPS ha evidenziato un valore medio di referenza di 41 cm/a sul periodo triennale 2009-2012 e di 53 cm/a per la parte frontale, mostrando una certa stabilità dei valori durante i tre anni presi in considerazione (fig. 4.54-C).
Il confronto multi temporale dei valori ottenuti dai tre metodi di monitoraggio ha mostrato una certa coerenza dell'ordine di grandezza dei valori di transizione. Il metodo SHD ha indicato delle velocità di 10 cm/a per il periodo più recente, confrontabili con i 18 cm/a scaturiti dalla monofotogrammetria digitale per il periodo dal 1910 al 1926. Quest'ultimo metodo ha evidenziato un valore di 72 cm/a per il periodo 1996-2008, valore dello stesso ordine di grandezza di 53 cm/a misurati con DGPS dal 2009 al 2012. Questo confronto ha evidenziato inoltre come la precisione sia inversamente proporzionale alla lunghezza del contesto temporale preso in esame.

4.11.5. COMMENTO DEI RISULTATI

Secondo Scapozza *et al.* (2014) il confronto cinematico multi temporale ha messo in evidenza 4 fenomeni:

- lo sviluppo del ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario è risalente al periodo medio Olocene e l'età dei detriti presenti sulla superficie del fronte a circa 5000 anni fa;

- una prima accelerazione delle velocità orizzontali di superficie è avvenuta circa 1000 anni fa in concomitanza del periodo caldo medievale, periodo in cui le temperature erano di 1.2°C maggiori rispetto al 1950 responsabili anche degli importanti cambiamenti nella dinamica, nelle proprietà reologiche e termiche del limitrofo ghiacciaio roccioso di Piancabella;

- una seconda accelerazione delle velocità orizzontali di superficie è avvenuta al termine della PEG a seguito della reazione del riscaldamento dell'aria (MAAT) e dell'aumento delle precipitazioni medie annuali (MAP) durante la prima metà del XX secolo e probabilmente a causa della fusione dello scioglimento del ghiacciaio che occupava la zona radicale di Stabbio di Largario;

- un'importante accelerazione, superiore per magnitudine alle precedenti, è avvenuta negli anni 90 del secolo scorso, come conseguenza del recente riscaldamento climatico antropico che ha causato una parziale destabilizzazione del lobo est del ghiacciaio roccioso e l'apparizione di alcuni crepacci trasversali e longitudinali prima assenti (v. cap. 4.11.1; fig. 4.51).

Il comportamento dinamico di Stabbio di Largario è stato influenzato da fenomeni avvenuti a scala locale, come lo scioglimento del ghiacciaio al termine della PEG, a scala regionale come l'aumento delle precipitazioni medie annuali in Ticino all'inizio del XX secolo, a scala continentale come il riscaldamento avvenuto in tutta Europa nel medioevo e a scala globale come il riscaldamento mondiale causato da attività antropiche che sta avvenendo in modo importante dagli anni 80 del secolo scorso.
Come Monte Prosa Nord, attualmente il ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario si è mostrato piuttosto attivo, con dei valori elevati se confrontati con gli altri ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro. Il ghiacciaio roccioso non ha evidenziato significative variazioni di velocità stagionali, probabilmente a causa di un limitato apporto di acqua durante il periodo di fusione delle nevi, causato a sua volta dalle minori precipitazioni generali che si registrano nelle Alpi Ticinesi Orientali. I movimenti verticali hanno invece mostrato dei valori superiori in estate, a causa della parziale fusione del ghiaccio sottostante, fatto che confermerebbe l'ipotesi della presenza di ghiaccio sedimentario in profondità, relitto dell'antico ghiacciaio presente nella zona radicale durante la PEG.
La caratteristica principale di questo ghiacciaio roccioso è dovuta al fatto che questo presenta le maggiori velocità della zona frontale rispetto alla parte centrale e ancor più rispetto alle sue radici. Questa particolare dinamica produce un'estensione del corpo del ghiacciaio roccioso e comporta una sua fratturazione, testimoniata anche dai recenti crepacci apparsi dall'analisi delle vecchie fotografie storiche. Sul corpo del ghiacciaio roccioso si sono inoltre misurati degli spostamenti nulli di alcuni blocchi (punti 33 e 2) che erano

comunque situati all'interno di zone molto attive. Tutto ciò conferma un comportamento meccanico interno caotico, il quale produce a sua volta una generale instabilità. Forse siamo qui al limite di un comportamento destabilizzato che produce, in particolare a valle del lobo est, le colate detritiche già osservate da Valenti (2006), fenomeno alla base di una situazione di rischio potenziale.
I data-logger posati sul ghiacciaio roccioso sembrano confermare la presenza di un permafrost temperato nel corpo di Stabbio di Largario, ad eccezione del permafrost situato sotto L3, che presenta invece parametri termici decisamente inferiori. Questi valori potrebbero essere causati da fenomeni di ventilazione nello strato attivo, oppure da particolari condizioni a scala dell'oggetto. Questo tipo di permafrost temperato spiegherebbe le maggiori velocità nella zona del fronte dove sono situati i data-logger L1 e L2 che hanno registrato le temperature medie più elevate. Bisogna comunque tenere in considerazione che l'instabilità del terreno potrebbe aver influenzato il regime termico in corrispondenza del posizionamento vicino al fronte di questi due data-logger, come ipotizzato da Ramelli (2011) e analizzando i dati termici di alcuni data-logger posati su Stabbi di Largario dalla Sezione Forestale del Canton Ticino durante l'inverno 2008-2009 (v. Valenti, 2006). Sarà interessante a questo punto osservare l'evoluzione futura dei parametri termici per confermare questo riscaldamento del corpo ghiacciato, dato che il monitoraggio effettuato solo dal 2011 può fornire esclusivamente indicazioni puntuali dell'anno idrologico 2011-2012.
La linea di frattura del ghiaccio ipotizzata da Ramelli (2011) posta circa a metà del ghiacciaio roccioso, potrebbe essere spiegata con questa estensione del corpo ghiacciato, dove a valle le velocità orizzontali di superficie sono maggiori che a monte. Probabilmente a monte di questa frattura non esiste più il ghiaccio sedimentario ipotizzato in precedenza (anche se ciò vale solo per i punti situati sul profilo). Se non esiste più del ghiaccio sedimentario si potrebbero giustificare anche le minori velocità orizzontali, confermate anche dall'assenza di crepacci, presenti invece a valle di questa frattura dove il tenore in ghiaccio è più elevato.
Lo stato attuale del ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario potrebbe essere confrontato con quello di Grueob (VS) all'inizio della sua fase di collasso in cui la formazione di crepacci e rughe di flusso per almeno 25 anni ha completamente destabilizzato questa formazione (Delaloye *et al.*, 2009). Questa situazione presenta anche delle similitudini con il ghiacciaio roccioso Petit-Vélan (VS), che si trova attualmente in destabilizzazione (Roer *et al.*, 2008): infatti il Petit-Vélan tra il 1988 e il 1995 ha cominciato a spaccarsi in due e la parte frontale è completamente destabilizzata. Questa formazione presenta un permafrost generato da un fenomeno di ventilazione (con uscita di aria calda a monte) piuttosto che dal consueto bilancio termico. Come per Stabbio di Largario anche sul Petit-Vélan durante la PEG era presente un ghiacciaio nella sua parte sommitale (v. Delaloye *et al.*, 2007a).

4.12. GR AP: ALPE PIÈI, ALPI TICINESI ORIENTALI, VALLE DI BLENIO (TI)

4.12.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO, GEOLOGICO E CONTESTO GEOMORFOLOGICO

Il ghiacciaio roccioso Alpe Pièi (AP), che prende il nome dal'omonimo alpeggio, si trova in una conca a monte del Piano del Simano, sul versante meridionale della Cima dei Toroi (2667 m slm) (fig. 4.55-B) e della Cima di Gana Bianca (2842 m slm) (v. allegato 4.2-J). Questo grande ghiacciaio roccioso è stato descritto già da Zeller (1964). Alpe Pièi si trova sul versante opposto a meno di 700 m in linea d'aria dal ghiacciaio roccioso Stabbio di Largario appena discusso (cap. 4.11). Il Piano del Simano è caratterizzato dalla presenza di numerose rocce montonate e di alcuni massi erratici, anche se dall'analisi della storica Carta Dufour, al termine della PEG, in questa conca non erano presenti forme glaciali.
L'accesso al sito non è dei più agevoli, dato che si lascia l'auto (a Dagro) a quasi 1 h 30 min di marcia dal punto della base di referenza (718785/145424), situato a sua volta a 2018 m slm nei pressi della località Lavill. In seguito si sale ancora per 1 ora prima di giungere al fronte inferiore di AP che si trova a 2340 m slm, fronte da cui sgorgano due sorgenti.
Le radici di AP sono invece situate a circa 2650 m slm che, come per l'altitudine del fronte, presenta più o meno gli stessi valori altitudinali di Stabbio di Largario. Pure le dimensioni sono simili, anche se Alpe Pièi risulta leggermente più grande, con una lunghezza complessiva di oltre 600 m per 300 m di larghezza media.
Alpe Pièi è composto da due fronti sovrapposti (fig. 4.55-C): un fronte inferiore più largo a valle (350 m) e un fronte superiore largo meno della metà. Siamo in questo caso in presenza di polimorfismo (Frauenfelder & Kääb, 2000). Secondo Ramelli (2011) il fronte inferiore è il più antico, mentre il fronte superiore si è formato in un secondo tempo sovrapponendosi al primo. Questo spiegherebbe anche le loro differenti dimensioni. I detriti che compongono AP sono composti principalmente da blocchi metrici di ortogneiss che

scendono dai versanti meridionali della Cima dei Toroi e dalla Cima di Gana Bianca. Il colore chiaro di questi blocchi, causerebbe un elevato albedo, il quale favorirebbe a sua volta il mantenimento di basse temperature del terreno (Scapozza & Reynard, 2007). L'analisi degli interferogrammi InSAR ha permesso di disegnare un poligono di movimento con ordine di grandezza cm/a solamente sul fronte superiore (fig. 4.55-A). L'osservazione geomorfologica sul terreno sembra confermare questa differenza d'attività tra i due fronti: il fronte inferiore presenta una pendenza di circa 30°, inferiore al quella del fronte superiore (40°). Inoltre sul fronte inferiore è presente una copertura vegetale estesa (principalmente mirtilli e rododendri), assente invece sul fronte superiore, dove non sono presenti nemmeno i licheni. La superficie del corpo del ghiacciaio roccioso a monte del fronte inferiore e a valle del fronte superiore si trova in leggera pendenza. In questa parte del ghiacciaio roccioso sono presenti delle chiazze di neve anche durante l'estate. I blocchi sono stabili durante il cammino, condizione che invece non è presenze a monte del fronte superiore, dove i blocchi sono molto instabili. Qui la pendenza del corpo del ghiacciaio roccioso è invece più elevata. Nonostante questi indizi di inattività, il corpo del fronte inferiore presenta una serie di linee di flusso longitudinali e di rughe di flusso trasversali, queste ultime presenti più a monte (fig. 4.55-D). Queste linee e rughe presentano delle depressioni di 1-2 m rispetto al piano della superficie e testimoniano la passata attività del fronte inferiore. Le linee longitudinali presenti a valle sembrerebbero escludere dei fenomeni di compressione longitudinale e potrebbero essere state causate da differenti velocità di scorrimento del ghiacciaio roccioso, fenomeno causato da due distinte zone d'alimentazione e/o dal risultato della fusione del ghiaccio sedimentario sottostante. Le linee di flusso longitudinali sono invece assenti a monte del fronte superiore che invece è caratterizzato esclusivamente da rughe di flusso trasversali a forma di mezzaluna, causate dalla compressione del flusso del ghiacciaio roccioso.

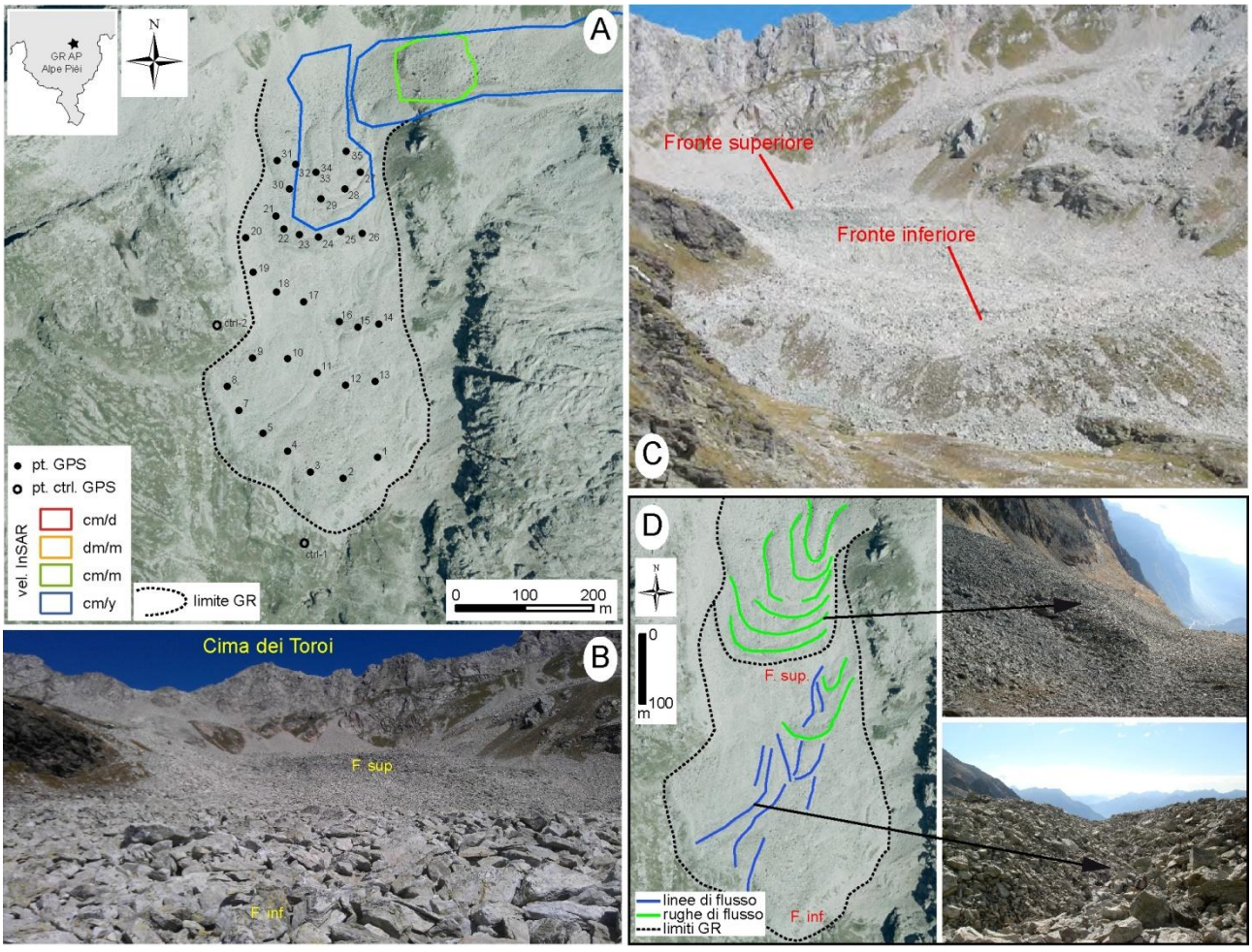


Fig. 4.55: (A) localizzazione dei punti di monitoraggio GPS e poligoni di movimento InSAR per il ghiacciaio roccioso Alpe Pièi (AP). (B) fronte superiore ripreso dal fronte inferiore di AP. Si noti sullo sfondo la Cima dei Toroi. (C) ghiacciaio roccioso polimorfico Alpe Pièi con il fronte superiore che si sovrappone a quello inferiore (foto C. Scapozza). (D) dettagli delle rughe e delle linee di flusso di AP (foto G. Ramelli).

4.12.2. CINEMATICA

Assieme a Gütsch, Alpe Pièi è risultato il ghiacciaio roccioso più lento, con un valore di velocità orizzontale di riferimento (*reference value*) di appena 1.9 cm/a sul periodo triennale 2009-2012. Questo valore a scala annuale e ancor più stagionale, è inferiore al margine d'errore dello strumento. Di conseguenza il monitoraggio è avvenuto a scala triennale. Nel 2009 Alpe Pièi è stato monitorato in estate e in autunno da Ramelli (2011), evidenziando delle velocità fino a 20 cm/a per alcuni punti. Questi risultati sono però del tutto imprecisi, soprattutto osservando le direzioni di movimento che sono incoerenti tra i vari punti. Sul periodo triennale estate 2009 – autunno 2012, della durata di 1174 giorni, ha invece senso la misura e la discussione degli spostamenti rilevati. Su questo periodo, il ghiacciaio roccioso ha evidenziato una sostanziale immobilità dei punti 1-9 situati sul fronte inferiore con un valore medio delle velocità orizzontali di 1.3 cm/a che, riportato al periodo triennale, comporta uno spostamento medio di 4 cm, valore comunque ancora misurabile dallo strumento.

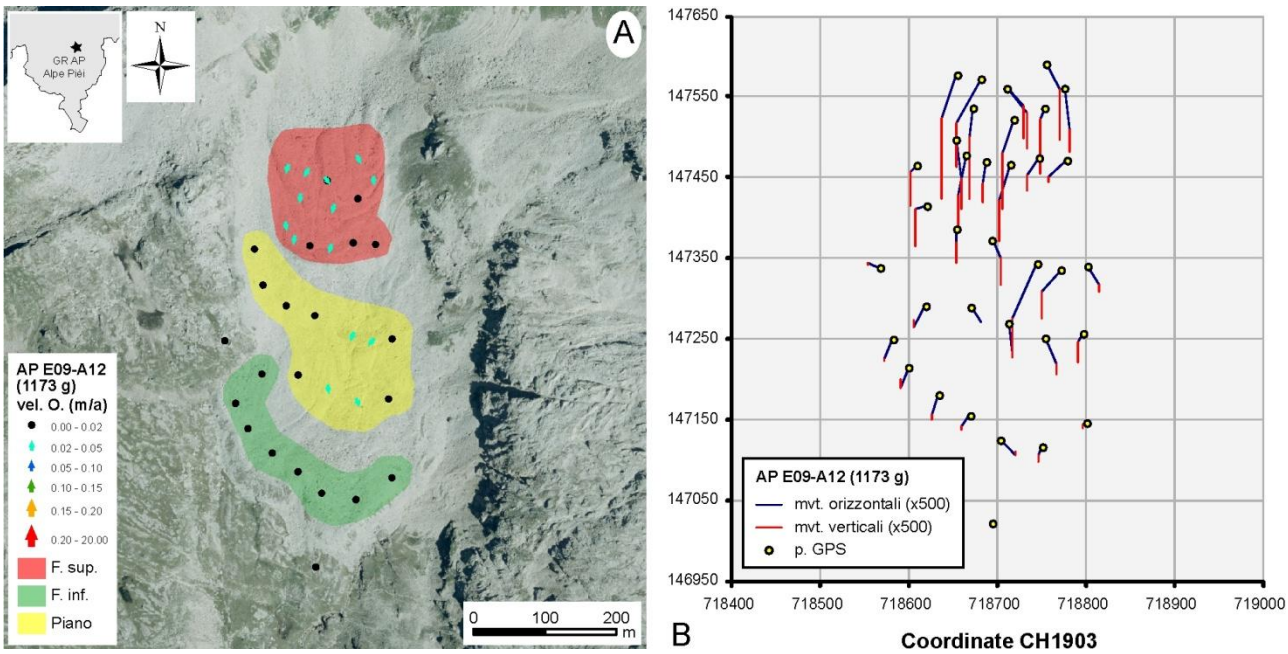


Fig. 4.56: (A) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali del ghiacciaio roccioso Alpe Pièi (AP) per il periodo estate 2009 (E09) - autunno 2012 (A12). (B) movimenti orizzontali e verticali di AP esagerati di 500 volte (x500) per il periodo estate 2009 (E09) - autunno 2012 (A12).

Il piano situato dietro il fronte inferiore e davanti il fronte superiore (punti 10-20), ha evidenziato delle velocità orizzontali leggermente superiori (1.7 cm/a), mentre il fronte superiore (punti 21-35) è risultato quello maggiormente "attivo" con un valore medio di 2.4 cm/a (fig. 4.56-A). A causa delle bassissime velocità registrate e del monitoraggio eseguito, è impossibile pronunciarsi sulle variazioni stagionali e annuali.
Per ciò che concerne invece le velocità verticali (fig. 4.56-B), AP ha evidenziato dei valori nulli per il fronte inferiore e dei valori direttamente proporzionali alla magnitudine delle velocità orizzontali per gli altri punti. I valori più elevati sono stati rilevati sul fronte superiore. Le direzioni di spostamento dei punti sul periodo triennale seguono la linea di pendenza della zona in cui è situato il blocco anche se generalmente i punti tendono a muoversi verso S-SE.

4.12.3. COMMENTO DEI RISULTATI

Il monitoraggio cinematico a scala triennale di Alpe Pièi ha evidenziato come l'unica zona del ghiacciaio roccioso che si possa considerare attiva sia il fronte superiore. Questo ha contraddetto le conclusioni di Ramelli (2011) che a suo tempo descriveva Alpe Pièi come un ghiacciaio attivo in tutte le sue zone, con valori di velocità orizzontali 5 volte superiori. Evidentemente il monitoraggio sul corto periodo estivo 2009

di un corpo così lento, effettuato inoltre senza rilevare i punti del piano centrale (Ramelli, 2011), ha prodotto dei risultati errati che hanno portato l'autrice di quel lavoro a contestare i rilevamenti InSAR effettuati da Mari *et al.* (2011a): questi ultimi si sono invece rivelati corretti sia qualitativamente che quantitativamente. Infatti sul fronte superiore si era potuto disegnare un poligono con ordine di velocità cm/a (Mari *et al.*, 2011a).
Nel suo lavoro di diploma, Ramelli (2011) ha presentato i risultati del monitoraggio termico effettuato su due punti del fronte inferiore, evidenziando come le temperature di equilibrio invernale siano state rispettivamente di -1.2°C e -0.7°C, valori che secondo Ramelli (2011) corrispondono ad un permafrost temperato. Ora, considerando l'inattività del fronte inferiore e soprattutto i movimenti verticali nulli, si potrebbe ipotizzare addirittura l'assenza del permafrost sotto il fronte inferiore, declassando questa zona di Alpe Pièi nella categoria relitto. Ipotesi che sarebbe anche confermata dalla presenza della copertura vegetale.
Ramelli (2011) ha eseguito anche due sondaggi elettrici (in configurazione asimmetrica di Hummel) sul fronte inferiore e sul fronte superiore. I risultati di quei sondaggi indicherebbero la presenza del permafrost sul fronte inferiore e l'assenza sul fronte superiore. Va specificato che l'errore dei due modelli (23% e 12%), secondo Ramelli (2011), rendeva la sua ipotesi poco affidabile. In base al monitoraggio triennale, sembrerebbe che le ipotesi di Ramelli siano entrambe errate, essendo il permafrost probabilmente assente sul fronte inferiore e presente solo su quello superiore. In assenza di un monitoraggio termico, la presenza del permafrost sul fronte superiore di Alpe Pièi potrebbe essere testimoniata dai movimenti verticali che in quella zona sono sempre maggiori dei movimenti orizzontali. Infatti se un punto si sposta a valle su un versante inclinato di 45° i movimenti verticali sono uguali a quelli orizzontali. Se, come nel nostro caso, i movimenti verticali sono maggiori di quelli orizzontali e il piano ha una inclinazione molto inferiore ai 45°, l'unica ragione che potrebbe spiegare questi movimenti verticali sarebbe uno "sgonfiamento" del corpo del ghiacciaio roccioso dovuto allo scioglimento del ghiaccio sottostante.
Se queste ipotesi trovano riscontro nella realtà, il ghiacciaio roccioso Alpe Pièi sarebbe da considerare in fase di fossilizzazione, fenomeno che avrebbe prima interessato il fronte inferiore e poi, proprio in questo momento, anche il fronte superiore. Per confermare questa ipotesi si dovrebbe continuare il monitoraggio cinematico a scadenza triennale, ma soprattutto iniziare un sistematico monitoraggio termico dei due fronti di Alpe Pièi.

5. DISCUSSIONE

5.1. ANALISI SPAZIALE E TEMPORALE DELLA CINEMATICA E DINAMICA DEI 12 GHIACCIAI ROCCIOSI DELLE ALPI TICINESI E DELLA REGIONE GOTTARDO

Velocità orizzontali

Confrontando i valori per i 12 ghiacciai rocciosi presi in esame (fig. 4.57-A) sono emersi 4 ordini di magnitudine: i ghiacciai rocciosi quasi inattivi, con velocità fino a 2 cm/a (AP e Gü); i ghiacciai rocciosi lenti, con valori tra 2 e 5 cm/a (BB, KF e PN); i ghiacciai rocciosi con velocità medie e valori compresi tra 5 e 30 cm (PdG, GdS, MPS, Ga e Pb) e i ghiacciai rocciosi veloci, con valori superiori ai 30 cm/a (SdL e MPN). Si deve tuttavia tenere in considerazione che i valori relativi a Gallina (Ga) si riferiscono solo al periodo estivo 2012 e quindi sono superiori alle velocità medie orizzontali rilevabili come minimo a scala annuale: il monitoraggio effettuato dal GPT per la campagna autunnale 2013 ha infatti evidenziato delle velocità orizzontali annuali di 5 cm/a (Scapozza et al., 2014). **Sulla base della tab. 4.3 (v. cap. 3.2.3) per i ghiacciai quasi inattivi (AP e Gü) è possibile analizzare con affidabilità i movimenti solo a scala annuale e per i ghiacciai lenti (BB, KF e PN) solo i movimenti invernali sono valutabili con sicurezza, dato che risultano entrambi superiori all'errore massimo dello strumento. I dati di movimento (*reference value*) delle variazioni stagionali per questi 5 ghiacciai rocciosi sono quindi da ritenersi solo indicativi (fig. 4.57 e 4.58).**
La distribuzione spaziale di queste categorie di velocità (fig. 4.57-D) ha evidenziato una certa eterogeneità, con le differenti categorie presenti nella Regione Gottardo, nelle Alpi Ticinesi Orientali e Occidentali. I tre ghiacciai rocciosi presenti nella Regione Gottardo (KF, BB e Gü) sembrano mediamente più lenti ma nelle immediate vicinanze si trova MPN che è per contro il più veloce in assoluto (v. anche fig. 4.59). Per poter

eventualmente elaborare un modello che spieghi la distribuzione delle velocità dei ghiacciai rocciosi si dovrebbe avere a disposizione un numero maggiore di ghiacciai rocciosi monitorati. È interessante osservare come tutti i ghiacciai rocciosi presi in esame abbiano evidenziato delle differenze di velocità sulla superficie di uno stesso ghiacciaio roccioso. I valori massimi di velocità orizzontale di superficie misurati nelle Alpi Ticinesi possono infatti superare ampiamente i 0.5 m/a, come è il caso della parte frontale del ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario (da 0.65 a 0.93 m/a per l'anno idrologico 2012/2013) (Scapozza *et al.*, 2014).

Velocità verticali

La distribuzione delle velocità verticali (fig. 4.57-E) evidenzia come le velocità verticali non sempre siano direttamente proporzionali alle velocità orizzontali. Nella maggioranza dei casi le velocità verticali sono inferiori a quelle orizzontali anche se PdG, BB, Ga e in parte anche AP, hanno evidenziato delle velocità verticali più elevate rispetto a quelle orizzontali. Gü presenta delle velocità verticali nulle, come se sotto non ci fosse del permafrost invece presente, stando ai parametri termici misurati. Questo fenomeno potrebbe essere spiegato dal posizionamento quasi orizzontale dei punti situati sul fronte, gli unici veramente attivi.
La fig. 4.57-C permette un confronto spaziale del rapporto tra i movimenti orizzontali e verticali di ogni ghiacciaio roccioso sul periodo triennale A09-A12 (Ga chiaramente escluso). Si può osservare come la linea verde indichi la media di tutti i punti e quindi il movimento del ghiacciaio roccioso visto di profilo. Normalmente la linea verde è inclinata di circa 20-30 gradi dato che i punti tendono a seguire parallelamente la pendenza del terreno, mentre BB, AP e in particolare PdG (52°) presentano una linea molto più inclinata. **In questi casi la forte pendenza della linea è spiegabile solo con il contributo alle velocità verticali dato dalla parziale fusione del ghiaccio sedimentario presente tra i detriti**.

Variazioni stagionali

Per eseguire un'analisi delle variazioni stagionali delle velocità orizzontali e verticali (fig. 4.57-B) sono stati impiegati i periodi "estivi" E09-A09 e "invernali" A09-E10, dato che in questi periodi tutti i ghiacciai rocciosi (tranne Ga) sono stati misurati. In questo modo si possono confrontare le variazioni che si sono prodotte in un comune periodo. Il monitoraggio biennale di alcuni ghiacciai rocciosi ha evidenziato infatti che le variazioni stagionali delle velocità possono subire importanti cambiamenti tra un anno e l'altro. In particolare il caldo record del 2011 ha pesantemente influenzato i valori delle velocità dei periodi adiacenti coinvolti.
Il confronto delle velocità orizzontali estive con quelle invernali ha evidenziato come in tutti i siti le velocità invernali siano risultate inferiori, fenomeno del resto comune a quasi tutti i ghiacciai rocciosi. L'ampiezza di queste variazioni delle velocità orizzontali non è però ripartita uniformemente sul territorio (fig. 4.57-F): il ghiacciaio roccioso KF presenta delle variazioni inferiori al 20% tra il valore estivo e quello invernale, mentre BB e Gü presentano le massime differenze con valori superiori al 100%, anche se, come visto in precedenza i dati per questi tre siti hanno una valenza indicativa. Purtroppo non si dispongono dei dati relativi ai tre ghiacciai rocciosi del Massiccio di Gana Bianca, dato che non è stata svolta la campagna dell'estate 2010.
L'analisi delle variazioni stagionali delle velocità verticali effettuata sullo stesso periodo (fig. 4.57-G) ha messo in evidenza come queste siano decisamente più importanti, con quasi tutti i siti sopra al 100% di differenza tra i valori estivi e invernali a eccezione di Gü, MpN e GdS. Questo fatto testimonierebbe l'influenza dello scioglimento del ghiaccio sedimentario durante il periodo estivo, fenomeno già evidenziato dell'analisi dei profili dei movimenti. A questo fenomeno si dovrebbe inoltre aggiungere l'eventuale accumulo di ghiaccio tra i detriti durante l'inizio dell'inverno, quando l'acqua meteorica percola all'interno del corpo del ghiacciaio roccioso e viene trasformata in ghiaccio a contatto del permafrost e poi mantenuta tale dalla copertura nevosa, come evidenziato da Ishikawa (2003) nei terreni ghiacciati dell'isola di Hokkaido (Giappone). Questo ghiaccio di congelamento si forma dal gelo o rigelo dell'acqua liquida preferibilmente nello strato attivo a contatto del tetto del permafrost. In altri casi il congelamento può avvenire sulla superficie (se il drenaggio è insufficiente) o alla base del permafrost, se si verifica per esempio un'estensione longitudinale del corpo ghiacciato (Delaloye, 2004). Il mantenimento di una copertura nevosa durante più anni favorisce la presenza di permafrost impedendo alla temperatura di salire sopra lo zero durante i mesi più caldi. Il bilancio tra l'accumulo invernale di ghiaccio e la sua fusione estiva dovrebbe indicare se un ghiacciaio roccioso si arricchisce o si impoverisce di ghiaccio al suo interno e quindi indicare se si trova in fase di espansione o di inattivazione e fossilizzazione.

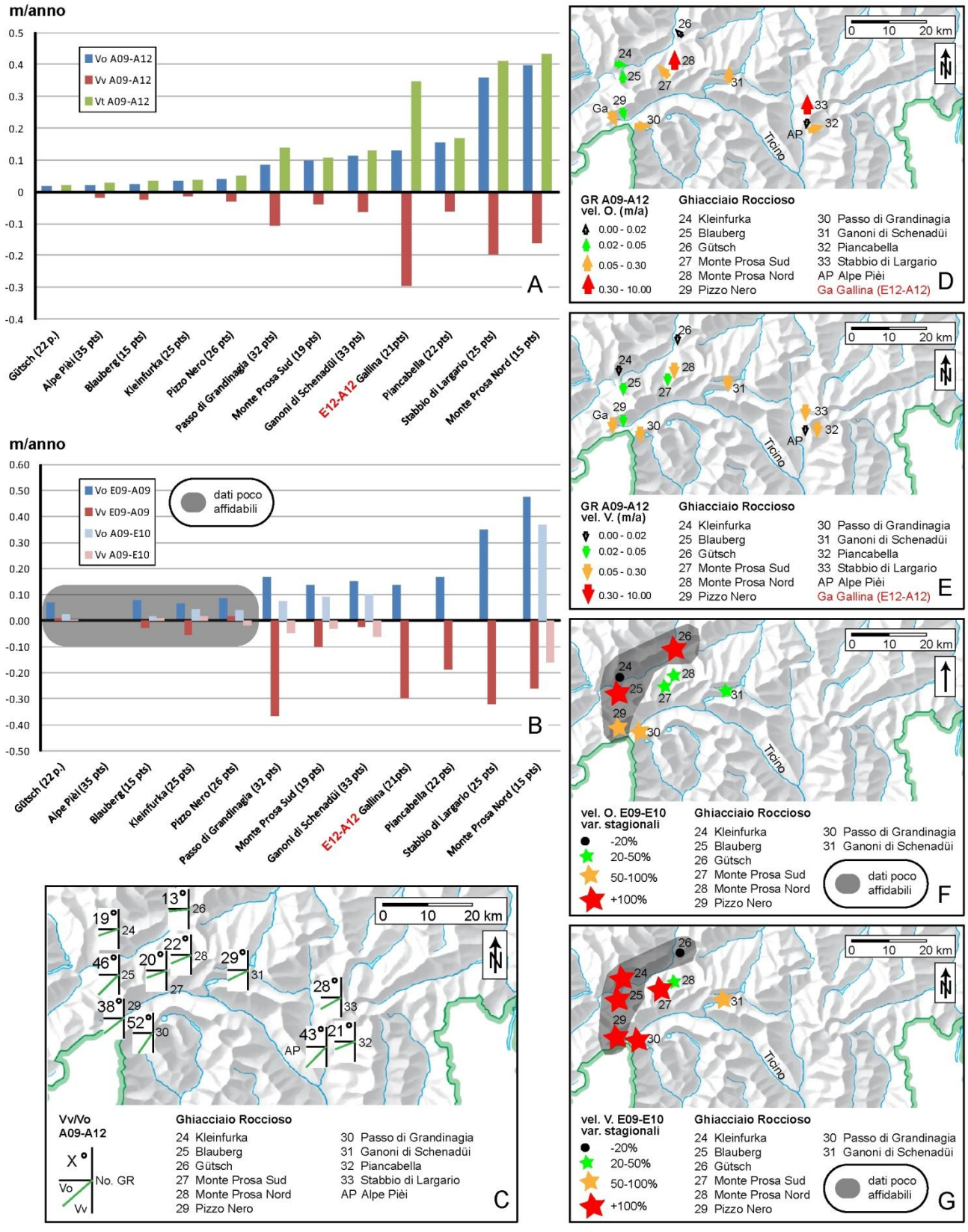


Fig. 4.57: (A) velocità medie (*reference value*) orizzontali (Vo) in ordine crescente, verticali (Vv) e totali (Vt) dei 12 ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12). I valori di Gallina si riferiscono al periodo E12-A12. (B) velocità medie (*reference value*) orizzontali (Vo) e verticali (Vv) dei 12 ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro per i periodi E09-A09 e A09-E10. I valori di Gallina si riferiscono al periodo E12-A12. I valori di Gütsch, Alpe Pièi, Blauberg, Kleinfurka e Pizzo Nero sono da ritenersi poco affidabili dato che i dati GPS sono inferiori all'errore massimo dello strumento per il periodo considerato. (C) rappresentazione grafica del rapporto tra le velocità verticali e

orizzontali di 11 ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro per il periodo A09-A12. (D) direzioni di spostamento e velocità medie orizzontali dei 12 ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12). I valori di Gallina si riferiscono al periodo E12-A12. (E) velocità medie verticali dei 12 ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro per il periodo autunno 2009 (A09) - autunno 2012 (A12). I valori di Gallina si riferiscono al periodo E12-A12. (F) rappresentazione della magnitudine delle variazioni stagionali (%) per il periodo E09-E10 delle velocità medie orizzontali di 8 GR. I valori di Gütsch, Pizzo Nero, Blauberg e Kleinfurka sono da ritenersi poco affidabili dato che i movimenti GPS sono inferiori all'errore massimo dello strumento per il periodo considerato. (G) rappresentazione della magnitudine delle variazioni stagionali (%) per il periodo E09-E10 delle velocità medie verticali di 8 GR. I valori di Gütsch, Pizzo Nero, Blauberg e Kleinfurka sono da ritenersi poco affidabili dato che i movimenti GPS sono inferiori all'errore massimo dello strumento per il periodo considerato.

In generale sembrerebbe che i ghiacciai rocciosi che presentino le maggiori variazioni stagionali delle velocità orizzontali e verticali siano quelli situati più ad occidente. Ora risulta molto difficile stabilire le cause di questo fenomeno poiché si dovrebbero avere a disposizione un maggior numero di siti monitorati. Tuttavia una delle cause principali potrebbe essere da ricercare nel fatto che i ghiacciai che presentano le maggiori variazioni stagionali siano di origine glaciale (a cuore di ghiaccio) o comunque poligenici. Si tratta in pratica di forme risultanti dalla trasformazione in ghiacciaio roccioso di un ghiacciaio fortemente coperto in detriti rocciosi o di un ghiacciaio nero. Il fatto che queste forme siano maggiormente presenti nelle Alpi Ticinesi Occidentali è in relazione al fatto che in queste zone anche la densità di ghiacciai a parità di altitudine è maggiore che nei terreni orientali, a causa del maggiore apporto di acqua meteorica; quest'ultima determina un clima maggiormente oceanico, al contrario delle Alpi Ticinesi Orientali che presentano un clima più continentale e quindi meno adatto ai ghiacciai in generale. Il caso più eclatante di elevate variazioni stagionali dei movimenti verticali e orizzontali è il ghiacciaio roccioso di PdG che, come visto in precedenza (cap. 4.8), rappresenta un classico esempio di ghiacciaio roccioso a cuore di ghiaccio.

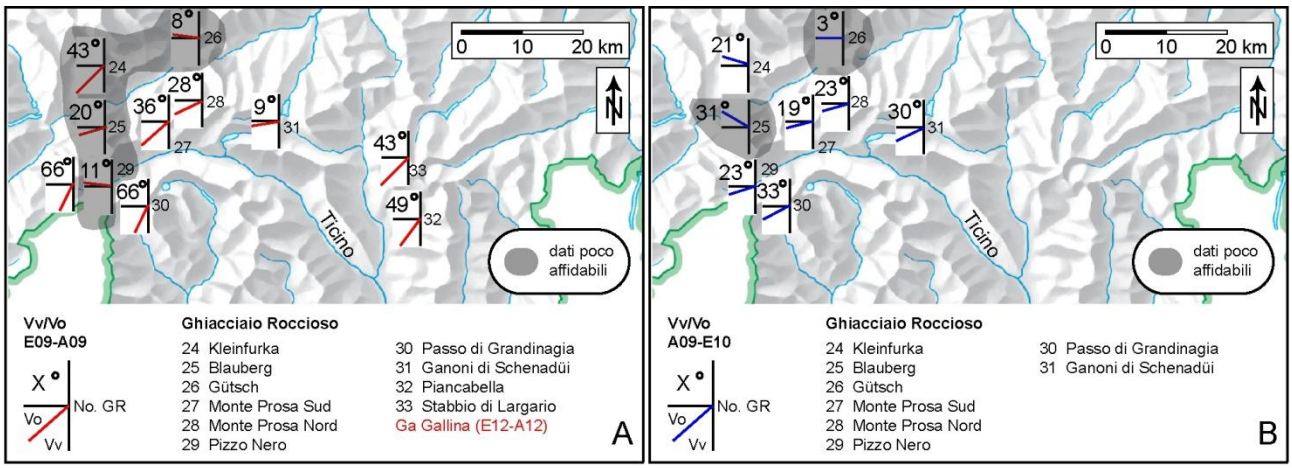


Fig. 4.58: (A) rappresentazione grafica del rapporto tra le velocità verticali e orizzontali di 11 ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro per il periodo E09-A09. I valori di Gütsch, Pizzo Nero, Blauberg e Kleinfurka sono da ritenersi poco affidabili dato che i movimenti GPS sono inferiori all'errore massimo dello strumento per il periodo considerato. (B) rappresentazione grafica del rapporto tra le velocità orizzontali e verticali di 11 ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro per il periodo A09-E10. I valori di Gütsch, e Blauberg sono da ritenersi poco affidabili dato che i movimenti GPS sono inferiori all'errore massimo dello strumento per il periodo considerato.

Sempre a proposito di variazioni stagionali, la fig. 6.58 propone un confronto del profilo dei movimenti orizzontali e verticali di 11 ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro per il periodo estivo E09-A09 (fig. 58-A) e per il periodo invernale A09-E10 (fig. 58-B). Si può notare come i movimenti estivi mettano in evidenza una maggiore pendenza della linea rossa, chiaramente influenzata dal contributo delle fusione del ghiaccio sedimentario, in particolare si noti la grande inclinazione di PdG. I movimenti invernali invece presentano un pendenza più debole, se non una leggera risalita, come nel caso di KF e BB, dove i fenomeni di accumulo di ghiaccio di congelamento spiegati precedentemente fanno "gonfiare" il ghiacciaio, anche in considerazione dei movimenti orizzontali estremamente limitati che non riescono a far perdere altitudine

geometricamente al ghiacciaio roccioso lungo la linea di pendio. La conseguenza è che il ghiacciaio roccioso "sale" di altitudine, ma se si analizzano i movimenti complessivi dei periodi estivi e invernali (fig. 4.57-C) si produce comunque una discesa o meglio, uno "sgonfiamento", dato che l'influsso dei movimenti estivi è comunque maggiore. Chiaramente questi risultati sono da valutare con cautela a causa della possibile influenza dell'errore dello strumento su brevi periodi di corpi lenti.

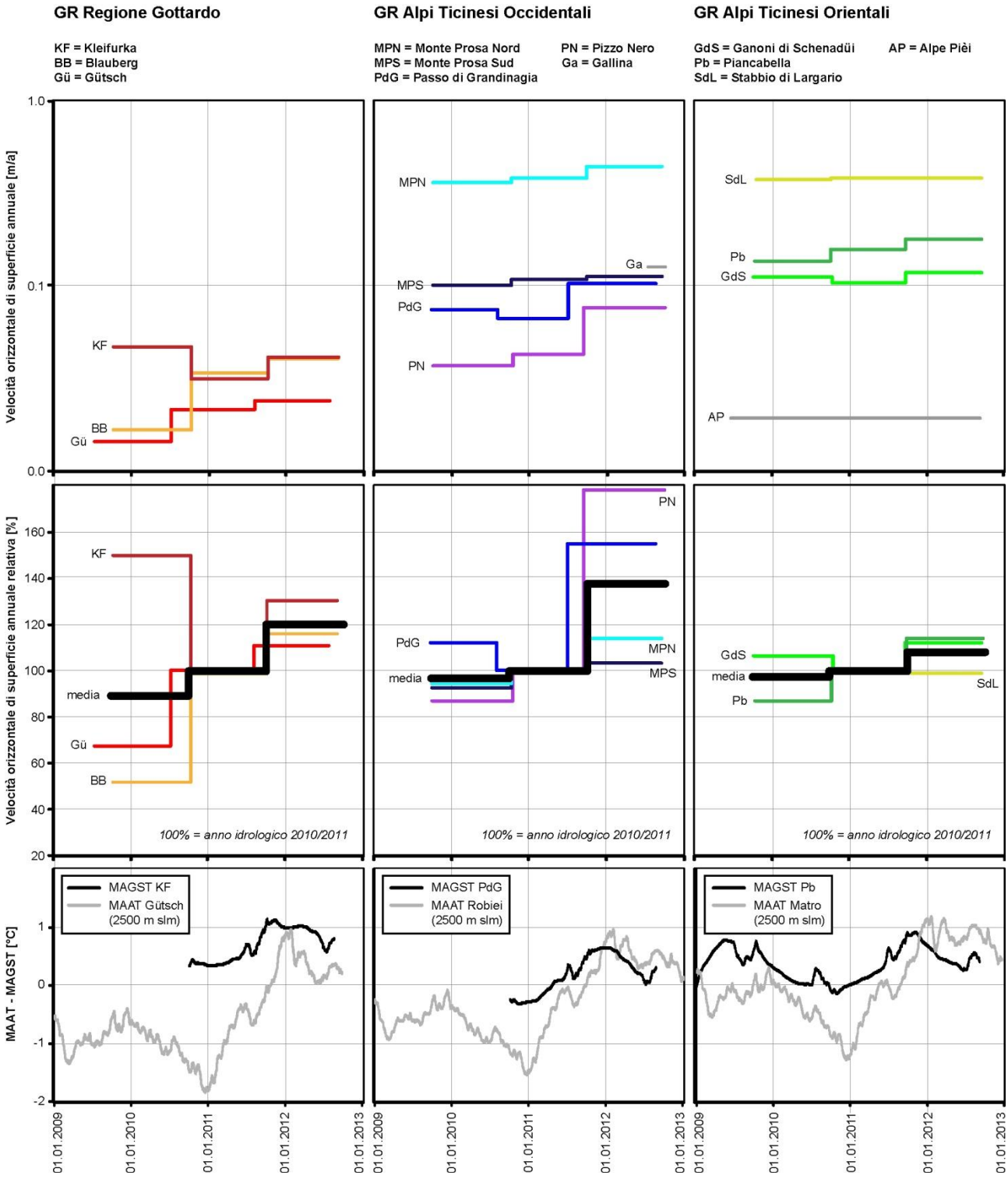


Fig. 4.59: velocità orizzontali di superficie annuali e relative dei ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro suddivisi in Regione Gottardo, Alpi Ticinesi Occidentali e Alpi Ticinesi Orientali. Per questi tre contesti spaziali sono indicati MAGST di alcuni loro siti e MAAT per le rispettive stazioni di riferimento.

In definitiva questi confronti delle variazioni stagionali mettono in evidenza la dinamicità dei ghiacciai rocciosi che reagiscono alle condizioni morfoclimatiche caratteristiche del loro contesto non solo con il loro fluire a valle, ma anche con il loro espandersi e ridursi in modo ciclico. L'evoluzione di questa dinamicità ritmica dei ghiacciai rocciosi può portare a un cambio del grado d'attività del ghiacciaio roccioso, come visto per AP dove sembra si stia verificando un fenomeno di fossilizzazione che interessa prima la parte inferiore e in seguito le zone più a monte del corpo del ghiacciaio roccioso (v. cap. 4.12.3).

Variazioni annuali

I tre anni idrologici completi di misure (2009-2012) hanno permesso un confronto e un'analisi della tendenza cinematica in atto per le tre regioni morfoclimatiche soggette a queste indagini (fig. 4.59). L'analisi delle variazioni annuali ha il vantaggio di minimizzare il possibile errore dello strumento dei corti periodi estivi, dato che tutti i ghiacciai rocciosi in un anno presentano degli spostamenti superiori all'errore massimo dello strumento.
Per ciò che concerne le velocità di superficie annuali assolute, possiamo osservare come tutti i ghiacciai rocciosi monitorati a eccezione di KF presentino dei valori massimi per il periodo 2011-2012. In ogni caso tutti i ghiacciai rocciosi hanno presentato degli incrementi di velocità dopo il periodo 2010-2011.
Allo scopo di normalizzare i valori di velocità media, è stata calcolata la variazione di velocità orizzontale di superficie relativa (espressa in percentuale di variazione di velocità in relazione al periodo 2010-2011). Questa variazione è stata calcolata per tutti i ghiacciai rocciosi a intervallo annuo (fig.4.59). Da velocità abbastanza costanti durante gli anni 2009/2010 e 2010/2011, si assiste a un'accelerazione più marcata nel 2011/2012, con il valore medio che aumenta del 20% per i ghiacciai rocciosi della Regione Gottardo, del 38% per quelli delle Alpi Ticinesi Occidentali e dell'8% per quelli delle Alpi Ticinesi Orientali. **Dal confronto tra la variazione relativa di velocità dei ghiacciai rocciosi e l'evoluzione della temperatura della superficie del suolo (fig. 4.59), è evidente come la cinematica dei ghiacciai rocciosi monitorati sia significativamente correlata con le variazioni di MAGST, con un ritardo di alcuni mesi per tutti e tre i contesti regionali analizzati. L'accelerazione delle velocità dal 2010/2011 al 2011/2012 è quindi molto probabilmente legata all'importante riscaldamento di GST durante l'estate e l'autunno del 2011.**

5.2. Le velocità orizzontali dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo nei contesti alpino svizzero, alpino europeo e mondiale

La fig. 4.60 permette un confronto delle velocità orizzontali dei ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro con i risultati di monitoraggi simili eseguiti su altri siti delle Alpi Svizzere. Si tenga però in considerazione che i risultati riportati non sono sempre contemporanei.
La velocità orizzontale di superficie media sul periodo triennale è compresa tra 0.02 e 0.40 m/a per tutti i ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro (fig. 4.57-A). Se teniamo conto di una classe di velocità indicativa compresa tra 0.1 e 1.0 m/a, i ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi presentano dei valori nella norma rispetto alle velocità medie dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Bernesi e Retiche, sintetizzate da Delaloye *et al.* (2010a). Per le Alpi Vallesane il confronto è invece più complesso: queste regioni, oltre a presentare ghiacciai rocciosi di magnitudine simile a quelli delle regione Gottardo e delle Alpi Ticinesi, presentano anche ghiacciai rocciosi più veloci, con valori compresi tra 1 e 3 m/a (per esempio Becs de Bosson e Tsarmine, vedi anche fig. 4.2). La Mattertal in particolare presenta svariati corpi con movimenti molto rapidi: qui si possono misurare delle velocità orizzontali fino a 8 m/a per il ghiacciaio roccioso Dirru (Delaloye, 2009). La presenza di GPS fissi su alcuni di questi ghiacciai rocciosi molto veloci, ha messo in evidenza delle velocità per alcuni singoli blocchi ancora superiori, fino a 20 m/a (con punte massime sul corto periodo fino a 30 m/a) per il ghiacciaio roccioso Gugla. Gli strumenti GPS fissi hanno inoltre permesso di evidenziare significative variazioni stagionali (per esempio Grabergufer presenta variazioni del 200%), altrimenti non evidenziabili, o comunque solo in misura parziale, con le normali campagne di monitoraggio biennali. Per questo motivo, effettuare un confronto spaziale affidabile risulta impossibile, dato che nessuno dei ghiacciai rocciosi monitorati per questo lavoro è dotato di GPS fisso.
È interessante constatare come nelle Alpi Vallesane le precipitazioni siano inferiori rispetto alla Alpi Ticinesi, di conseguenza sembrerebbe che l'apporto di acqua non sia direttamente legato alla magnitudine annuale delle velocità orizzontali, anche se si tratta comunque di contesti morfoclimatici differenti (v. parte III, cap. 5).

Va osservato inoltre che molti ghiacciai rocciosi delle Alpi Vallesane sono considerati come "*in surge*" (*surging rockglaciers*), poiché presentano dei segni di destabilizzazione recente (fratture, superficie instabile, ecc.) che li accomunano con dei corpi in scivolamento dove il movimento è concentrato in una zona di taglio (*shear zone*) basale (Lambiel *et al.*, 2008). Questa destabilizzazione sarebbe principalmente dovuta a fattori termici (riscaldamento del permafrost che favorisce una maggior duttilità del ghiaccio in esso contenuto), geometrici/topografici (versanti ripidi di forma convessa e presenza di pareti rocciose al fronte dei ghiacciai rocciosi) e meccanici (in particolare legati a fattori esterni quali il sovraccarico del ghiacciaio roccioso dovuto a movimenti glaciali o al peso esercitato da depositi glaciali o di crollo) (Delaloye *et al.*, 2013).
Se estendiamo il confronto ad altri ghiacciai rocciosi delle Alpi, come per esempio Passo del Maroccaro e Val d'Amola situati nel Gruppo Adamello-Presanella (I), osserviamo dei valori annuali medi (*reference value*) per il periodo di monitoraggio 2001/2004 di circa 15 cm/a (Seppi *et al.*, 2004), quindi in linea con le magnitudini dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi. In questa zona le condizioni morfoclimatiche (clima maggiormente oceanico) sono maggiormente simili a quelle delle Alpi Ticinesi Occidentali piuttosto che a quelle più secche (clima più continentale) presenti nelle Alpi Vallesane (v parte III, cap. 2.3).
Kellerer-Pirklbauer & Kaufmann (2012), hanno elaborato un confronto multi temporale delle velocità di 3 ghiacciai rocciosi (Weissenkar, Hinteres Langtalkar e Dösener) delle Alpi Austriache Centrali con dati geodetici dal 1995 al 2011 e foto aeree degli ultimi 57 anni. Per questi ghiacciai rocciosi sono state misurate delle velocità per gli ultimi anni di 8, 16 e rispettivamente 30 cm/a, evidenziando che le velocità dal 1950 al 1995 erano mediamente minori per tutti e tre i siti. I valori appena citati sono comunque perfettamente in linea con i valori dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi. Si consideri che il clima delle Alpi Centrali Austriache è di tipo semi-continentale, con precipitazioni medie sempre inferiori ai 1500 mm a 2000 m slm (Kellerer-Pirklbauer & Kaufmann, 2012), un valore simile a quello delle Alpi Ticinesi Orientali. Sempre in Austria, ma nella parte occidentale, in una regione vicina alle Alpi Retiche, Krainer & Mostler (2006) e Hausmann *et al.* (2007) hanno misurato per il ghiacciaio roccioso Oelgrube delle velocità orizzontali medie di 1.5 m/a, mentre per il ghiacciaio roccioso Reichenkar addirittura dei valori di 3 m/a durante la calda estate 2003.

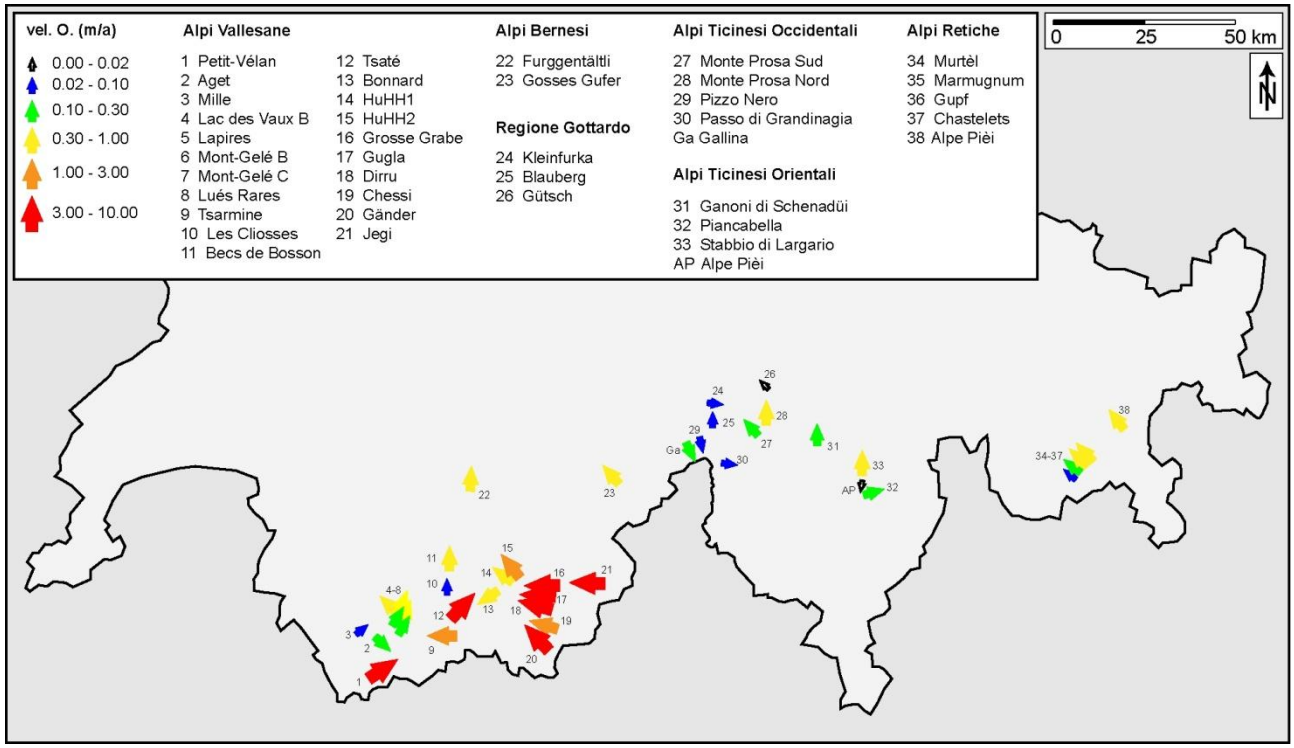


Fig. 4.60: direzioni di spostamento medie e velocità medie orizzontali (*reference value*) di 40 GR delle Alpi Svizzere. I valori dei 12 GR monitorati per questo lavoro si riferiscono al periodo A09-A12. I valori di Gallina si riferiscono al periodo E12-A12. I parametri del monitoraggio cinematico degli altri GR sono riportati nell'allegato 4.1 (dati da Delaloye *et al.*, 2010a).

Un altro valore di confronto potrebbe essere dato dal ghiacciaio roccioso di Laurichard (Alpi Francesi), che ha evidenziato delle velocità medie orizzontali di 75 cm/a per il periodo 1983-2007 (v. Francou & Reynaud, 1992; Delaloye *et al.*, 2008b).
Se si esce dal contesto alpino, Wahrahftig & Cox (1959) tra il 1949 e il 1957 hanno misurato delle velocità medie orizzontali di 50-80 cm/a per il ghiacciaio Clear Creek, situato sulle Montagne Rocciose dell'Alaska centrale.
Chiaramente questi esempi puntuali di ghiacciai rocciosi non sono assolutamente indicativi delle caratteristiche cinematiche e dinamiche dei ghiacciai rocciosi di una regione, ma forniscono comunque un ordine di grandezza per effettuare un confronto. A questo proposito Haeberli *et al.* (2006), dopo aver analizzato differenti ghiacciai rocciosi di differenti le regioni periglaciali del mondo, sono giunti alla conclusione che la velocità tipica dei GR attivi varia generalmente tra i 10 cm/a e i 2 m/a.
Sulla base di questi ordini di grandezza e tenendo in debita considerazione l'esiguità dei dati a nostra disposizione, possiamo comunque concludere che i ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e della Regione del Gottardo presentano delle velocità medie orizzontali tendenzialmente medio-basse.

5.3. ANALISI SPAZIALE GEOMORFOLOGICA

Lo studio geomorfologico dei 12 ghiacciai rocciosi ha evidenziato una marcata eterogeneità delle caratteristiche morfologiche (fig. 4.61). Lo scopo di questa analisi è di mettere in relazione le differenti specificità geomorfologiche e cercare delle chiavi di lettura spaziali che possano collegare queste specificità con i parametri topografici e morfoclimatici presentati nella parte I.

Origine dei sedimenti

Innanzitutto è possibile osservare come la maggior parte dei ghiacciai rocciosi sia originata dai detriti di versante. Gallina invece presenta una chiara origine glaciale (a cuore di ghiaccio) dato che, come visto, si tratta probabilmente di un ghiacciaio nero. L'origine di Passo di Grandinagia è invece più incerta, probabilmente si tratta di un ghiacciaio morenico. Blauberg, Pizzo Nero e Stabbio di Largario sono invece dei ghiacciai rocciosi difficilmente classificabili, dato che il loro corpo è probabilmente originato da una concomitanza di fenomeni, con delle parti di origine di versante e altre con presenza di ghiaccio sedimentario, quindi a cuore di ghiaccio. Per questo motivo è stato utilizzato il termine poligenico, ossia originato da differenti processi (fig. 4.61-A). Si può notare come la regione più occidentale (Valle Bedretto e Alta Valle Maggia) è quella che presenta i ghiacciai rocciosi con una prevalente origine glaciale.
Dal catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi effettuato nella parte III, si sono catalogati solamente 15 ghiacciai rocciosi di origine glaciale, che corrispondono solo al 7% del totale dei ghiacciai rocciosi. Gallina, e Pizzo Nero in quel catasto erano stati catalogati ghiacciai di versante. L'osservazione sul terreno e i dati di movimento hanno invece evidenziato, almeno in parte, la loro origine glaciale. È quindi ragionevole pensare che i ghiacciai rocciosi di origine glaciale siano ben più di 15, specialmente nelle Alpi Ticinesi Occidentali a clima maggiormente oceanico.

Forma del ghiacciaio roccioso

Il corpo di un ghiacciaio roccioso non si sposta come un'unica massa compatta, ma può presentare delle differenze di velocità che sono all'origine delle caratteristiche linee di flusso trasversali, ben visibili ad esempio sui ghiacciai rocciosi Monte Prosa Nord e Ganoni di Schenadüi.
Il ghiacciaio roccioso di Piancabella, che presenta una morfologia poco complessa in confronto agli altri corpi misurati, mostra un campo di velocità relativamente omogeneo per magnitudo degli spostamenti e direzione, con i blocchi più rapidi che si situano nella parte sinistra del fronte. La morfologia di questo ghiacciaio roccioso non è condizionata dalla topografia.
Una morfologia più complessa è invece presente sul ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario, dove le direzioni dei movimenti sul corpo principale sono divergenti, ciò che potrebbe indicare che questo corpo sia strutturato in due corpi gelati adiacenti relativamente indipendenti: ne testimonia l'importante frattura longitudinale che marca tutta la parte superiore del corpo principale. Sulla sinistra del corpo principale, un lobo dal fronte molto accentuato sembra pure presentare una dinamica propria. Una morfologia complessa si

ritrova anche sui ghiacciai rocciosi Blauberg, Ganoni di Schenadüi e Passo di Grandinagia, con la parte frontale che presenta due o più lobi di flusso.
Per ciò che concerne il fenomeno del polimorfismo, da un'osservazione di foto aeree elaborata nella parte III emerge come la maggior parte dei ghiacciai rocciosi attivi/inattivi siano monomorfici, in base alla definizione di Frauenfelder & Kääb (2000). Questi autori sostengono che in generale la stragrande maggioranza dei ghiacciai rocciosi siano monomorfici. Le indagini InSAR e le misure DGPS completate con le osservazioni geomorfologiche compiute sul terreno, hanno invece evidenziato la presenza di polimorfismo in misura importante. I ghiacciai rocciosi Blauberg, Gütsch, Alpe Pièi e Monte Prosa Nord presentano sul loro corpo delle zone di differente attività che corrispondono ad altrettanti lobi, spesso sovrapposti (fig. 4.61-B). È interessante osservare come nessuna forma di polimorfismo sia presente nei territori occidentali.

Tipo di Dinamica

È difficile definire una dinamica-tipo per un ghiacciaio roccioso dato che, come visto in differenti occasioni (per es. AP, Ga, Gü), differenti parti di un ghiacciaio roccioso presentano una dinamica propria, spesso collegata a una specifica meccanica interna al corpo ghiacciato.

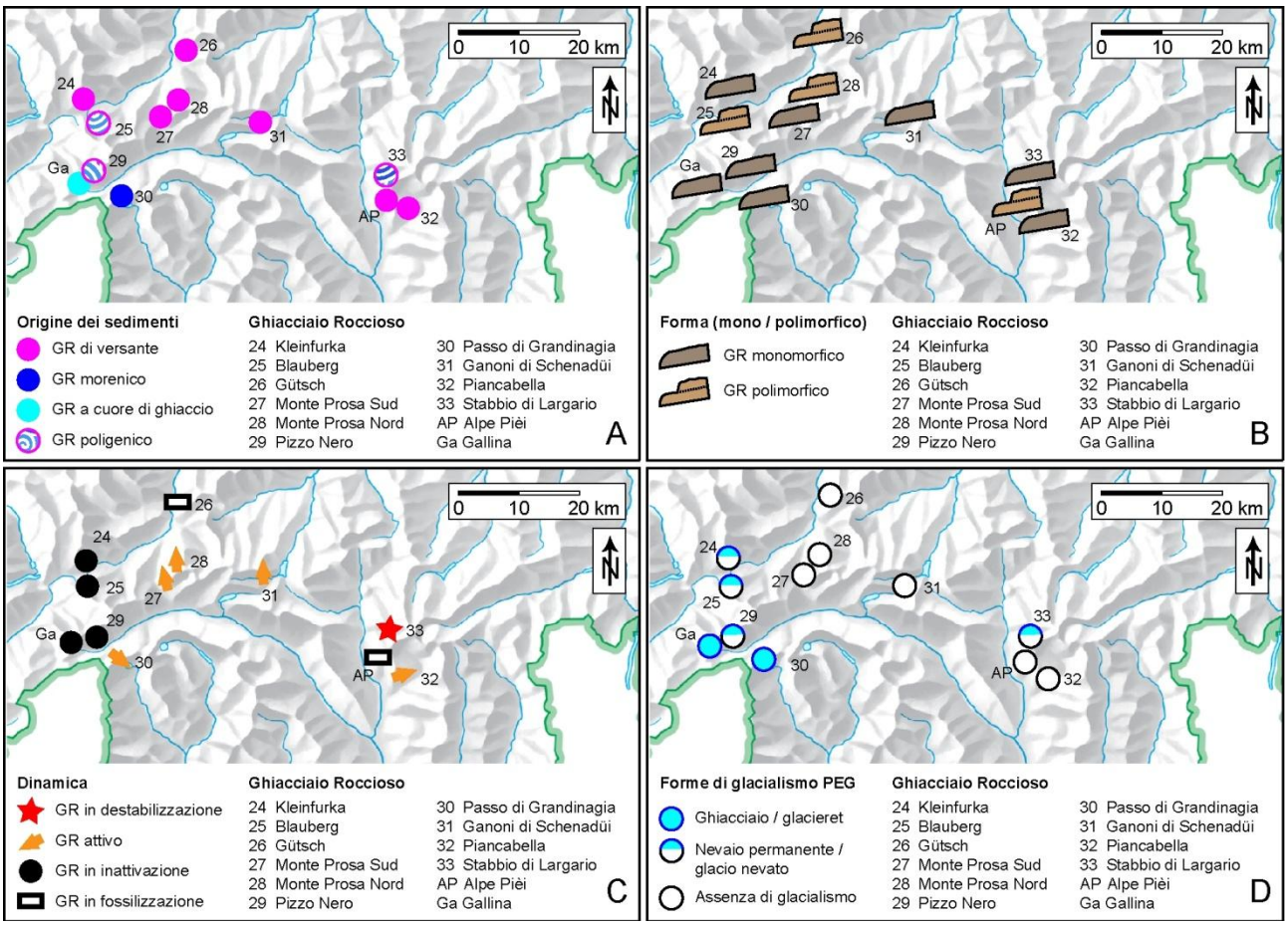


Fig. 4.61: (A) tipologia di ghiacciaio roccioso in funzione dell'origine dei sedimenti. La categoria poligenico comprende quei ghiacciai rocciosi in cui differenti parti del loro corpo hanno differenti origini. (B) distribuzione spaziale in base alla forma monomorfica o polimorfica di un GR. (C) distribuzione spaziale per tipologia della dinamica di un GR. (D) forme di glacialismo presenti nella immediate vicinanze del ghiacciaio roccioso durante la PEG.

Lo studio della meccanica interna di un ghiacciaio roccioso è estremamente complesso nel suo insieme, forse impossibile da comprendere, date le innumerevoli variabili (per es. tipo di permafrost, topografia, taglia dei blocchi,…) che la producono. Esistono delle zone a movimento omogeneo, come evidenziato nella zona attorno al punto GPS 14 di Ganoni di Schenadüi (v. cap. 4.9.2), delle zone a movimento eterogeneo e al "limite del caos", come sul fronte di Pizzo Nero (v. cap. 4.6.2). Questo presupposto è valido a scala

dell'oggetto, come può essere il singolo punto, ma se si esegue una valutazione a scala del corpo del ghiacciaio roccioso è possibile delinearne la sua tendenza dinamica. La fig. 4.61-C evidenzia la distribuzione spaziale della dinamica dei ghiacciai rocciosi, dinamica che è stata suddivisa in 4 tipologie nel contesto delle Alpi Ticinesi e Regione Gottardo: ghiacciaio roccioso in fase di destabilizzazione (in accelerazione e allungamento), attivo (con movimenti costanti), in inattivazione (tendenza al rallentamento e fusione di ghiaccio sedimentario) e in fossilizzazione (movimenti quasi nulli e fusione/assenza di ghiaccio sedimentario).
Stabbio di Largario è considerato in fase di destabilizzazione, più per la sua dinamica che per la sua cinematica, dato che se si confrontano la magnitudine dei suoi movimenti con i movimenti dei ghiacciai rocciosi destabilizzati della Mattertal (v. cap. 5.2), questi risultano comunque essere nettamente inferiori. Per elaborare queste categorie sono stati considerati principalmente i movimenti verticali, che testimoniano meglio di altri la fusione di ghiaccio sedimentario e quindi la diminuzione generale della dinamicità di un corpo gelato come un ghiacciaio roccioso. A livello spaziale si può osservare come i ghiacciai che più di tutti sembrano diminuire la loro dinamica, specialmente con tendenza all'inattivazione, siano quelli situati nei terreni più occidentali.

Forme di glacialismo durante la PEG

L'analisi geomorfologica ha evidenziato una grande influenza del glacialismo della PEG sulla morfologia e sulla dinamica dei ghiacciai rocciosi. Questo glacialismo ha prodotto ghiaccio sedimentario e/o morene che possono stare sopra (come per es. PdG) o davanti (come per es. Ga) al ghiacciaio roccioso influenzandone la dinamica. La struttura interna dei ghiacciai rocciosi Gallina e Stabbio di Largario è stata influenzata dai ghiacciai (o dai più piccoli glacieret) della PEG; mentre la struttura di Blauberg, Kleinfurka, Pizzo Nero, e Stabbio di Largario è stata influenzata dai nevai permanenti (o glacio nevati) che, al contrario dei ghiacciai, non presentano movimento. Ad eccezione di Stabbio di Largario, tutte le forme di glacialismo risalenti alla PEG si trovano nei terreni più occidentali (fig. 4.61-D).
Sul sito di Stabbio di Largario, la parte superiore del ghiacciaio roccioso è stata perturbata dalle ricorrenze glaciali della seconda metà dell'Olocene. Queste ricorrenze glaciali hanno lasciato spesso dei cordoni morenici, poco accentuati nei casi di Stabbio di Largario e di Ganoni di Schenadüi e ben marcati nel caso di Passo di Grandinagia, e delle depressioni testimonianti della fusione del paleo-ghiacciaio, ben evidenti nella parte superiore del ghiacciaio roccioso in tutti e tre i casi citati. Sul ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia questa depressione è molto marcata, e provoca un movimento di retro-flusso dei depositi addossati al fianco interno dei cordoni morenici, come si evince dalla direzione dei movimenti misurata in questi settori. In tutti e tre i casi citati, questi depositi glaciali presentano dei movimenti in linea con quelli della parte frontale del ghiacciaio roccioso. Questo indica quindi che del ghiaccio sedimentario di origine glaciale è stato incorporato nella parte superiore (se non nell'insieme) del ghiacciaio roccioso. Siamo quindi di fronte a delle morene a cuore di ghiaccio (*ice-cored moraines*) che possono partecipare in maniera importante alla cinematica del ghiacciaio roccioso.

5.4. MOVIMENTI DEI GHIACCIAI ROCCIOSI E FENOMENI GRAVITATIVI DI DISSESTO IN TICINO

L'Istituto di Scienze della Terra (IST) della Scuola Universitaria Professionale della Svizzera Italiana (SUPSI) ha recentemente elaborato una carta dei dissesti del Cantone Ticino (IST-SUPSI, 2012). Per dissesto si intendono tutti quei movimenti di terreno (scivolamenti, complessi e colate) attivi, inattivi e quiescenti, che potrebbero riattivarsi. Alcuni di questi dissesti di terreno, specialmente quelli presenti al di sopra del limite della foresta, sono già stati individuati tramite il catasto dei movimenti di terreno InSAR elaborato nella parte II. È anche grazie a questo catasto che l'IST ha elaborato il catasto dei dissesti che è presentato nella fig. 4.62. Per disegnare i poligoni in zone inaccessibili ai segnali InSAR, come in zone ricoperte da vegetazione, si è dovuto ricorrere a osservazioni stereoscopiche in 3D e naturalmente a osservazioni di terreno. I poligoni ottenuti possono ricoprire differenti superfici, da pochi ettari a diversi km^2, come per esempio gli scivolamenti di Osco, Peccia e della Val Pontirone, già illustrati nella parte II.
Lo scopo di includere questo catasto nell'analisi dei movimenti dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi è di verificare se il ghiacciaio roccioso e le sue zone limitrofe fossero situati su zone di dissesto. Se così fosse, allora si dovrebbero contestualizzare i movimenti dei ghiacciai rocciosi in funzione di eventuali

movimenti dei sottostanti terreni in movimento. È comunque vero che se ciò fosse avvenuto, allora il fatto sarebbe emerso dagli spostamenti dei punti di controllo.
Il confronto delle zone di dissesto con i siti dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi non ha per fortuna evidenziato alcuna interferenza. Tutti i ghiacciai rocciosi sono situati ben lontani dalle zone di dissesto (fig. 4.62) e si confermano quindi i risultati ottenuti dal monitoraggio DGPS.
È comunque interessante osservare come i poligoni di dissesto dei terreni sul territorio cantonale (anche nella parte meridionale non visualizzata dalla fig. 4.62 siano ripartiti in modo eterogeneo. Si possono trovare dei dissesti in zone periglaciali, sui versanti a differenti altitudini e anche sui fondovalle. Questo si spiega col fatto che le cause dei dissesti siano da ricercare molto spesso nelle specifiche condizioni tettoniche e strutturali tipiche del luogo, più che nelle condizioni morfoclimatiche che, come visto, caratterizzano maggiormente i movimenti dei corpi gelati in ambienti periglaciali.
L'unico ghiacciaio roccioso che potrebbe eventualmente generare dei fenomeni di dissesto è Stabbio di Largario, che, come visto, si trova in fase di leggera destabilizzazione e che sta cominciando a produrre delle piccole colate di detrito dal suo fronte (v. cap. 4.11.6). Nonostante ciò la situazione, al momento attuale, non è ancora a rischio, ma sarà importante continuare il suo monitoraggio cinematico anche in futuro.

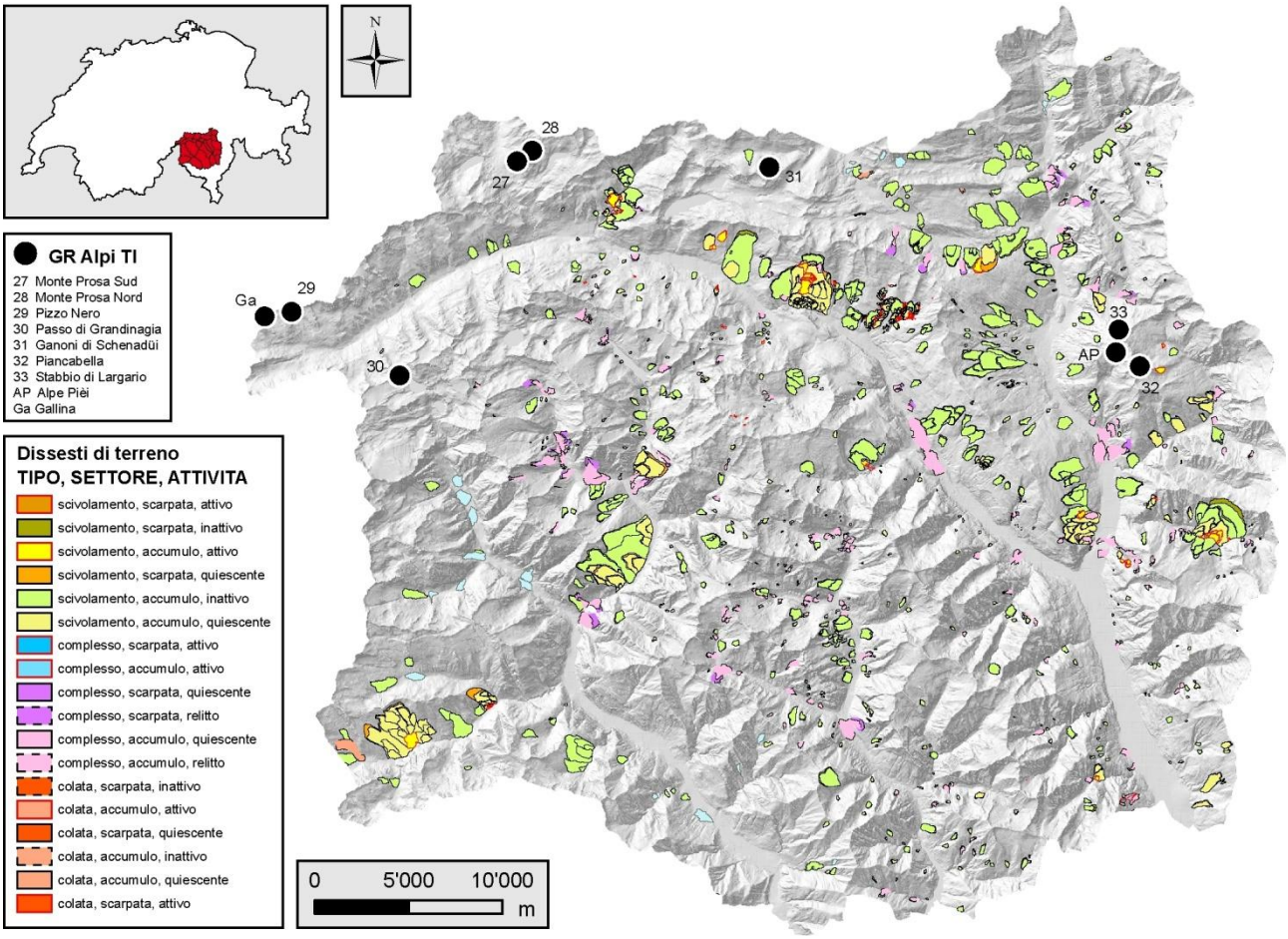


Fig. 4.62: confronto tra la localizzazione dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e la carta dei dissesti di terreno in Ticino (immagine modificata da IST-SUPSI, 2012).

5.5. CONFRONTO METODOLOGICO DGPS-INSAR-CATASTO DEI GR

Uno degli obiettivi di questa parte è di eseguire un confronto metodologico qualitativo e quantitativo della dinamica dei 12 ghiacciai rocciosi monitorati, con i risultati dei movimenti di terreno InSAR (parte II) e con i risultati delle caratteristiche dei ghiacciai rocciosi evidenziati dal catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi (parte III).

A livello qualitativo tutti e 12 i ghiacciai rocciosi monitorati si sono effettivamente rivelati attivi, confermando i risultati InSAR, confermando ancora una volta la validità di quest'ultima tecnica per il monitoraggio dei movimenti di terreno.
A livello quantitativo il discorso si fa invece più complesso. A scala locale (del ghiacciaio roccioso) InSAR è stato in grado di evidenziare su molti ghiacciai rocciosi più poligoni di movimento con le loro caratteristiche classi di velocità. Tenuto conto del margine d'errore, l'estensione di questi poligoni è stata confermata, mentre non sempre la classe di velocità InSAR corrisponde alla effettiva velocità misurata con DGPS. Il problema risiede nella logica d'acquisizione dei dati da parte di InSAR, come del resto evidenziato molto bene a Monte Prosa Nord (v. cap. 4.4.4). A scala regionale (Alpi Ticinesi e Regione Gottardo) è impossibile effettuare un confronto quantitativo: il catasto dei ghiacciai rocciosi (parte III) ha evidenziato, sulla base InSAR (parte II), come i ghiacciai rocciosi che si muovono a velocità di più dm/mese siano molto più abbondanti nelle Alpi Ticinesi Occidentali, mentre la maggior parte dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi Orientali si muova a velocità di alcuni cm/a. Il numero di ghiacciai rocciosi con una velocità intermedia di qualche cm/mese è invece simile tra le due regioni. Questa tendenza riflette abbastanza fedelmente quanto visto in occasione del catasto di tutti i movimenti di terreno InSAR, dove emergeva chiaramente la differente ripartizione delle classi di velocità (v parte II, cap. 5.1, fig. 2.22). Le maggiori velocità (con un ordine di grandezza preponderante di dm/m) si trovavano nei terreni occidentali corrispondenti alla Valle Bedretto e all'Alta Valle Maggia. I terreni situati nella parte orientale del Cantone (Valle di Blenio) presentavano invece un ordine di grandezza preponderante di cm/m. In mezzo a queste due zone, i terreni corrispondenti all'Alta Valle Leventina presentavano delle velocità ancora inferiori, con un ordine di grandezza preponderante di cm/a.
Questi risultati non trovano conferma nelle velocità medie orizzontali (*reference value*) dei 12 ghiacciai rocciosi monitorati per questa tesi, anzi sembrerebbe che i corpi più lenti si trovino nei terreni occidentali (fig. 4.59). Questa apparente contraddizione può forse essere spiegata con l'esiguità dei siti monitorati con DGPS (9) in confronto con 91 ghiacciai rocciosi attivi e inattivi considerati nel catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi (v. parte III, cap. 4,2). Quindi per effettuare un confronto attendibile si dovrebbero monitorare un numero ben maggiore di ghiacciai rocciosi, ma attualmente questa eventualità risulta impossibile da praticare con il metodo DGPS.

5.6. ANALISI SPAZIALE DEL MONITORAGGIO TERMICO GST E RUOLO DEL CLIMA A SCALA REGIONALE

Parametri d'influenza

I risultati di questo monitoraggio hanno evidenziato come le temperature del suolo nei ghiacciai rocciosi (MAGST) siano influenzate dai numerosi parametri a scala dell'oggetto e a scala locale, i quali possono influenzare il flusso d'energia tra l'atmosfera e il tetto del permafrost.
A scala dell'oggetto, l'esperienza ha mostrato come il posizionamento di un data-logger sulla superficie del ghiacciaio roccioso possa risultare determinante per la registrazione dei principali parametri termici. In pratica la presenza di un grosso masso, il posizionamento su una cresta piuttosto che in una conca o l'eventuale ombreggiamento di una parete rocciosa, possono modificare il regime e lo spessore della copertura nevosa, principale responsabile del filtraggio delle radiazioni dell'atmosfera nei casi tipici (Delaloye, 2004). Si è infatti notato che quando il valore della temperatura del suolo in inverno è più basso, i valori estivi sono più alti se il data-logger si trova per esempio su una cresta soleggiata e ventosa che impedisce il persistere di una stabile copertura nevosa in inverno e quindi il terreno si raffredda maggiormente. I valori di MAGST riportati nella fig. 4.63 rappresentano la media dei valori dei differenti data-logger dei 9 ghiacciai rocciosi soggetti a monitoraggio termico. Purtroppo, per motivi di disponibilità di materiale e costi, non tutti i ghiacciai rocciosi sono stati monitorati con un numero sufficientemente elevato di data-logger, in modo da rendere il valore medio di MAGST il più affidabile possibile.
A scala locale i parametri importanti per influenzare la temperatura del suolo sono principalmente la topografia e l'esposizione che, come visto in precedenza, non sono quasi mai uguali nel caso dei 9 ghiacciai rocciosi monitorati GST.

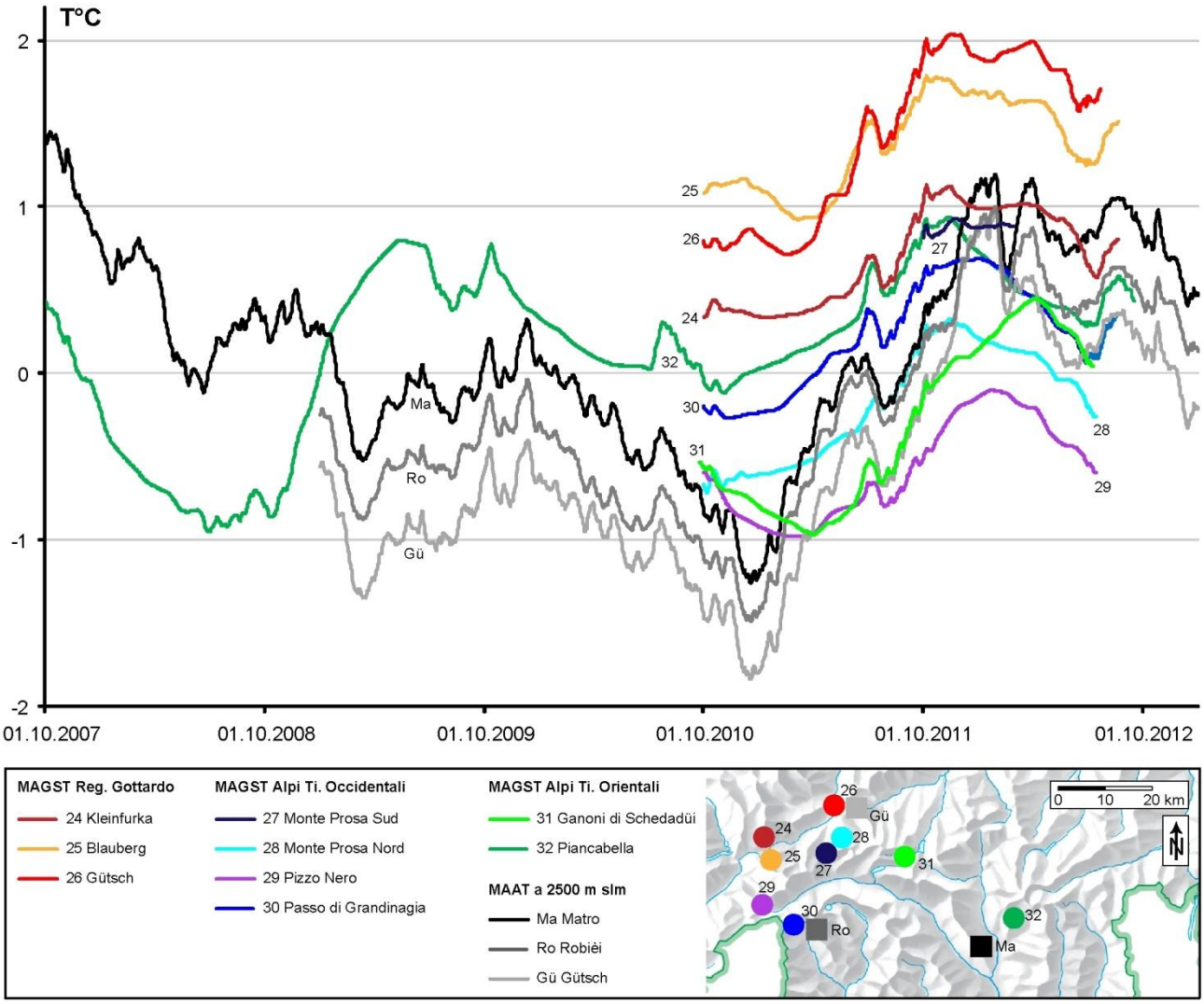


Fig. 4.63: confronto tra i valori di MAGST per i 9 siti di monitoraggio GST (in tonalità rosse sono stati evidenziati i ghiacciai rocciosi della Regione Gottardo, in tonalità blu quelli delle Alpi Ticinesi Occidentali e in tonalità verde quelli delle Alpi Ticinesi Orientali) e MAAT per le 3 stazioni climatiche di riferimento (Gütsch per la Regione Gottardo, Robièi per le Alpi Ticinesi Occidentali e Matro per le Alpi Ticinesi Orientali) con valori normalizzati a 2500 m slm.

MAAT

In considerazione di questi importanti limiti si è cercato di eseguire un confronto tra i valori di MAGST per i 9 siti di monitoraggio GST e MAAT per le 3 stazioni climatiche di riferimento (Gütsch, Robièi e Matro), con valori normalizzati a 2500 m slm.
Per ciò che concerne il valore normalizzato a 2500 n slm della media annuale delle temperature dell'aria, si può notare come le 3 curve seguano un andamento quasi parallelo, a indicare comuni influenze climatiche che hanno contemporaneamente interessato queste tre località, situate a pochi km di distanza reciproca. Le tre curve presentano un marcato riscaldamento di quasi 2°C durante il 2011. Le temperature del Matro si mantengono quasi sempre superiori di pochi decimi di grado rispetto a Robièi e Gütsch, ad eccezione dell'inizio dell'inverno 2011-2012 dove i valori sono quasi uguali. Possiamo quindi supporre che le temperature medie annuali dell'aria siano leggermente più elevate nelle Alpi Ticinesi Orientali rispetto a quelle Occidentali e ancor più della Regione Gottardo. Probabilmente ciò è favorito dal generale maggior soleggiamento e dalle minori precipitazioni medie annue dei territori orientali (v. parte I, cap. 3.7). La Regione del Gottardo riceve da nord un maggior quantitativo di precipitazioni rispetto alle Alpi Ticinesi e questo potrebbe contribuire alle sue temperature più basse.

MAGST

Se si confrontano i valori di MAGST dei singoli ghiacciai rocciosi, possiamo osservare in tutti i siti una tendenza comune al riscaldamento a partire dall'estate del 2011 dove si assiste a un importante aumento di GST a seguito della primavera calda, che ha causato una fusione precoce della coltre nevosa, e dell'estate di 0.1°C più calda della norma 1981-2010 al Sud delle Alpi, in particolare a causa dell'ondata di caldo di agosto (con un valore mensile medio di +1.9°C rispetto alla norma 1981-2010 per la stazione MeteoSvizzera di Lugano) e, soprattutto, del mese di settembre eccezionalmente caldo (+2.8°C rispetto alla norma 1981-1990 a Lugano, che ne fa il mese di settembre più caldo dal 1864 per questa località). L'effetto sui terreni periglaciali è stato importante: nei sondaggi della rete PERMOS si sono registrate delle profondità dello strato attivo al termine dell'anno idrologico 2010/2011 addirittura superiori a quelle dell'estate canicolare del 2003 (Paul *et al.*, 2012). A seguito dell'estate e autunno 2011 molto caldi, GST presenta un importante riscaldamento su tutti i siti monitorati (fig. 63). Per i ghiacciai rocciosi di Piancabella (+0.9°C) e dei Ganoni di Schenadüi (+0.5°C), si registrano i valori di GST più alti dall'inizio delle misurazioni. Per quest'ultimo ghiacciaio roccioso, il riscaldamento del terreno dall'inizio della primavera 2011 è di addirittura 1.5°C. A seguito dell'importante riscaldamento durante l'estate e autunno 2011, GST si riequilibra durante l'inverno 2011/2012 che, malgrado sia stato relativamente mite fino a fine gennaio 2012 (con scarti positivi di circa 2°C nelle Alpi e al Sud delle Alpi), è stato poco innevato al Sud delle Alpi (Paul *et al.*, 2013). Al raffreddamento del suolo dovuto allo scarso innevamento si è poi sovrapposta, durante febbraio, una massiccia ondata di freddo, con la temperatura media di Lugano che è stata di 1.9°C inferiore alla norma 1981-2010. L'effetto combinato della primavera, estate e autunno 2012 caldi e soleggiati (con l'autunno particolarmente caldo in montagna) ha causato un nuovo riscaldamento di MAGST, variabile secondo il sito di monitoraggio. Esso è stato quasi impercettibile sul ghiacciaio roccioso dei Ganoni di Schenadüi (poco più di 0.1°C), un po' più marcato sul ghiacciaio roccioso di Piancabella (+0.4°C) e più manifesto sul ghiacciaio roccioso di Stabbio di Largario (+0.8°C), che è il sito che si trova a più bassa altitudine dei tre (v. anche Scapozza *et al.*, 2014).
Le temperature del suolo (GST) più elevate si sono registrate a Gütsch e Blauberg. Nel primo caso la bassa altitudine del ghiacciaio roccioso ha probabilmente giocato un ruolo importante. Anche Kleinfurka ha evidenziato temperature elevate in confronto agli altri siti. È interessante osservare come questi tre ghiacciai rocciosi con le maggiori temperature, siano tutti situati nella Regione Gottardo.
Non è possibile mettere in relazione queste temperature del suolo superiori allo zero con fenomeni di riscaldamento del permafrost, a causa dei filtri (ALTO) presenti nello strato attivo (granulometria, porosità, conduttività termica, umidità, circolazione d'aria,…) che regolano lo sfasamento termico tra questi due livelli (v. parte I, cap. 3.4.4, fig. 1.9). Lo stesso fenomeno si può osservare anche dai risultati del monitoraggio termico effettuato in altri siti delle Alpi dove alcuni ghiacciai rocciosi (come per esempio i ghiacciai rocciosi vallesani di Becs de Bosson e Gemmi) hanno evidenziato una MAGST attuale di circa 0.5°C a partire dal 2006-2007 (v. anche PERMOS, 2010).
Inoltre, si potrebbe ipotizzare che i valori di MAAT più bassi (stazione di riferimento Gü) e la vicinanza di questi siti alle correnti SO che portano maggiori precipitazioni (v. parte I, cap. 3.7) producono più nevicate e quindi una maggiore isolazione invernale al suolo. Per confermare questa ipotesi sarebbe però importante disporre dei dati precisi sullo spessore e regime della coltre nevosa a scala locale.
Se si confrontano invece valori di MAGST dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi Orientali (GdS e Pb) con quelli delle Alpi Ticinesi Occidentali (MPS, MPN, PN e PdG) non è possibile estrapolare delle considerazioni generali: i siti investigati sono troppo pochi e i valori sembrano essere influenzati dai parametri locali (topografia e esposizione) più che dai parametri climatici.

Regime delle precipitazioni nevose

In assenza di dati sull'innevamento a scala locale (ghiacciaio roccioso), è comunque possibile effettuare un confronto spaziale sulla base della durata del periodo della fusione delle nevi (*zero curtain*). Infatti, a parità di radiazione solare ricevuta, la durata di questo periodo è direttamente proporzionale allo spessore della coltre nevosa e quindi del suo potere isolante al suolo. La durata del periodo di fusione delle nevi è stata calcolata effettuando la media del periodo triennale (2009/2012) per i ghiacciai rocciosi monitorati, ad eccezione di MPS e SdL dove sono stati usati i dati di un solo anno idrologico (fig. 4.64). La durata maggiore si è registrata a Pizzo Nero, Gütsch e Kleinfurka, il periodo più breve a Monte Prosa Sud e Stabbio di Largario. Nonostante i pochi dati a disposizione, sembra che le maggiori durate dello *zero curtain* si siano

registrate nei ghiacciai rocciosi della Regione Gottardo e della Valle Bedretto, ossia nei territori con maggiori precipitazioni. Il record di Pizzo Nero è molto significativo, considerando che questo ghiacciaio presenta un'orientazione sud, quindi con potenziali maggiori radiazioni. Lo stesso discorso, al contrario, può essere fatto per Stabbio di Largario, che ha il record del periodo più breve, nonostante presenti un'orientazione nord, essendo dunque teoricamente più ombreggiato. Questi due esempi ci mostrano come le Alpi Ticinesi Orientali effettivamente ricevano dei minori quantitativi di neve specialmente in inverno.
A titolo di confronto, per lo stesso periodo di osservazione (2009-2012) la durata media del periodo di fusione della coltre nevosa sul ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson (VS) è stata di 35 giorni e a Gemmi (VS) di 33 giorni (dati UNIFR), valori paragonabili ai valori dei siti delle Alpi Ticinesi Orientali, che come il Vallese presentano un clima maggiormente continentale rispetto ai territori delle Alpi-Ticinesi Occidentali e della Regione Gottardo (v. parte I, cap. 3.7.4, fig. 1.14).

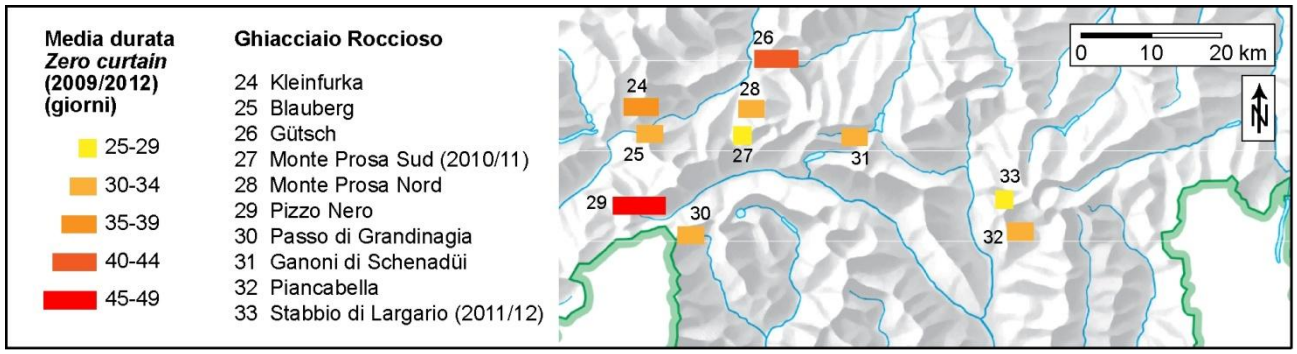


Fig. 4.64: rappresentazione spaziale della durata media del periodo della fusione delle nevi (*zero curtain*) per i 10 ghiacciai rocciosi monitorati GST per il periodo 2009/2012. MPS (2010/2011); SdL (2011/2012).

Che i terreni più occidentali siano maggiormente interessati dalle precipitazioni lo si può dedurre anche dalla presenza al termine della PEG di forme di glacialismo (ghiacciai, glacieret, glacio nevati e nevai permanenti) (fig. 4.61-D) nei siti di Blauberg, Pizzo Nero, Gallina e Passo di Grandinagia, i quali hanno generato ghiacciai rocciosi di origine maggiormente glaciale (fig. 4.61-A) rispetto alle regioni delle Alpi Ticinesi Orientali. Questa differente origine dei ghiacciai rocciosi si riflette anche sulla loro dinamica: infatti i ghiacciai rocciosi di origine glaciale, in un periodo di riscaldamento climatico come quello che stiamo vivendo, tendono più dei ghiacciai rocciosi di versante a inattivarsi o fossilizzarsi a causa della fusione del ghiaccio sedimentario soprassaturo contenuto tra i loro sedimenti (fig. 4.61-C). Questo fenomeno è particolarmente evidente a Blauberg, Pizzo Nero, Gallina e in parte a Passo di Grandinagia, tutti ghiacciai rocciosi che presentano un rapporto tra i movimenti verticali e orizzontali particolarmente elevato. Questi siti si trovano tutti nei territori occidentali a clima maggiormente oceanico. Non è un caso che in questi territori si trovino una maggiore densità di forme glaciali rispetto ai territori orientali, che presentano comunque la medesima altimetria (v. parte I). In questo senso è particolarmente significativo il caso del Massiccio di Gana Bianca, dove non si trova praticamente più nessuna forma glaciale (v. anche Scapozza, 2008).

5.7. Risultati e analisi del Monitoraggio cinematico e termico fino al 2013

Il Gruppo Permafrost Ticino (GPT) dopo l'ultima campagna di monitoraggio svolta per questo lavoro (autunno 2012), ha continuato il monitoraggio termico e cinematico per alcuni ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi (Ga, PdG, GdS, Pb, SdL) durante il 2013, risultati riportati dal secondo rapporto pubblicato dal GPT (v. Scapozza *et al.*, 2014). I ghiacciai rocciosi MPN e MPS sono invece stati misurati dopo il 2012 dal dipartimento di geografia dell'Università di Friborgo. Gli altri ghiacciai rocciosi (Gü, KF, BB e PN) presentando dei valori di spostamento estremamente modesti non sono ancora stati misurati.
MPN e MPS hanno presentato entrambi dopo l'autunno 2012 dei notevoli incrementi di velocità orizzontali: in particolare MPN ha fatto segnare per il periodo A12-A13 delle velocità medie (*reference value*) superiori a 50 cm/a. Si conferma quindi la tendenza già vista per il periodo 2009-2012 a una progressiva accelerazione cinematica per questi due corpi. Le temperature MAGST di MPN hanno evidenziato una nuova accelerazione durante l'estate 2013, con valori ancora superiori a quelli del 2011.

Per ciò che concerne i siti monitorati dal GPT, si assiste anche in questo caso ad una tendenza all'accelerazione dei movimenti per i ghiacciai rocciosi di SdL e Pb. In particolare SdL durante l'anno idrologico 20012-2013 ha fatto segnare delle velocità record di quasi 1 m/a per la sua parte frontale. Gli altri ghiacciai rocciosi non presentano invece una chiara tendenza dopo il 2012, mantenendosi circa sui valori misurati l'anno precedente, se non mostrando in alcuni casi una leggera diminuzione, forse causata dal raffreddamento del suolo durante l'inverno e la primavera 2012-2013. Infatti dopo il 2012 peri i siti del GPT, si può osservare come le temperature del suolo hanno potuto raffreddarsi a causa del ridotto effetto isolante da parte della coltre nevosa poco spessa, dato che l'inverno 2012/2013 è stato caratterizzato da temperature fredde nelle Alpi e da precipitazioni nevose scarse al Sud delle Alpi. Il raffreddamento di MAGST è stato di circa 0.6°C per i ghiacciai rocciosi Pb, GdS e SdL. Dal picco massimo raggiunto a seguito dell'autunno 2011 (+3.2°C), anche MAAT calcolata per la stazione del Matro è andata raffreddandosi nel corso del 2012 e del 2013, per raggiungere +1.0°C alla fine dell'anno idrologico 2012/2013 (raffreddamento di 2.2°C). Nello stesso periodo, il raffreddamento di MAGST per i ghiacciai rocciosi di Pb (da 0.9 a 0.1°C) e GdS (da 0.4 a -0.4°C) è stato di 0.8°C, vale a dire di poco più di un terzo rispetto alle temperature dell'aria.

5.8. VALUTAZIONE SULLA QUALITÀ DEI RISULTATI PRODOTTI

La qualità dei risultati prodotti in questa parte è in primo luogo influenzata dai limiti del sistema durante l'acquisizione sul terreno dei dati DGPS, soggetta a 3 tipologie di errori di misura, che possono a loro volta accumularsi: l'errore di manipolazione dello strumento, l'errore di sistema GPS tra una campagna di misura e la successiva e l'errore di misura dello strumento (cap. 3.2.3).
Le conseguenti analisi dei risultati possono quindi essere poco affidabili, specialmente nel caso dei corpi più lenti sul corto periodo. A ciò si deve aggiungere anche il problema della tempistica con cui si effettuano le campagne di monitoraggio, tempistica che per ragioni pratiche e organizzative non sempre è possibile rispettare ogni anno. Le valutazioni sulle variazioni stagionali (ma in minore misura anche quelle sulle variazioni annuali) possono quindi risentire di questo problema. Ciò è evidenziato dai differenti movimenti stagionali scoperti con le normali campagne biennali di monitoraggio e quelli forniti da apparecchi GPS fissi (cap. 2.4.3).

6. CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE

Inizio di un monitoraggio termico e cinematico

Il primo obiettivo di questa parte della tesi era quello di iniziare un monitoraggio a lungo termine, cinematico e termico di alcuni ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi, con almeno due campagne di misurazione DGPS annuali. Questo obiettivo è stato quasi completamente raggiunto: sono stati monitorati ben 12 ghiacciai rocciosi, ripartiti in modo abbastanza uniforme sul territorio delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo. Si è quindi colmata una lacuna che vedeva il Canton Ticino e il Canton Uri in ritardo rispetto al resto dei cantoni alpini come Grigioni, Berna e soprattutto Vallese. Grazie a questo monitoraggio, i siti di Monte Prosa Sud, Monte Prosa Nord, Stabbio di Largario e Piancabella sono stati recentemente inseriti nella rete di monitoraggio del permafrost svizzero PERMOS (*Permafrost Monitoring Switzerland*, vedi http://www.permos.ch/).
Non tutti i siti sono stati monitorati 2 volte l'anno, quindi non in tutti i siti si sono potute verificare le variazioni tra i periodi estivo e invernale. Questo monitoraggio, durato 4 anni, ha richiesto un notevole dispendio di energie e tempo, quantificabile, solo per il monitoraggio DGPS, in oltre 60 giornate di terreno. Forse con un minor numero di siti, si sarebbe potuto eseguire un monitoraggio più continuo, mettendo in evidenza con maggiore precisione le variazioni stagionali dei ghiacciai rocciosi, come si sta facendo con il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson (Delaloye *et al.*, 2010a). In questo modo però si sarebbero perse le specificità geomorfologiche e dinamiche di certi ghiacciai rocciosi. Infatti si è messo in evidenza come ogni ghiacciaio roccioso sia unico nel suo genere per morfologia e dinamica. In questo modo ogni sito ha contribuito a modo suo e con le sue specificità, all'implementazione della conoscenza dei ghiacciai rocciosi del Ticino e della Regione Gottardo. Anche i ghiacciai rocciosi molto lenti e a prima vista poco "eccitanti"

come Alpe Pièi, hanno fornito degli importanti spunti di analisi. Nel caso di Alpe Pièi si è per esempio scoperto un fenomeno di fossilizzazione regressivo, in atto da valle a monte.

Specificità morfodinamiche e cinematiche

Questo monitoraggio ha permesso di evidenziare le specificità morfologiche, dinamiche e cinematiche dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo. In particolare è emersa la loro lentezza, se paragonati ad alcuni ghiacciai rocciosi delle Alpi Vallesane, ma con magnitudini paragonabili a quelli delle Alpi Retiche e Centrali Italiane. **A livello regionale non è stato possibile evidenziare significative differenze cinematiche tra le Alpi Ticinesi Orientali e Occidentali, al contrario di quanto scoperto con il catasto dei movimenti InSAR (v. parte II). Le maggiori differenze tra questi due contesti spaziali sono state scoperte a livello dinamico, con i ghiacciai delle Alpi Ticinesi Occidentali che presentano maggiori variazioni stagionali e a livello morfologico: questi ultimi hanno evidenziato infatti una maggiore origine glaciale (a cuore di ghiaccio o morenica).** In 3 siti (Gütsch, Alpe Pièi e Monte Prosa Nord) sono state evidenziate delle forme di polimorfismo, fenomeno che sembrava invece essere più raro (Scapozza, 2008; Frauenfelder & Kääb, 2000).

Tendenze cinematiche e dinamiche nel contesto alpino

Non era negli obiettivi di questo lavoro analizzare l'evoluzione dinamica e cinematica in funzione del riscaldamento climatico in atto: su questo aspetto non si può ancora evidenziare una tendenza chiara. Tuttavia dal confronto tra la cinematica e la temperatura della superficie del suolo, risulta che le variazioni annuali delle velocità orizzontali dei ghiacciai rocciosi monitorati siano significativamente correlate alle variazioni di MAGST, che si può quindi considerare come un buon indicatore delle variazioni di temperatura nella parte superiore del corpo del permafrost.
Nonostante una certa variabilità nella magnitudine dei movimenti dei ghiacciai monitorati e una serie temporale di misurazioni limitata nel tempo, l'andamento della media della velocità orizzontale di superficie relativa presenta un comportamento simile a quanto avviene nel resto delle Alpi Svizzere (Paul *et al.*, 2013; Delaloye, 2014-comunicazione personale). Con il prolungamento della serie di misurazioni nei prossimi anni, dovrebbe quindi essere possibile compiere un confronto a scala di tutta la catena alpina, dove Delaloye *et al*. (2008b) hanno evidenziato un comportamento omogeneo dei ghiacciai rocciosi attivi delle Alpi Svizzere, francesi e austriache.
La sincronicità nelle variazioni di velocità tra i ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e tra questi e quelli del resto delle Alpi Svizzere indicherebbe che la loro cinematica è probabilmente influenzata da fattori climatici esterni a scala regionale o sovraregionale piuttosto che dalle caratteristiche interne del ghiacciaio roccioso (cf. Delaloye *et al.*, 2008b; 2010a). **Considerando la relazione significativa tra le variazioni di velocità dei ghiacciai rocciosi e MAGST da una parte, e il comportamento relativamente omogeneo dei ghiacciai rocciosi alla scala alpina dall'altra parte, ne consegue che la cinematica di un ghiacciaio roccioso è fortemente influenzata dalle variazioni climatiche alla scala sovraregionale (vale a dire della catena Alpi) o continentale (Europa Occidentale e Atlantico del Nord), caratterizzate negli ultimi decenni da un importante aumento della temperatura media dell'aria (MAAT).**
È quindi probabile che anche in Ticino sul lungo periodo il permafrost tenda lentamente a riscaldarsi a seguito del riscaldamento climatico, anche se con tempi e modi ancora da scoprire. Saranno quindi da valutare attentamente le conseguenze geomorfologiche che questo riscaldamento può produrre sul territorio.

Fenomeni di destabilizzazione e riscaldamento globale

Stabbio di Largario era l'unico ghiacciaio roccioso che sembrava preoccupare la Sezione Forestale del Cantone Ticino (Valenti, 2006) in relazione al suo potenziale rischio. Questo ghiacciaio roccioso si è effettivamente rivelato in fase di destabilizzazione, anche se la sua cinematica è ancora lontana dai valori di magnitudine osservati per alcuni ghiacciai rocciosi destabilizzati della Mattertal in Vallese e va quindi contestualizzata alle caratteristiche dei siti Ticinesi. Il monitoraggio DGPS effettuato per questo lavoro a Stabbio di Largario, combinato al monitoraggio SHD (sul periodo centenario) e a un'analisi con la monofotogrammetria digitale (sul periodo millenario), ha evidenziato l'influsso dei mutamenti climatici del passato sulla sua cinematica. Questo ghiacciaio roccioso ha prodotto una prima accelerazione dei suoi movimenti durante il periodo caldo medievale, una seconda al termine delle PEG e una terza dagli anni 90

del secolo scorso come conseguenza del recente riscaldamento climatico antropico. Quest'ultima accelerazione in particolare ha causato una parziale destabilizzazione del lobo est del ghiacciaio roccioso e l'apparizione di alcuni crepacci trasversali e longitudinali prima assenti. Stabbio di Largario è quindi un ottimo esempio per illustrare come la cinematica e dinamica di un ghiacciaio roccioso siano influenzate dai mutamenti a scala locale, regionale e globale.

Metodi e procedure

A livello metodologico, constatando la generale lentezza delle velocità dei ghiacciai rocciosi, l'esperienza ha evidenziato l'importanza di adottare una scrupolosa procedura operativa per le misure, le quali dovevano essere le più precise possibili. Per questo ho quasi sempre misurato personalmente i punti, con calma e accuratezza. Quando questi sono stati rilevati da altre persone, non sempre i risultati si sono rivelati completamente affidabili, spesso a causa della fretta nel portare a termine il lavoro. In questo senso è stato molto importante effettuare le misure solamente con il bel tempo. Meglio rinunciare e perdere una giornata, piuttosto che dover tribolare con problemi tecnici e tornare a casa con le pive nel sacco...
Il confronto del monitoraggio DGPS con i risultati dei movimenti di terreno InSAR (parte II), ha evidenziato risultati soddisfacenti a livello qualitativo ma un po' meno a livello quantitativo, a causa dei limiti metodologici dei due sistemi d'indagine. Tuttavia si è rivelato di fondamentale importanza l'aggiornamento InSAR con gli interferogrammi ad alta risoluzione, dato che ha permesso di meglio definire per esempio la cinematica del ghiacciaio roccioso Gallina.

Gruppo Permafrost Ticino (GPT)

Un valore aggiunto che questo monitoraggio ha comportato è stata la creazione del Gruppo Permafrost Ticino (GPT), fondato da Cristian Scapozza e dal sottoscritto nel 2010. Lo scopo di questo gruppo è anche di continuare il monitoraggio cinematico e termico di questi ghiacciai e di pubblicare a scadenza biennale dei rapporti sull'evoluzione del monitoraggio (v. Mari *et al.*, 2012; Scapozza *et al.*, 2014**). Il lavoro di monitoraggio iniziato per questa tesi, procede quindi grazie al GPT** (v. tab. 4.7): i siti di monitoraggio sono stati classificati in tre diverse categorie in funzione della magnitudo del movimento e del tipo di monitoraggio svolto. I due siti di categoria A (No. 32/Piancabella e No. 33/Stabbio di Largario) sono misurati annualmente per quanto concerne il loro movimento e fanno parte della rete svizzera di monitoraggio del permafrost PERMOS. A Stabbio di Largario è prevista per l'estate 2014 l'istallazione di un ricevitore GPS fisso, che permetterà di monitorare gli spostamenti in continuo della zona frontale durante tutto l'anno. Per quanto concerne la categoria B, si tratta di siti che presentano un monitoraggio della temperatura della superficie del suolo e i cui spostamenti sono misurati a cadenza, o annuale (No. Ga/Pizzo Gallina e No. 31/Ganoni di Schenadüi), o biennale (No. 30/Passo di Grandinagia). I siti di categoria C, infine, non presentato attualmente un monitoraggio della temperatura della superficie del suolo e il loro movimento è misurato, o a scala triennale (No. AP/Alpe Pièi), o quinquennale (No. 29/Pizzo Nero) (Scapozza *et al.*, 2014).

No.	Sito	Regione	Altitudine [m slm]	Esposi-zione	Categoria	GSTM (No. logger)	DGPS (No. misure)
Alpi Ticinesi Occidentali							
29	Pizzo Nero	Val Bedretto	2600–2700	S	C	–	Quinquennale
30	Passo di Grandinagia	Valle Maggia	2560–2800	NE	B	4	Biennale
Ga	Gallina	Val Bedretto	2620-2750	SE	B	4	Annuale
Alpi Ticinesi Orientali							
31	Ganoni di Schenadüi	Val Cadlimo	2240–2640	N	B	4	Annuale
32	Piancabella	Valle di Blenio	2440–2550	NE	A	10	Annuale
33	Stabbio di Largario	Valle di Blenio	2240–2550	N	A	4	Annuale
AP	Alpe Pièi	Valle di Blenio	2340–2500	S	C	–	Triennale

Tab. 4.7: previsto piano di monitoraggio cinematico (DGPS) e termico (GSTM) per i ghiacciai rocciosi monitorati da Gruppo Permafrost Ticino (GPT).

Il futuro lavoro del GPT dovrà cercare di rispondere alle domande che al momento attuale sono ancora senza risposta. Quando saranno a disposizione parecchi dati su un lungo periodo, si potrà forse già affrontare l'argomento del cambiamento climatico e le sue conseguenze sul permafrost e quindi sui movimenti dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi.

Processi fondamentali e probabile ruolo dell'acqua

Anche se ogni ghiacciaio roccioso presenta una cinematica che gli è propria, si è evidenziata l'importanza di alcuni fattori che hanno influito sulle caratteristiche cinematiche, dinamiche, di forma e sul tipo di permafrost dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo (fig. 4.65). **La cinematica di un ghiacciaio roccioso sembra essere influenzata principalmente dai parametri di orientazione, dal tipo di sedimenti e dalla topografia, mentre la dinamica sembra essere influenzata maggiormente dalle forme di glacialismo della PEG (favorite a loro volta dal clima maggiormente oceanico presente nelle Alpi Ticinesi Occidentali) e dalla composizione dei materiali sciolti gelati che lo hanno generato. La meccanica interna di un ghiacciaio roccioso è la conseguenza di questi fattori e, a sua volta, è causa della forma del ghiacciaio roccioso.** La meccanica interna è però un fenomeno estremamente complesso e difficile da misurare e spiegare. Le interazioni meccaniche che si generano all'interno del ghiacciaio roccioso sembrano a volte seguire delle regole logiche, a volte invece delle regole più caotiche.

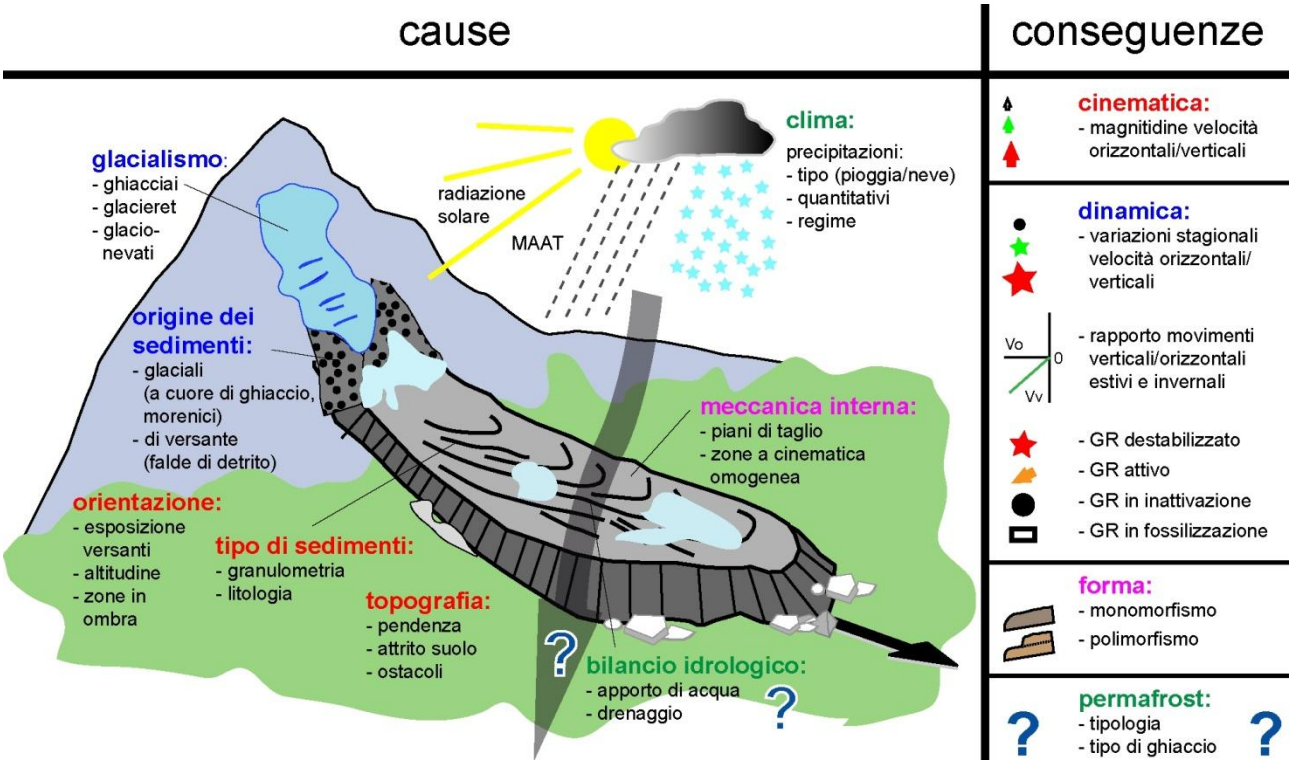


Fig. 4.65: modellizzazione delle principali cause che influiscono sulla cinematica, dinamica, forma e permafrost contenuto in un ghiacciaio roccioso-tipo delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo. I colori uguali dei termini mettono in relazione cause e conseguenze preponderanti. Il ruolo dell'acqua nel bilancio idrologico e il tipo di permafrost che si trova nel corpo del ghiacciaio roccioso non sono ancora del tutto chiari.

Un discorso a parte si deve invece riservare al ruolo del clima che, essendo maggiormente oceanico nelle regioni occidentali e maggiormente continentale nelle regioni orientali delle Alpi Ticinesi, produce dei differenti quantitativi di precipitazione.
In un contesto alpino le specificità climatiche del Sud delle Alpi (parte I, cap. 3.7), mettono in evidenza l'importanza del ruolo dell'acqua nei terreni sciolti ghiacciati. L'acqua sembra infatti influenzare particolarmente le variazioni stagionali delle velocità orizzontali e verticali (aspetti dinamici), piuttosto che la loro magnitudine (aspetti cinematici).
L'influenza del bilancio idrologico sulla dinamica, cinematica, forma e tipo di permafrost contenuto in un ghiacciaio roccioso-tipo delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo (fig. 4.65), non è ancora del tutto

chiaro. La parte V di questa tesi ha quindi lo scopo di approfondire le conoscenze sul modo in cui l'apporto di acqua sotto forma di precipitazioni e il conseguente drenaggio che ne deriva di un ghiacciaio roccioso, possa influenzare le sue caratteristiche dinamiche principali, in particolare per ciò che concerne le variazioni dei movimenti stagionali, soprattutto in relazione al riscaldamento globale in atto.

Parte V: IDROLOGIA

PROVE DI MULTITRACCIAMENTO E IDROLOGIA DI GHIACCIAI ROCCIOSI E AMBIENTI PERIGLACIALI NELLA VALLE DI RÉCHY (VS) E NELLA VALLE DI SCERU (TI)

Questa parte intende approfondire aspetti idrologici legati agli ambienti periglaciali e ai ghiacciai rocciosi in particolare.
Il primo capitolo di questa sezione intende introdurre e motivare la messa in pratica della parte idrologica, nel contesto della problematica generale di questo lavoro, definendo i principali obiettivi specifici.
Il secondo capitolo si propone di approfondire il contesto scientifico legato all'idrologia degli ambienti periglaciali e analizzare i lavori che fino a oggi si sono occupati della circolazione dell'acqua in presenza di permafrost. Saranno brevemente presentate le principali caratteristiche idrologiche dell'ambiente periglaciale alpino, in modo particolare dei sistemi idrologici in ghiacciai rocciosi attivi, inattivi e fossili.
Il terzo capitolo presenterà in dettaglio le metodologie applicate e le caratteristiche dei principali traccianti usati, nonché il funzionamento dei fluocaptori e dei fluorimetri usati per il loro rilevamento.
I capitoli 4 e 5 sono invece dedicati alle prove di multitracciamento effettuate rispettivamente nella Valle di Sceru (TI) e nella Valle di Réchy (VS). Qui saranno trattati i procedimenti applicati e discussi i risultati ottenuti.
Nel 6° ed ultimo capitolo si cercheranno di esporre le principali conclusioni di queste esperienze e le prospettive più significative legate ai futuri sviluppi di questi metodi di investigazione idrologici applicati in ambienti periglaciali.

1. INTRODUZIONE E OBIETTIVI SPECIFICI

Dopo aver presentato e discusso i risultati del monitoraggio cinematico e termico e avendo giudicato incomplete le loro indicazioni sulle cause dei movimenti dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo, si è deciso di approfondire lo studio sul ruolo dell'acqua all'interno di un ghiacciaio roccioso che, come finora si è intuito, sembra influenzare maggiormente la dinamica dei movimenti dei ghiacciai rocciosi piuttosto che la loro cinematica. Nella parte precedente è stato evidenziato come un maggiore apporto di acqua dovuto anche alla fusione delle nevi, provochi un'accelerazione dei movimenti primaverili di alcuni ghiacciai rocciosi. Sembrerebbe infatti che la dinamica in questi casi sia influenzata dalla modalità con cui l'acqua è drenata dal sistema.
Per cercare di rispondere a queste domande specifiche, per le indagini idrologiche si sono scelti i siti della Valle di Sceru in Ticino e della valle di Réchy in Vallese; poiché sono dei siti già ampiamente studiati e si avevano a disposizione molti dati cinematici e dinamici di movimento su cui lavorare. Inoltre a Réchy alla fine degli anni 80 del secolo scorso, i ghiacciai rocciosi di Becs de Bosson e Tsavolire sono stati oggetto di prove di tracciamento, con lo scopo di studiare la circolazione dell'acqua al loro interno. Si presentava quindi l'opportunità di effettuare un confronto temporale sui cambiamenti della circolazione avvenuti a distanza di più di un ventennio e forse causati da un degrado del permafrost.
Gli obiettivi specifici delle prove di multitracciamento eseguite in questo studio sono molteplici e variano secondo il sito di studio:

- **nella Valle di Réchy, lo scopo è di effettuare un confronto tra le prove di multitracciamento effettuate tra il 1986 e il 1990 da G. Tenthorey sui ghiacciai rocciosi attivi per evidenziare le eventuali differenze idrologiche avvenute in quest'ultimo ventennio, a causa del probabile degrado del permafrost dovuto al riscaldamento climatico, verificandone l'attualità dei modelli di circolazione proposti da Tenthorey (1993);**

- **nella Valle di Sceru il principale obiettivo della prova di multitracciamento eseguita è di verificare il comportamento idrologico in funzione della differente presenza di permafrost tra il versante sinistro e destro della valle (vedi Scapozza *et al.*, 2011). Un altro obiettivo è anche quello di**

verificare tramite la prova di multitracciamento i percorsi intrapresi dalle acque sotterranee evidenziati dalla prospezione geofisica superficiale, in particolare mediante la prospezione dei potenziali spontanei (vedi Scapozza, 2008; Scapozza *et al*., 2008a);

- **analizzare e comprendere l'influenza dell'acqua sulla dinamica (ed eventualmente sulla cinematica) dei movimenti di un ghiacciaio roccioso, alla luce dei risultati evidenziati dal monitoraggio cinematico effettuato nella parte IV.**

2. CONTESTO SCIENTIFICO SPECIFICO

Fino a oggi pochi lavori si sono interessati allo studio dell'idrologia degli ambienti periglaciali alpini, tuttavia già alla fine degli anni 80 del secolo scorso sono stati effettuati dei tracciamenti in zone con presenza di permafrost (per es. Tenthorey, 1992; 1993; Krainer & Mostler, 2002). Questi lavori hanno studiato in particolare il tipo di circolazione all'interno di un ghiacciaio roccioso e il regime idrico delle sorgenti in zona di permafrost continuo e discontinuo**.** Nel 2011 Buchli *et al.* (2012) hanno effettuato dei tracciamenti parziali (solo su piccole parti del corpo del ghiacciaio roccioso) del ghiacciaio roccioso di Furggwanghorn nelle Alpi Vallesane, calcolando le velocità di circolazione dei coloranti su queste porzioni di ghiacciaio roccioso.
Al fine di effettuare un confronto con la circolazione nei ghiacciai, si possono citare i lavori di Brugman (1987) e più recentemente quello di Sugiyama *et al.* (2008), che hanno evidenziato l'elevata velocità di circolazione nei ghiacciai, paragonabile a quella degli ambienti carsici. La circolazione dei traccianti in questo tipo di terreni è stata anche approfondita da Mari (1996) e Mari & Otz (1997) nella regione carsica del Lucomagno e da Finger *et al.* (2013) nella regione carsica del ghiacciaio della Plaine Morte nel Oberland Bernese
Le investigazioni idrologiche dei ghiacciai rocciosi sono comunque abbastanza difficili da mettere in pratica, dato che l'acqua scorre all'interno della massa eterogenea di detriti rocciosi che li costituiscono. Inoltre non sempre un ghiacciaio roccioso presenta perdite idonee a immettervi traccianti e sorgenti al suo fronte che permettano di rintracciarli. Per queste ragioni e per motivi legati all'accessibilità, sono stati scelti i siti di Réchy (VS) e Sceru (TI) per eseguire le indagini. In questi siti sono presenti delle perdite e delle sorgenti a valle del ghiacciaio roccioso.
Va inoltre evidenziato come prima di eseguire un tracciamento nei ghiacciai rocciosi e negli ambienti periglaciali, sia fondamentale riflettere sul tipo di circolazione dell'acqua, dato che le specifiche dinamiche idrologiche di queste zone possono influenzare le modalità e la metodologia delle prove.

2.1. IDROLOGIA DELL'AMBIENTE PERIGLACIALE ALPINO

Lo studio delle caratteristiche idrologiche degli ambienti periglaciali alpini deve tenere in considerazione la sua complessità, data dalla presenza di numerosi fattori coinvolti che intervengono singolarmente o in combinazione al fine di regolare la circolazione dell'acqua e, non da ultimo, dalla relativa scarsità di studi e ricerche svolti in questi ambienti.

2.1.1. SISTEMA IDROLOGICO IN GHIACCIAI ROCCIOSI ATTIVI

I ghiacciai rocciosi attivi sono definiti tali per il fatto che contengono del ghiaccio e sono in movimento (Scapozza & Fontana, 2009). La causa di questo movimento è da ricercare nella reptazione del ghiaccio che sta al loro interno.
Il primo presupposto da considerare è che, come anche dimostrato da Gardaz (1998), un ghiacciaio roccioso non deve essere considerato come un sistema idrologico isolato, ma facente parte di un sistema montano periglaciale che comprende anche altri sottosistemi come ad esempio pareti rocciose, falde di detrito e substrato roccioso.
Haeberli (1985) suggerisce che la quantità delle acque di fusione di un ghiacciaio roccioso è minore della quantità di acqua rilasciata da un ghiacciaio avente dimensioni simili e stima, per un ghiacciaio roccioso di

medie dimensioni (circa 300 m di lunghezza), una portata media annuale da 2 a 50 l/s con punte di 250 l/s durante il periodo primaverile (v. anche Barsch, 1996).
Evin & Assier (1983); Gardaz (1998) e Tenthorey (1993) hanno mostrato come la massima portata delle sorgenti dei ghiacciai rocciosi si verifichi durante il periodo dello scioglimento delle nevi e diminuisca progressivamente in estate e in autunno, per poi scendere quasi a zero durante l'inverno. Krainer & Mostler (2002) hanno mostrato invece come le fluttuazioni della portata delle sorgenti di alcuni ghiacciai rocciosi delle Alpi Austriache siano in relazione diretta con le precipitazioni intense estive; in particolare i temporali fanno aumentare sensibilmente e immediatamente la loro portata. Questo sembrerebbe quindi suggerire un tipo di circolazione superficiale supra-permafrost (fig. 5.1), oppure potrebbe trattarsi di una circolazione sottoglaciale concentrata e ben organizzata lungo canali di scolo. Questa è comunque da considerare come un'ipotesi ancora da verificare. La circolazione supra-permafrost è particolarmente evidente nei ghiacciai rocciosi attivi di piccole e medie dimensioni (circa 200-300 m di lunghezza) come il ghiacciaio roccioso di Tsavolire a Réchy (Tenthorey, 1994).

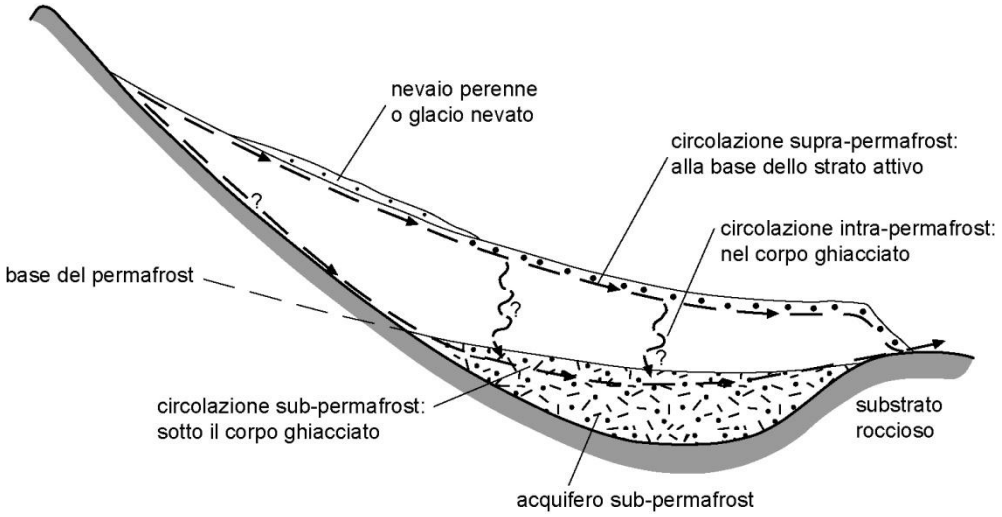


Fig. 5.1: possibile modello idrologico di un ghiacciaio roccioso. Si noti la circolazione supra-permafrost in superficie, la circolazione sub-permafrost sul fondo e quella intra-permafrost all'interno del corpo gelato. Questo schema si ispira al ghiacciaio roccioso di Murtél (GR), dove sotto il corpo gelato si trova una falda acquifera. Questo ghiacciaio roccioso è considerato un ghiacciaio roccioso freddo, con velocità limitate dell'ordine di 7-10 cm/a e presenta uno spessore di 50 m di sedimenti gelati (immagine modificata da Scapozza, 2008 e Haeberli, 1985).

Oltre alle fluttuazioni di portata stagionali, Krainer & Mostler (2002) hanno evidenziato per il ghiacciaio roccioso di Reichenkar (Alpi Austriache) delle fluttuazioni di portata giornaliere (*daily runoff cycles*): in particolare quando il ghiacciaio roccioso è coperto almeno in parte da neve, generalmente tra giugno e luglio, si registra una relazione diretta tra temperatura dell'aria e portata d'acqua a causa dello scioglimento della neve stessa. In questi mesi la portata minima si registra tra le 11.00 e le 12.00. Il picco di massimo deflusso si ha invece verso le 22.00. Gardaz (1998) ha inoltre osservato sul ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson più o meno lo stesso fenomeno, in particolare la portata massima si verifica verso tra le 21.00 e le 24.00 con un ritardo di circa nove ore rispetto al picco di massima delle temperature dell'aria (12.00 – 15.00). Come confermato da Krainer & Mostler (2002) e Gardaz (1998) questi picchi di massimo deflusso possono tuttavia cambiare a seconda della stagione e tendono a diminuire a estate inoltrata, quando il ghiacciaio roccioso non è più coperto da neve, a testimoniare quindi che la fusione del ghiaccio interno non è significativa per l'alimentazione delle sorgenti al fronte. Va notato come un ghiacciaio roccioso molto grande con un probabile acquifero al suo interno, come per esempio Becs de Bosson (VS), durante la stagione invernale continui a fornire acqua alle sorgenti situate al suo fronte, sebbene con una portata di pochi l/s (Gardaz, 1998). In questo caso c'è sempre acqua che esce dal sistema.
Il sistema idrologico di un ghiacciaio roccioso attivo è quindi estremamente complesso e non del tutto conosciuto. Diversi sono i parametri che devono essere tenuti in considerazione come per esempio le fluttuazioni stagionali e giornaliere, lo specifico regime di precipitazioni, la grandezza dei suoi blocchi, la presenza di un'eventuale falda acquifera sotterranea e il tipo di permafrost che lo compone.

In ogni caso l'acqua che esce dalle sorgenti può derivare dalla fusione della neve invernale, da precipitazioni ed in misura meno importante da fusione del permafrost o da falde sotterranee sub-permafrost. Le falde sotterranee sono le uniche responsabili dell'alimentazione delle sorgenti durante il periodo invernale, come dimostrato da Gardaz (1998) a Becs de Bosson, dove in inverno si sono misurati 2-5 l/s.
Tenthorey (1993) propone per le sorgenti dei ghiacciai rocciosi di Becs de Bosson e Tsavolire (v. fig. 5.2) un 90% di provenienza dalle precipitazioni (45% neve + 45% pioggia), un 9% dalla fusione dei nevai perenni e un ipotetico 1% dalla fusione del permafrost interno.

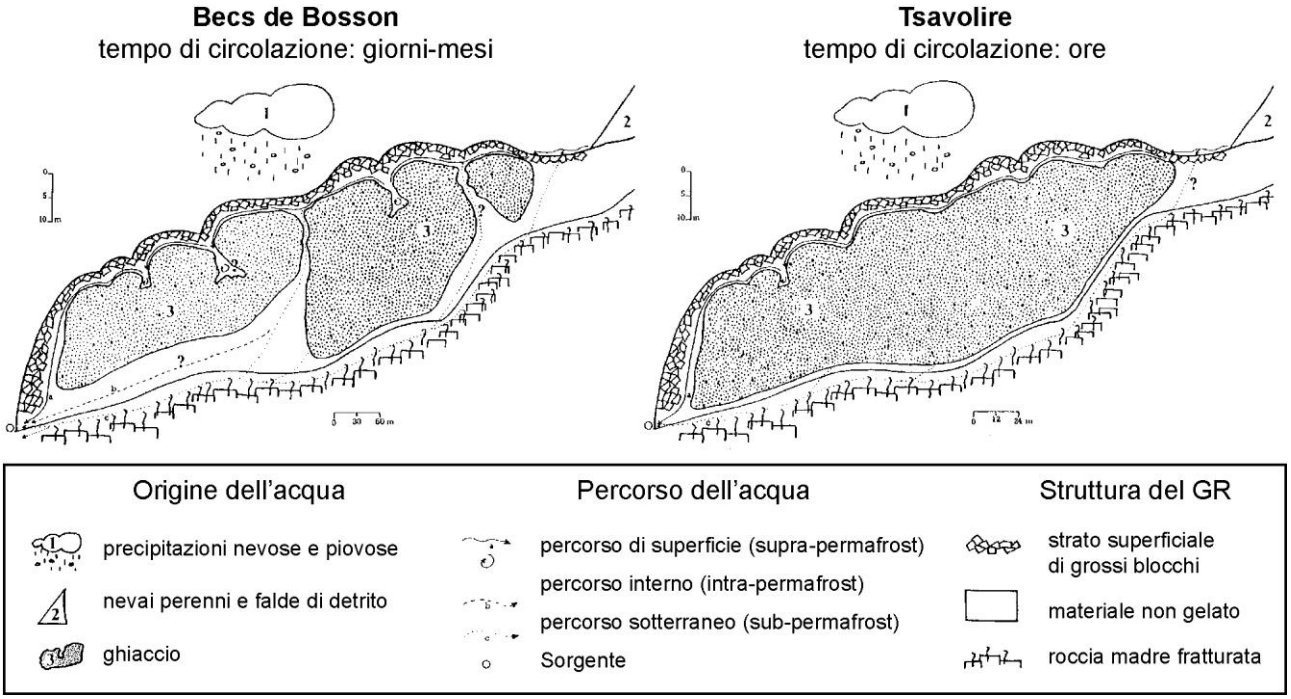


Fig. 5.2: sezione longitudinale del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson (a sinistra) e Tsavolire (a destra) nella Valle di Réchy (VS). Si noti la differenza del corpo gelato: a Tsavolire dovrebbe essere più compatto e quindi favorire una circolazione di tipo supra-permafrost con un tempo di circolazione di alcune ore, mentre a Becs de Bosson le fratture, forse anche causate dalle dimensioni particolarmente importanti del corpo gelato, producono invece una circolazione più complessa e lenta (giorni-mesi) che interessa anche le parti centrali e basali del ghiacciaio roccioso (immagine modificata da Tenthorey, 1993).

Sempre Krainer & Mostler (2002) hanno evidenziato che quando un ghiacciaio roccioso è coperto da neve, la maggior parte dell'acqua delle sue sorgenti è fornita dallo scioglimento della neve, mentre i picchi di massima portata si registrano in occasione di temporali intensi, specialmente durante il periodo estivo.
Queste considerazioni sono il risultato anche di prove di tracciamento effettuate in estate da Krainer & Mostler (2002): i coloranti sono stati restituiti in modo massiccio nel giro di poche ore. Queste elevate velocità di flusso in un ghiacciaio roccioso attivo stanno ad indicare una circolazione simile a quella presente in un tubo e le temperature delle sorgenti prossime allo zero testimoniano il passaggio delle acque direttamente a contatto con il ghiaccio. Dei risultati simili sono stati ottenuti anche da Scapozza *et al.* (2008a) mediante tracciamenti geofisici dei movimenti dell'acqua nel sottosuolo con il metodo dei potenziali spontanei (PS o SP per *Self-Potential*): in particolare, questo autore ha osservato che, per il ghiacciaio roccioso attivo di Piancabella (Valle di Sceru), ci sarebbe un flusso d'acqua constante e continuo alla base dello strato attivo, ciò che indicherebbe che il flusso d'acqua supra-permafrost sarebbe alimentato essenzialmente dello scioglimento della coltre nevosa e da acque di origine meteorica e che quindi l'apporto in acque di fusione del ghiaccio del permafrost sarebbe molto limitato.
La circolazione supra-permafrost si realizza quindi di regola sopra il tetto del permafrost nei ghiacciai rocciosi attivi. Qui il permafrost non è fessurato e funge da letto per lo scorrimento dell'acqua in modo continuo senza diluizioni o interruzioni, attraversando di solito i ghiacciai rocciosi attivi in poche ore (Haeberli, 1985; Tenthorey, 1994).

La circolazione sub-permafrost è invece caratterizzata da tempi di percorrenza molto elevati, anche superiori al mese, come mostrato sul ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson a Réchy (Tenthorey, 1990). In pratica l'acqua circola all'interno di un acquifero situato sotto la base del permafrost. Tenthorey (1994) suggerisce che le dimensioni del ghiacciaio roccioso e il suo tenore in ghiaccio siano dei fattori che influenzano o meno una circolazione sub-permafrost: se il ghiacciaio roccioso è di grandi dimensioni ci sarà una maggiore probabilità di avere una falda sotterranea, ma se invece il ghiacciaio roccioso è ricco di ghiaccio, la probabilità sarà più bassa. Come si può notare si tratta di ipotesi complesse dato che si dovrebbero tenere in considerazione anche la pendenza del versante e l'eventuale fessurazione del terreno sul quale poggia il ghiacciaio roccioso.
Un altro aspetto importante da considerare è la conduttività delle acque che giungono alle sorgenti frontali dei ghiacciai rocciosi: che, come dimostrato da molti autori (si vedano per esempio i lavori di Gardaz, 1998; di Krainer & Mostler, 2002, Mari, 1996) è inversamente proporzionale alla portata delle sorgenti a causa della diluizione dei sali minerali disciolti. Una grande importanza, come d'altronde si ha in tutti i luoghi, è la litologia presente: rocce carbonatiche come le dolomie e i gessi fanno aumentare notevolmente la carica disciolta, nonché il PH (Gardaz, 1998; Mari & Otz, 1997).
La temperatura delle acque di torrenti e stagni è, nelle zone periglaciali come a Réchy, direttamente proporzionale alla temperatura dell'aria (Gardaz, 1998). Questo autore ha anche evidenziato come la temperatura delle acque di sorgente di Becs de Bosson sia invece costante tutto l'anno tra 0 e 2 gradi a causa del contatto del corpo gelato dei ghiacciai rocciosi.
Per concludere, anche Kääb *et al.* (2007b) hanno ipotizzato un ruolo fondamentale dell'acqua per spiegare la reptazione del permafrost all'interno di un corpo mobile sciolto, elaborando anche un modello numerico che cercasse di spiegare la cinematica dei ghiacciai rocciosi con MAAT (v. parte IV, cap. 3).

2.1.2. Circolazione di acqua in ghiacciai rocciosi inattivi, fossili e negli ambienti periglaciali con permafrost discontinuo

I ghiacciai rocciosi inattivi, che contengono sempre del ghiaccio ma che non presentano movimenti superficiali, sono generalmente situati a quote inferiori rispetto a quelli attivi (v. parte III) e si situano in prossimità del limite inferiore della zona periglaciale (Scapozza & Mari, 2010). Il permafrost che li compone è quindi discontinuo e presenta minori quantità di ghiaccio rispetto ai ghiacciai rocciosi attivi. La massa di ghiaccio si presenta spesso fessurata e permette l'infiltrazione di acqua meteorica (fig. 5.3). A causa di queste fessurazioni, l'ordine di grandezza del tempo di attraversamento da parte dei coloranti in ghiacciai rocciosi inattivi è quantificabile in una decina di giorni, come mostrato da Tenthorey (1989). Si avrebbe quindi una circolazione di tipo intra-permafrost, che avviene all'interno delle fessure del corpo ghiacciato. Questo tipo di circolazione è complessa e ancora poco conosciuta dato che si compone anche di una componente supra e sub-permafrost (che avviene sotto la massa ghiacciata) e quindi le velocità di circolazione sono la risultante di queste differenti dinamiche idrologiche.
Tenthorey (1993) propone per la sorgente del ghiacciaio roccioso inattivo di Maya 2 un 90% di provenienza dalle precipitazioni (45% neve + 45% pioggia), un 7-9% dalla fusione dei nevai perenni e un ipotetico 1-3% dalla fusione del permafrost interno.
Per ciò che concerne invece la circolazione dell'acqua nelle zone periglaciali con permafrost discontinuo, si possono prendere in esame le stesse considerazioni fatte per i ghiacciai rocciosi inattivi, tenendo tuttavia in considerazione che la struttura del terreno non sempre è formata da depositi sciolti come nei ghiacciai rocciosi ma, al contrario, può essere composta da terreni con differenti litologie (e quindi differenti caratteristiche di permeabilità).
Infine, per ciò che riguarda i ghiacciai rocciosi fossili, data l'assenza al loro interno di qualsiasi corpo ghiacciato, possiamo supporre che la circolazione di acqua al loro interno sia paragonabile alla circolazione in depositi sciolti. In questi casi entrano allora in gioco la taglia e la granulometria dei blocchi, la pendenza del versante e la presenza di un'eventuale falda acquifera sotterranea.
Tenthorey (1993) attribuisce alla sorgente del ghiacciaio roccioso fossile di Blecherette una provenienza del 100% dalle precipitazioni (50% neve + 50% pioggia), essendo assenti il permafrost e i nevai perenni, anche a causa della generale minore altitudine a cui si trovano i ghiacciai rocciosi fossili (v. parte III, cap. 4).

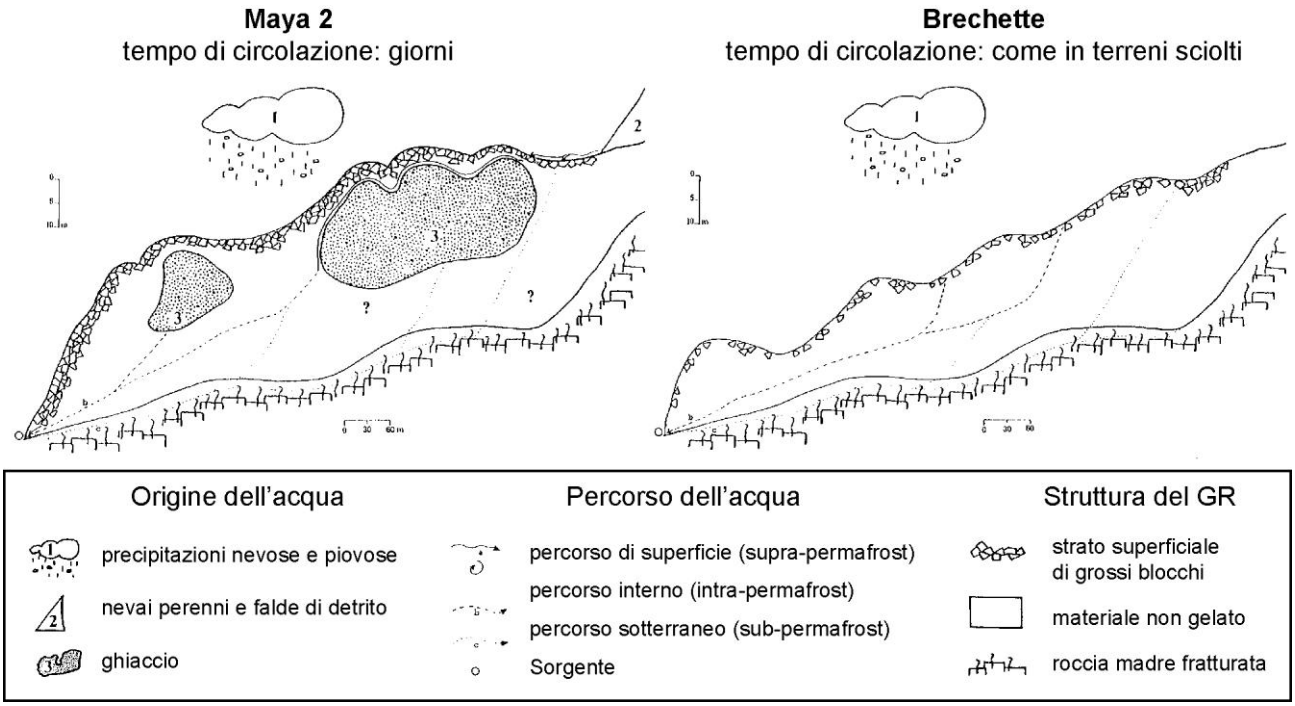


Fig. 5.3: sezione longitudinale del ghiacciaio roccioso inattivo Maya 2 (a sinistra) e del ghiacciaio roccioso fossile Brechette (a destra) della Valle di Réchy (VS). Si noti il corpo gelato discontinuo a Maya 2 che non rende possibile una circolazione supra-permafrost se non per brevi tratti. In questi ghiacciai rocciosi attivi sembrerebbe invece essere preponderante uno scorrimento interstiziale intra-formazione della durata di alcuni giorni. Data l'assenza di corpi gelati, la circolazione a Blecherette è invece simile alla circolazione che normalmente si osserva in terreni sciolti (immagine modificata da Tenthorey, 1993).

3. MATERIALI E METODI

In questo capitolo sarà trattata e approfondita la procedura messa in atto per effettuare le prove di multitracciamento (che presuppongono l'utilizzo simultaneo di più coloranti) in ambiente periglaciale. Saranno discussi i preparativi e la scelta dei coloranti, gli strumenti usati per il loro rilevamento e per il calcolo della portata e dei principali parametri idrologici dei corsi d'acqua investigati. Chiaramente il tutto sarà semplificato in funzione degli strumenti a disposizione, dei siti studiati e degli obiettivi prefissati per le ricerche in ambito periglaciale. Per maggiori approfondimenti sui metodi di tracciamento si vedano per esempio i lavori di Schudel *et al*. (2002) e di Käss & Behrens (1998).

3.1. PREPARATIVI GENERALI E SCELTA DEI TRACCIANTI

Preparativi generali

Una prova di multitracciamento presuppone la risoluzione di numerosi problemi tecnici ed organizzativi che, se affrontati in maniera non corretta, potrebbero falsare i risultati di tutta la campagna di misure.
Secondo la legge sulla protezione delle acque, ognuno è tenuto a evitare qualsiasi tipo di potenziale inquinamento. Di conseguenza il primo passo da compiere quando si decide di effettuare un tracciamento è di avvisare l'ufficio federale delle acque e della geologia (UFAEG) tramite l'apposito formulario (v. allegato 5.1) nel quale sono contenute tutte le modalità della prova (coordinate dei punti d'immissione, giorno dell'immissione e quantitativi di traccianti usati). La centrale di coordinamento di questo ufficio provvederà poi a rilasciare le eventuali autorizzazioni. Lo scopo di questa procedura è di venire a conoscenza di eventuali altre prove di tracciamento in corso in regioni confinanti a intervalli vicini nel tempo, che potrebbero provocare interferenze nei risultati, rendendo di conseguenza questi ultimi indecifrabili. Si controlla anche che i traccianti usati non entrino in contatto con pozzi di captazione di acquedotti,

provocando inutili allarmismi alla popolazione. Per le prove di questo lavoro sono stati avvisati i comuni responsabili dei terreni oggetto dei tracciamenti, operazione non obbligatoria ma consigliabile al fine di evitare sgradite sorprese e incomprensioni con la popolazione.

I traccianti

Esistono due tipi di traccianti: i traccianti solubili in acqua (sali e coloranti) e i traccianti insolubili (batteri, spore e microsfere). Per ciò che riguarda la scelta dei traccianti si deve operare in base all'ambiente studiato, ai materiali a disposizione e al tipo di campionatura che si desidera utilizzare. Se si utilizzano dei fluorimetri, come nel nostro caso (v. cap. 2.2), il tipo di tracciante dipende dalla predisposizione dell'apparecchio stesso. Per le nostre prove gli strumenti sono stati messi a disposizione dall'IST della SUPSI per il rilevamento della fluoresceina (o uranina) e della sulforodamina-B e dalla ditta Albillia Sàrl per il rilevamento dell'eosina. Questi apparecchi (fluorimetri) sono in grado di rilevare i coloranti presenti nell'acqua dato che dispongono di lampade sensibili alla loro specifica lunghezza d'onda. La scelta dei traccianti di conseguenza è stata praticamente obbligata a questi 3 coloranti. La fig. 5.4 mostra i coloranti scelti disciolti in acqua, con i loro caratteristici colori (fluoresceina = verde; eosina = arancio e sulforodamina-B = rosso).

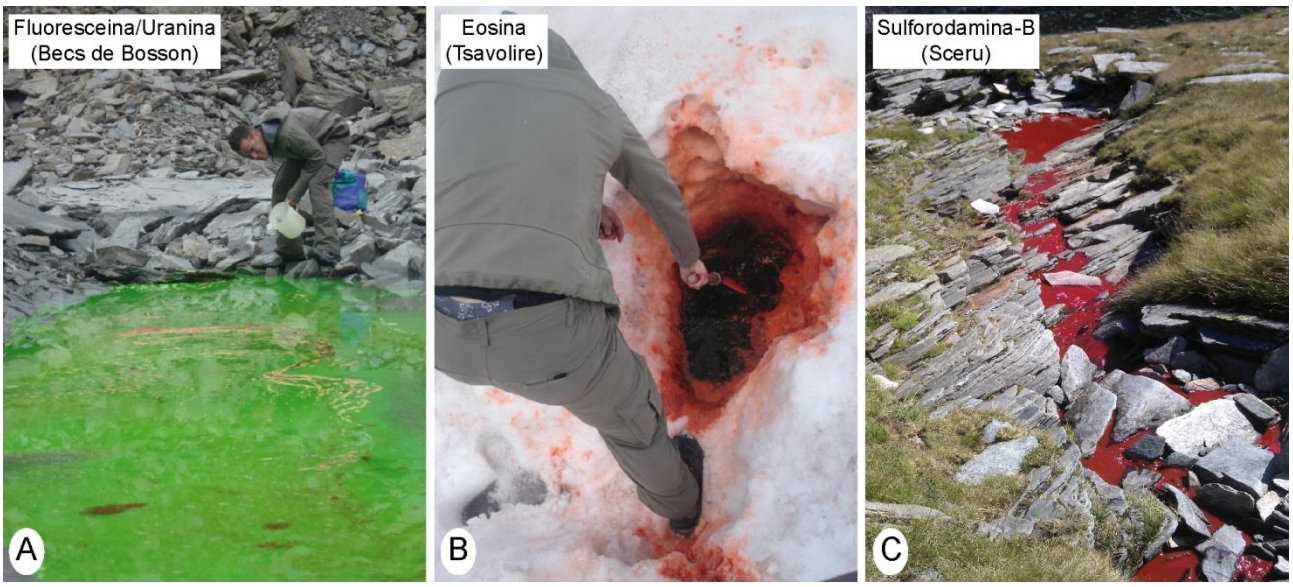


Fig. 5.4: coloranti utilizzati per le prove di multitracciamento sui siti di Réchy (ghiacciai rocciosi di Becs de Bosson e Tsavolire) e Sceru. I coloranti, a causa delle loro differenti caratteristiche, si adattano ai differenti ambienti studiati. (A) fluoresceina (detta anche uranina). (B) eosina. (C) sulforodamina-B.

I coloranti sono normalmente delle sostanze non inquinanti, essendo usati anche nell'industria alimentare (ad eccezione della sulforodamina-B), nonostante ciò vanno maneggiati con grande attenzione dato il loro grande potere colorante: basta una piccolissima quantità per colorare molti ettolitri d'acqua; per questo motivo si devono prendere le seguenti precauzioni (v. anche Mari, 1996):

- evitare di preparare la soluzione al di sotto del punto d'immissione e sopra il punto di raccolta, al fine di evitare possibili indesiderate contaminazioni;
- servirsi di guanti e maschera protettiva per la diluizione dei coloranti data la loro estrema volatilità e quindi appiccicarsi alla pelle favorendo eventuali contaminazioni;
- assicurarsi che la polvere sia ben disciolta e che il recipiente sia a tenuta ermetica;
- durante il trasporto e i preparativi, tenere i coloranti ben separati dai fluocaptori e fluorimetri per evitare contaminazioni;

- le persone addette all'immissione dei coloranti non devono occuparsi della sistemazione o raccolta dei campioni. È molto facile che particelle di coloranti restino sulle mani e sui vestiti e andando così a contaminare gli strumenti di rilevamento, soprattutto i fluocaptori.

La fluoresceina è un colorante adatto a seguire percorsi su lunghe distanze e periodi di restituzione estesi, come è il caso in sistemi idrici complessi nonché fessurati; questo colorante è quindi ideale per una circolazione di tipo intra-permafrost. Il limite di rilevamento di questo colorante può raggiungere gli 0.001 ppb (Schudel *et al*., 2002). La sulforodamina-B presenta lo svantaggio di avere tendenza all'assorbimento e di essere genotossica quindi potenzialmente pericolosa per la biocenosi (tab. 5.1) e di conseguenza non dovrebbe venire utilizzata in ambienti porosi ricchi di vita e materia organica, il che non è però il caso dei ghiacciai rocciosi. Questo colorante è comunque valido per i rilevamenti su distanze corte. L'eosina è un buon colorante ma con tendenza all'assorbimento superiore alla fluoresceina e presenta inoltre una decolorazione alla luce. Per questo motivo è da usare principalmente in tracciamenti di profondità, come nel nostro caso.

Nome	Classe	Limite di rintracciabilità con fluorimetri	Assorbimento in ambiente poroso	Decolorazione alla luce naturale	Rischio per l'ambiente	Prezzo (CHF/Kg)
Fluoresceina	I	0.001 ppb	debole	debole	nullo	136.40.-
Eosina	I	0.008 ppb	moderato	moderato	nullo	136.40.-
Sulforodamina-B	II	0.010 ppb	elevato	debole	moderato	358.-

Tab. 5.1: principali caratteristiche dei coloranti utilizzati (tabella rielaborata da Schudel *et al*., 2002).

Per la quantità di coloranti da iniettare (ordine di grandezza), Käss (1992), Wernli (1994) e Worthigton (2001) suggeriscono la seguente formula (5.1):

$$M = \alpha * L * A \qquad (5.1)$$

Parametri:
- M = *Massa di colorante iniettato (g)*
- α = *Fattore di correzione del colorante (g/m): fluoresceina=1; sulforodamina-B=4; eosina=2.5*
- L = *Distanza (m) da tra il punto di immissione (in km) e il punto di arrivo*
- A = *Fattore d'aggiustamento alle condizioni dell'acquifero (terreni sabbiosi: A = 0.2-1; terreni fessurati: A = 0.2-2)*

In caso di iniezioni in terreni non saturi, Schudel (2002) consiglia di raddoppiare o triplicare il quantitativo di coloranti iniettati. In considerazione di ciò e dei vari fattori d'aggiustamento usati, la formula usata ci fornisce solo un ordine di grandezza e non un quantitativo preciso di colorante da usare: questo ci permette di evitare di iniettare un quantitativo di colorante inferiore al limite di rintracciabilità dello strumento e nel contempo di non esagerare in senso opposto portando magari lo strumento a saturazione. Inoltre coloranti come l'eosina e la sulforodamina-B presentano un limite di rintracciabilità inferiore rispetto alla fluoresceina (Schudel, 2002): se ne dovranno dunque prevedere quantitativi superiori, chiaramente in rapporto alle distanze e agli ambienti studiati.

3.2. STRUMENTI DI RILEVAMENTO DEI COLORANTI: FLUORIMETRI E FLUOCAPTORI

Strumenti di rilevamento dei coloranti

Per rilevare il passaggio dei coloranti in superficie si utilizzano principalmente 3 differenti metodi: la campionatura manuale, la campionatura automatica mediante fluorimetri e la posa di fluocaptori (tab. 5.2).
La campionatura manuale presenta una serie di vantaggi come un'elevata precisione e soprattutto la possibilità di rilevare il passaggio di molti traccianti contemporaneamente. A questo proposito si vedano i lavori di Mari (1996) e Mari & Otz (1997), dove la campionatura manuale ha permesso di rilevare il passaggio contemporaneo di 5 coloranti alla stessa sorgente in ambiente carsico. Effettuare invece dei

tracciamenti di ghiacciai rocciosi in ambienti periglaciali comporta una serie di riflessioni di tipo tecnico e logistico, come la difficoltà di accesso dei siti e l'incognita sui tempi di restituzione dei traccianti. Per questi motivi una campionatura manuale avrebbe comportato una presenza sul terreno troppo lunga e costi di trasferta insostenibili.
In base a queste riflessioni si è optato per una campionatura automatica mediante posa di fluorimetri e fluocaptori.

Metodo	**Risultato**	**Rintracciabilità**	**Vantaggi**	**Svantaggi**
Fluocaptori	Qualitativo	Ottima	• Affidabilità dei risultati • Sensibilità ai traccianti molto elevata a causa dell'accumulo dei coloranti • Adatto al rilevamento di molti punti in zone difficili • Procedura integrativa per il controllo e verifica dei fluorimetri	• Solo risultati qualitativi • Analisi abbastanza costose • Facilmente contaminabili da altre sostanze
Campionatura manuale	Quantitativo	Buona	• Limite basso di rintracciabilità • Possibile rilevare molti traccianti contemporaneamente	• Presenza continua sul terreno • Inadatto se il tempo di restituzione è sconosciuto • Costi elevati
Campionatura automatica (fluorimetri)	Quantitativo	Discreta	• Procedura autonoma • Rapido e veloce • Risultati immediati • Massima risoluzione temporale • Adatto se tempo di restituzione sconosciuto	• Possibili panne degli strumenti che disturbano i risultati • Apparecchi pesanti da trasportare • Peggiore qualità dei risultati • Necessità di calibrazione

Tab. 5.2: caratteristiche dei tre principali metodi di raccolta dei coloranti: fluocaptori, tracciamento manuale mediante campioni di acqua e tracciamento automatico mediante fluorimetri (del tipo GGUN-FL30).

I fluorimetri, anche se presentano un limite di rintracciabilità relativamente alto rispetto ad una campionatura manuale, consentono un lavoro di rilevamento in continuo e completamente autonomo, limitato solamente dalla durata delle batterie degli strumenti che comunque a Sceru hanno dimostrato di durare per almeno 1 mese. Gli strumenti utilizzati sono del modello GGUN-FL30 per acque di superficie. L'apparecchio si compone di una sonda (fig. 5.5-A) che va immersa in acqua e collegata da un cavo al corpo principale a tenuta stagna, il quale contiene un acquisitore di dati e una batteria per l'alimentazione (fig. 5.5-B). Lo strumento ha una precisione di $2x10^{-ii}$ g/ml nel caso della fluoresceina. È possibile effettuare fino a 60´000 misure di torbidità e temperatura programmabile su 9 intervalli di tempo da 2 sec a 15 min per un periodo di diverse settimane. Le sonde FL30 di cui sono dotati questi fluorimetri possono separare 3 differenti coloranti appartenenti a differenti classi (tab. 5.1). Coloranti appartenenti alla stessa classe non possono essere distinti. Ecco perché lo stesso strumento non può per esempio rintracciare contemporaneamente l'eosina e la fluoresceina.
È importante sottolineare l'importanza della misura della torbidità delle acque che servirà per calcolare definitivamente la concentrazione in ppb dei coloranti. Il fluorimetro 618 noleggiato dalla ditta Albillia Sàrl (posato a Tsavolire), essendo un modello di recente concezione, è in grado di correggere automaticamente il dato della torbidità. I 2 fluorimetri (016 e 450) che ci sono stati messi a disposizione dall'Istituto Scienze della Terra della SUPSI non possono correggere questo parametro in automatico e quindi il risultato della concentrazione dei coloranti va adeguato mediante una semplice sottrazione con quello della torbidità misurata. Bisogna quindi fare attenzione a non confondere i picchi delle curve di restituzione dei coloranti con i picchi di torbidità come per esempio quelli causati dai temporali o da altri eventi particolari.
I metodi di rilevamento che disponiamo ora sono notevolmente migliorati rispetto a vent'anni fa e permettono una migliore e più affidabile rintracciabilità dei coloranti usandone quantitativi inferiori nel pieno rispetto della protezione dell'ambiente. Di questo salto tecnologico sarà importante tenere conto al momento di confrontare i risultati ottenuti con quelli degli anni 80 e 90 del secolo scorso.

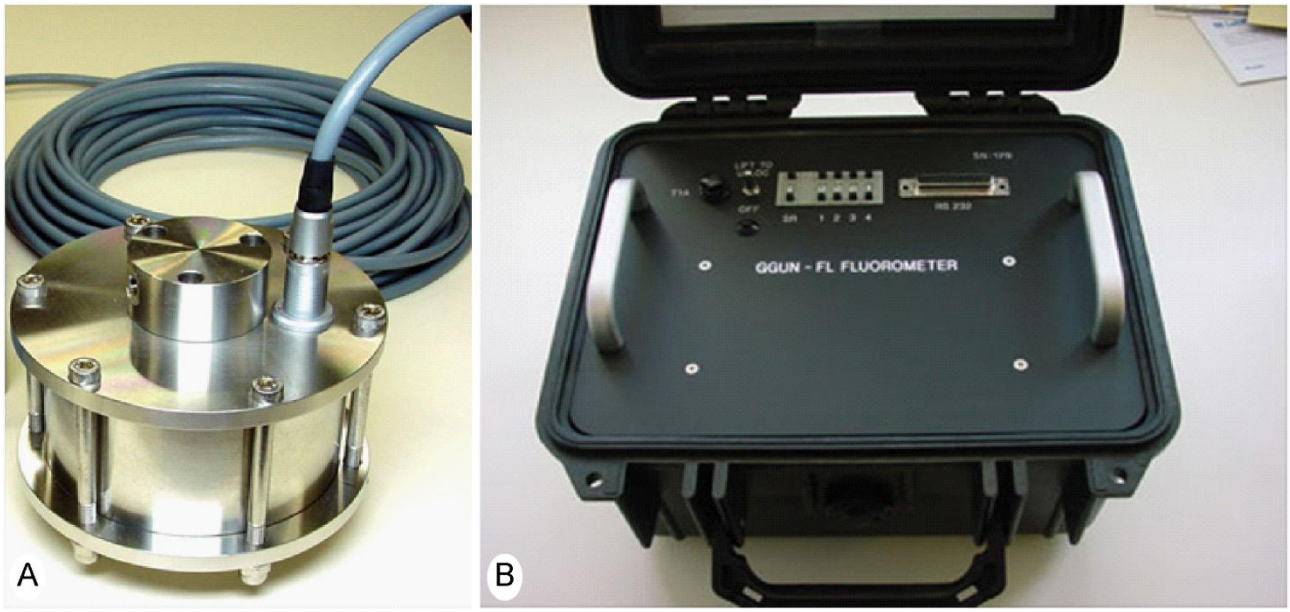


Fig. 5.5: fluorimetro GGUN-FL30 della ditta Albillia Sàrl. (A) sonda ad immersione con il cavo. (B) corpo principale dello strumento a tenuta stagna.

Posizionamento degli strumenti

Questi strumenti sono stati piazzati normalmente nelle sorgenti al fronte dei ghiacciai rocciosi. Per evitare di vanificare il lavoro nel caso di una eventuale panne o vandalismi ai fluorimetri, accanto ad essi, nell'acqua, sono stati posati dei fluocaptori, con lo scopo di integrare e verificare i risultati degli strumenti. I fluocaptori hanno permesso inoltre di sorvegliare l'arrivo dei coloranti anche in altri punti delle zone di tracciamento. Questi punti di controllo hanno consentito una migliore comprensione spaziale della circolazione dei coloranti. I fluocaptori, tuttavia, sono in grado di fornire solamente dei risultati qualitativi, rilevando o meno il passaggio del colorante. Tuttavia a Réchy si ha avuto la possibilità di sostituire i fluocaptori dopo 1, 2, 3, 23, 70 e 388 giorni dalle iniezioni dei coloranti, permettendo in parte una valutazione anche quantitativa.

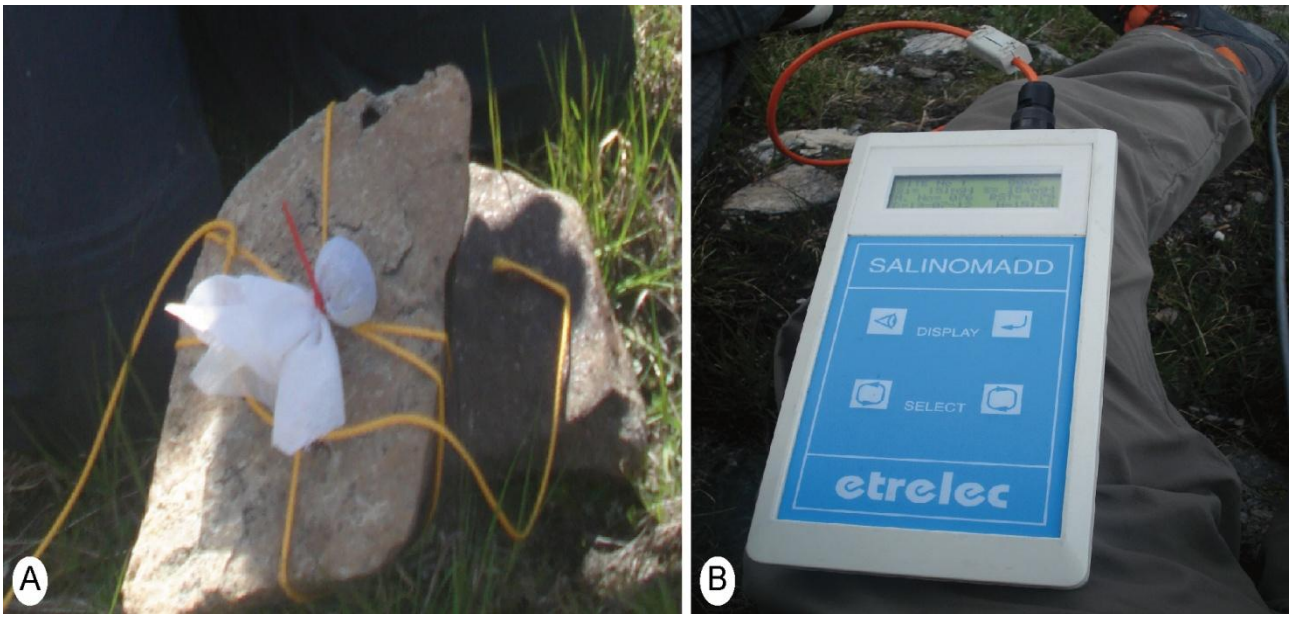


Fig. 5.6: (A) fluocaptore fissato ad una roccia con dei laccetti prima della sua immersione in acqua. (B) strumento *SalinoMADD* usato per le misure di portata, temperatura, salinità e conduttività.

I fluocaptori (fig. 5.6-A) consistono in sacchetti permeabili riempiti di carbone attivo con una sensibilità al passaggio puntuale dei traccianti dell'ordine di 1 ppb**. La sensibilità ai coloranti dei fluocaptori è maggiore di quella dei fluorimetri. Ciò è da attribuire al fatto che i fluocaptori accumulano il colorante per tutto il tempo in cui sono immersi in acqua, mentre i fluorimetri automatici misurano la concentrazione di colorante solamente a un istante preciso.** Se le concentrazioni di colorante sono molto basse può capitare che solo il fluocaptore riesca a rilevare il colorante. Lo svantaggio dei fluocaptori consiste nella loro sensibilità alle contaminazioni sia dei coloranti sia di altre sostanze estranee disciolte nell'acqua. Per questa ragione è molto importante che questi sacchetti vengano posati con grande cura, preferibilmente dalle persone che non hanno precedentemente maneggiato i coloranti. Questi sacchetti vanno inoltre fissati a una roccia in modo sicuro per evitare che vengano eventualmente trascinati a valle dalla corrente. Le analisi dei fluocaptori, sebbene siano abbastanza costose, permettono inoltre di rintracciare il passaggio di differenti coloranti, anche appartenenti alla stessa classe.

3.3. MISURE IDROLOGICHE

È fondamentale misurare la portata dei corsi d'acqua in quanto questo risultato, moltiplicato per la somma di tutte le concentrazioni (Cx) registrate dal fluorimetro ogni 5 minuti, permette di calcolare la **percentuale di restituzione di un colorante** secondo la formula (5.2):

$$R = 100 * \frac{M}{\sum[P*\Delta t*Cx]} \tag{5.2}$$

Parametri:
- R = *% di restituzione del colorante*
- M = *Massa di colorante iniettato (g)*
- P = *Portata (l/min)*
- Δt = *Tempo tra le misure puntuali del fluorimetro (solitamente 5 min)*
- Cx = *Concentrazione del colorante (ppb)*

Per ottenere un risultato preciso si dovrebbe misurare la portata di un corso d'acqua in continuo, di pari passo con le misure di concentrazione (Cx): la portata delle sorgenti può cambiare infatti nell'arco di parecchi giorni necessari, come nel nostro caso, al raggiungimento della fine della restituzione dei coloranti. Dal momento che una misura della portata in continuo non è stata effettuata, il dato della portata utilizzato è quello misurato il giorno dell'iniezione dei coloranti.
Per le misure di portata effettuate nella Valle di Sceru e nella Valle di Réchy è stato usato del cloruro di sodio (normale sale da cucina) e un campionatore automatico dell'acqua del tipo *SalinoMADD* (fig. 5.6-B), che permette di eseguire delle misure rapide e precise della portata di un corso d'acqua.

$$M = V * c1 \tag{5.3}$$
$$Q = (V * c1)/(T * c2) \tag{5.4}$$
$$M = Q \int_{td}^{tf} c2 * \mathrm{dt} \tag{5.5}$$

Parametri:
- M = *massa di sale (g)*
- V = *volume della soluzione madre iniettata (l)*
- Q = *portata da determinare (l/s)*
- $c1$ = *concentrazione della soluzione madre (mg/l)*
- $c2$ = *concentrazione al punto di misura (mg/l)*
- T = *durata delle misure (s)*
- td = *tempo all'inizio dell'arrivo del sale (s)*
- tf = *tempo alla fine dell'arrivo del sale (s)*

Il principio di base del metodo di diluizione consiste nell'iniezione di un tracciante (sale) nel corso d'acqua. A valle del punto d'iniezione, dove la dispersione del tracciante è uniformemente ripartita nel flusso d'acqua, la misura della diluizione del tracciante permette di calcolare la portata. Le misure sono condotte dallo strumento *SalinoMADD* fino al termine del passaggio del sale. È molto importante che il sale sia ben disciolto nell'acqua, motivo per cui la massa di sale è stata precedentemente sciolta in un recipiente. La

portata e la conduttività di base devono rimanere stabili durante la misura e ci si deve assicurare che tutto il sale sia transitato dal punto di misura.
La quantità di tracciante *M*, la concentrazione del tracciante nella soluzione iniettata $c1$ e la concentrazione del tracciante al punto di misura $c2$ permettono di calcolare la **portata *Q***. La valutazione della concentrazione $c2$ è realizzata grazie alla conduttività dell'acqua che è direttamente proporzionale alla concentrazione. Se tutto il tracciante passa dal punto di misura possiamo scrivere le equazioni (5.3; 5.4; 5.5) (ISO 9555-1, 1994). Lo strumento *SalinoMADD* è stato inoltre usato per misurare altri parametri idrologici come la conduttività (μs) che è direttamente proporzionale alla carica disciolta e quindi al tipo di roccia e la temperatura (°C) che può fornirci informazioni importanti sul contatto dell'acqua con un'eventuale corpo ghiacciato.

4. TRACCIAMENTI NELLA VALLE DI SCERU (TICINO)

4.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

La Valle di Sceru, oggetto di queste prove di multitracciamento, si situa nella parte orientale della Valle di Blenio e si trova tra la Cima di Piancabella (2583 m slm), il Pizzo di Sceru (2628 m slm) e la Cima di Gana Rossa (2787 m slm) (fig. 5.7). Questo massiccio costituisce lo spartiacque tra la Valle di Blenio a ovest, la Val Malvaglia a est e la Val Soi a nord. La regione è priva di ghiacciai e nevai permanenti. Secondo Müller *et al.* (1976) la linea d'equilibrio teorica dei ghiacciai si sarebbe trovata in questa regione tra i 3'000 m e i 3'200 m d'altitudine. Come già visto nella parte IV, durante la PEG la zona non presentava alcun ghiacciaio e i depositi morenici della fine del Tardiglaciale, situati tra 2'100 m e 2'400 m d'altitudine, sono molto estesi (Scapozza & Reynard, 2007). La presenza di questi materiali sciolti di origine glaciale, unitamente alle diffuse falde di detrito, comporta una sporadica diffusione di corsi d'acqua sub-aerei nella fascia di altitudine sopra considerata. La foresta arriva raramente al disopra dei 2'000 m slm; il paesaggio si presenta nudo, con i versanti occupati dalle numerose falde di detrito alimentate dalle pareti di gneiss.

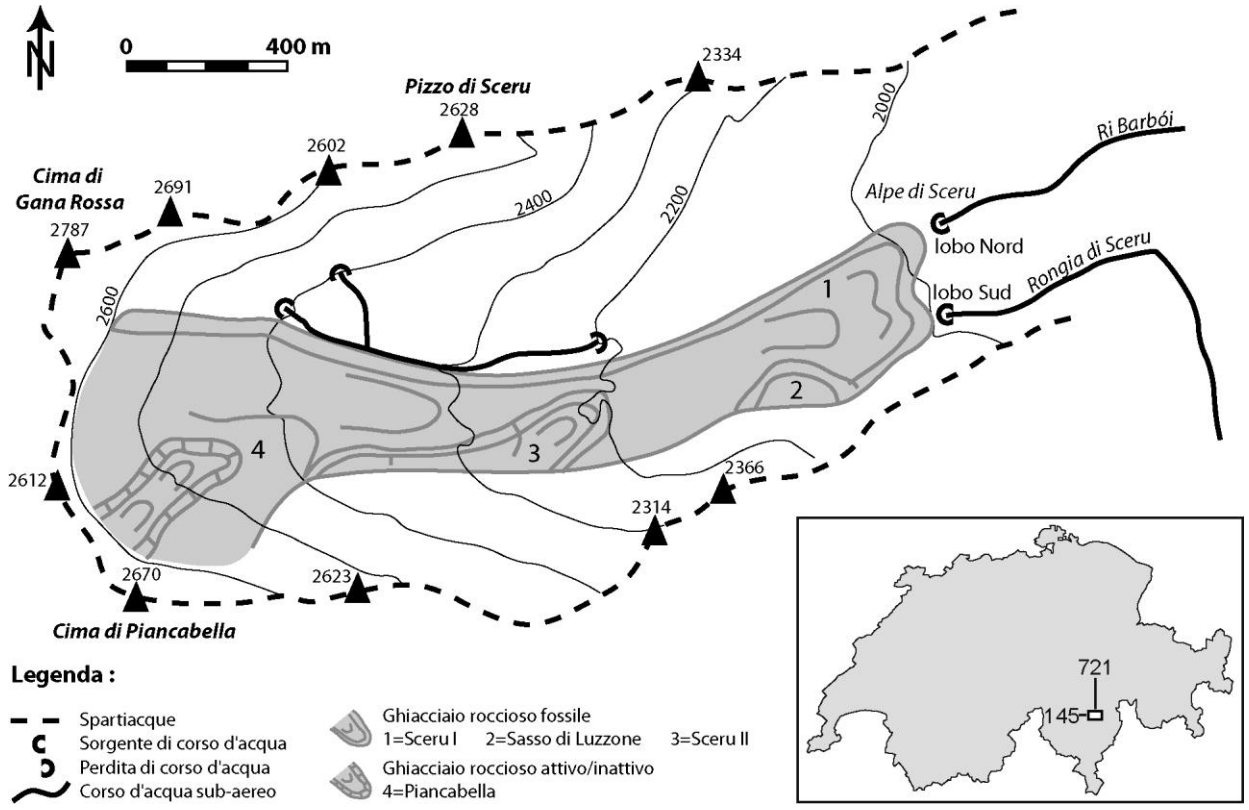


Fig. 5.7: localizzazione geografica della Valle di Sceru. La valle si trova nella parte orientale della Valle di Blenio ed è quasi completamente occupata da ghiacciai rocciosi fossili e attivi che si sovrappongono. La Valle presenta pochi corsi d'acqua sub-aerei. Si notino i lobi Nord e Sud del ghiacciaio roccioso di Sceru I dai quali escono delle sorgenti.

Geologicamente, la regione è situata nelle coltri penniniche inferiori, principalmente nella coltre del Simano e nel complesso delle coltri dell'Adula. I ghiacciai rocciosi presenti riflettono la litologia di queste unità tettoniche, essendo composti da paragneiss e micascisti presenti del resto in tutta la vallata. Le litologie presenti nella Valle di Sceru e nei territori limitrofi fanno quindi escludere a priori fenomeni legati a processi carsici di profondità.
Dal punto di vista morfologico abbiamo due parti distinte. La parte destra del vallone, spesso in ombra, è completamente occupata da ghiacciai rocciosi che sono stati ampiamente descritti da Scapozza & Reynard (2007) e la parte sinistra, più soleggiata, che presenta numerose falde di detrito.
Questa valle è quasi completamente occupata per la sua lunghezza da un grande ghiacciaio roccioso fossile (Sceru I), per il quale Scapozza & Reynard (2007) stimano un volume di 10 milioni di metri cubi. Questo è un ghiacciaio roccioso di tipo vallivo, il cui fronte è diviso in 2 lobi (lobo Nord e lobo Sud). Qui si trovano alcune cascine che formano l'Alpe di Sceru (fig. 5.8). Il fronte di questo grande ghiacciaio roccioso fossile è ricoperto da vegetazione (rododendro, mirtillo e qualche larice) e presenta numerose depressioni termocarsiche. Dal lobo N esce il riale Ri Barbói e dal lobo S esce il riale Rongia di Sceru.

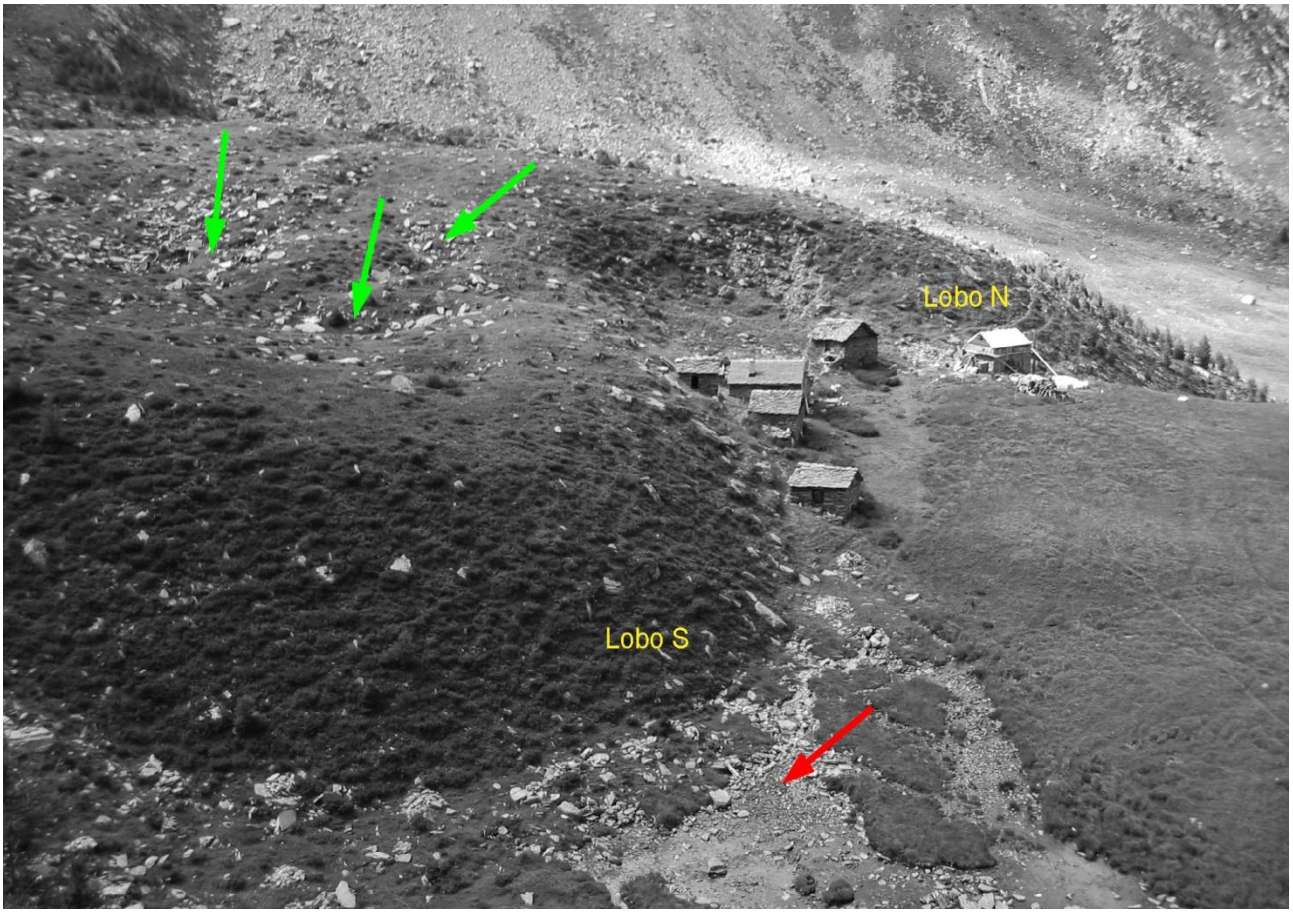


Fig. 5.8: fronte di Sceru I. Si notino alcune cascine dell'Alpe di Sceru e i due lobi Nord e Sud (da cui esce la sorgente del riale Rongia di Sceru, freccia rossa). Sul ghiacciaio roccioso sono presenti numerose depressioni termocarsiche evidenziate dalle frecce verdi (foto C. Scapozza).

Sopra Sceru I in un secondo tempo si sono sovrapposti tre ghiacciai rocciosi attivi/inattivi, ora divenuti fossili. Partendo da valle troviamo il ghiacciaio roccioso di Sasso di Luzzone che è di tipo *protalus rampart* e che non presenta vegetazione sul suo corpo. A circa metà di Sceru I si sovrappone il ghiacciaio roccioso di Sceru II che presenta numerose depressioni termocarsiche a testimonianza della sua probabile inattività recente. In cima alla valle si trova invece il ghiacciaio roccioso attivo di versante Piancabella. Il suo fronte in contropendenza presenta numerose rughe trasversali e grandi blocchi di dimensioni superiori a 3-4 m. Le radici di questo ghiacciaio roccioso vengono alimentate dalle numerose falde di detrito sottostanti la Cima di Piancabella. Si ricorda che la cinematica di questo ghiacciaio roccioso è monitorata dal 2009, la termica dal 2006 (v. parte IV).

4.2. CONTESTO IDROGRAFICO, IPOTESI E OBIETTIVI

Geomorfologicamente si è visto in precedenza come la Valle di Sceru presenti differenze geomorfologiche tra il versante destro e quello sinistro. L'idrografia rispecchia questa differenza presentando nel versante sinistro tre sorgenti che nascono tra i 2350 m e i 2420 m d'altitudine dalle falde di detrito della Cima di Gana Rossa. Le loro temperature, secondo le misure di Scapozza (2008), sono rispettivamente 1.9°C, 2.3°C e 2.1°C (fig. 5.9), ciò che rende possibile la presenza di permafrost in zona (v. fig. 5.11). Questi corsi d'acqua si uniscono più a valle e si infiltrano all'interno di materiali sciolti a 2'200 m slm. Qui si trova infatti un inghiottitoio che è stato utilizzato per l'immissione della sulforodamina-B (v. cap. 3.3). Probabilmente queste acque riaffiorano nella sorgente di Ri Barbói dopo aver attraversato il ghiacciaio roccioso fossile Sceru I.

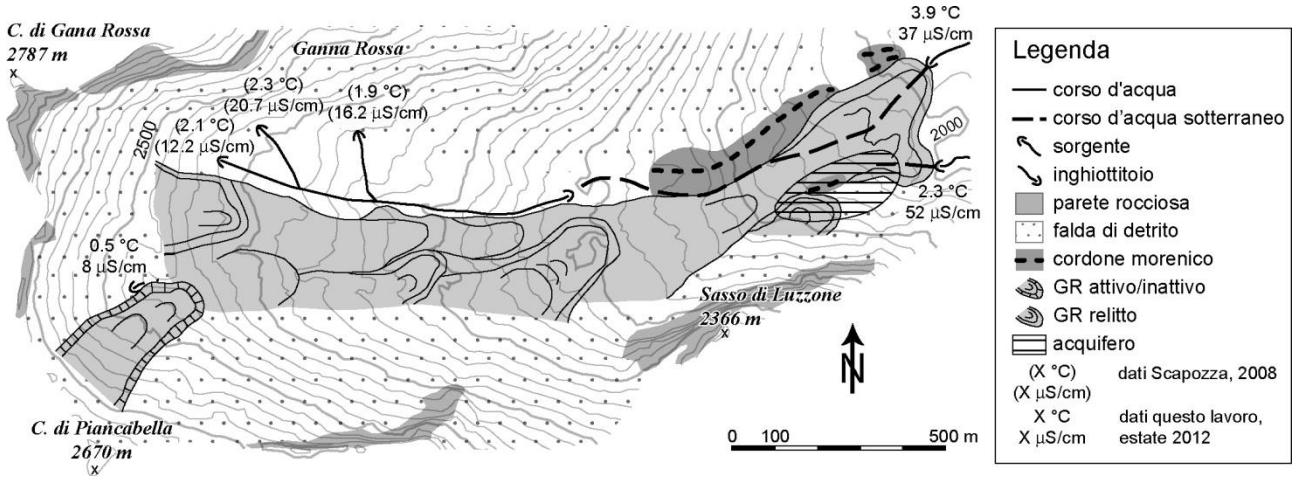


Fig. 5.9: idrologia della Valle di Sceru.

Il versante destro, occupato dai ghiacciai rocciosi visti in precedenza, presenta invece una circolazione d'acqua quasi sempre sotterranea, l'unico punto dove l'acqua risulta visibile in superficie corrisponde alla sorgente del ghiacciaio roccioso di Piancabella. La temperatura di questa sorgente è di 0.5°C a testimonianza del probabile contatto con il corpo gelato del permafrost. Dopo pochi metri questa sorgente si infiltra nuovamente nel materiale sciolto sottostante. È interessante osservare le temperature delle sorgenti dei lobi Nord e Sud del ghiacciaio roccioso di Sceru I che sono rispettivamente di 3.9°C e 2.3°C. Scapozza (2008) ha monitorato dal 2005 al 2007 la temperatura di queste sorgenti (fig. 5.9), evidenziando risultati comparabili alle misure effettuate per questo lavoro il 18.08.2012 (v. allegato 5.2). Le temperature rilevate alla sorgente della Rongia di Sceru, situata sulla riva destra della valle (al fronte del lobo Sud del ghiacciaio roccioso di Sceru I), mostrano valori più bassi e soprattutto più costanti rispetto alla sorgente del versante sinistro (sorgente del Ri Barbói, al fronte del lobo Nord del ghiacciaio roccioso di Sceru I).

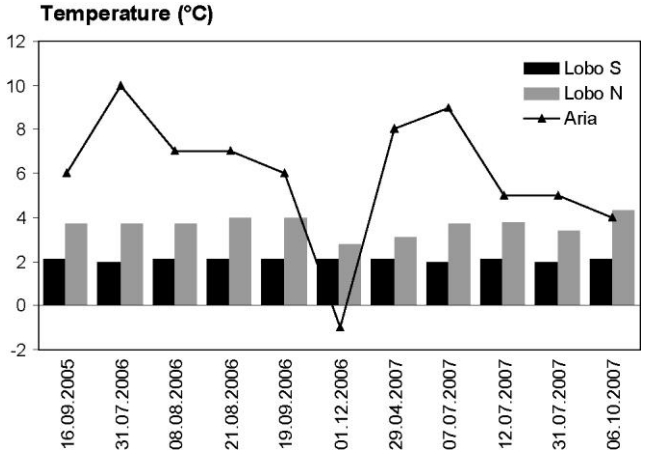


Fig. 5.10:

evoluzione delle temperature delle sorgenti Ri di Barbói (lobo Nord) e Rongia di Sceru (lobo Sud) del ghiacciaio roccioso di Sceru I (immagine modificata da Scapozza, 2008). Si notino le minori e più costanti temperature della sorgente del lobo Sud. Le temperature del lobo Nord, oltre che essere più elevate, vengono maggiormente influenzate dalle temperature dell'aria.

Prove idrologiche di temperatura, conduttività e geofisiche effettuate da Scapozza (2008) e Scapozza *et al.* (2008a) con il metodo dei potenziali spontanei permettono di ipotizzare che invece le acque dell'altro riale di

Rongia di Sceru abbiano il loro bacino imbrifero in corrispondenza del versante destro della valle e che un mescolamento delle acque provenienti dal versante sinistro con quelle del versante destro della valle sia alquanto improbabile. Queste prove hanno pure evidenziato nel versante destro, più in ombra, la possibile presenza di permafrost, nonché di un probabile acquifero sotto il ghiacciaio roccioso di Sasso di Luzzone. Questi valori fanno pensare quindi a una differente presenza del permafrost nei due versanti della valle: esso sarebbe assente sul versante sinistro più soleggiato, mentre sarebbe di tipo discontinuo sul versante destro più in ombra (fig. 5.11).

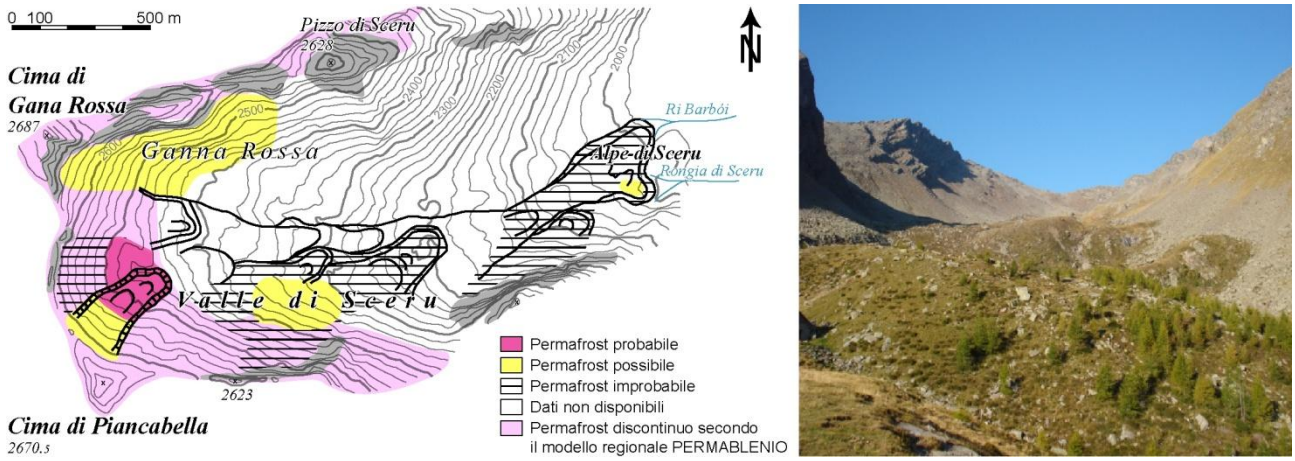


Fig. 5.11: ripartizione del permafrost nella valle di Sceru (figura modificata da Scapozza, 2008). Si noti la probabile distribuzione di permafrost nel versante destro della valle. Il versante sinistro è invece libero. Nella foto la Valle di Sceru vista da valle verso monte. Si noti la differenza tra il versante destro, che presenta numerose falde di detrito, e il versante sinistro a solatio con minori strutture periglaciali.

Il principale obiettivo della prova di multitracciamento eseguita nella Valle di Sceru è di perciò di verificare il comportamento idrologico in funzione della diversa ripartizione del permafrost tra il versante sinistro e destro della valle, analizzando in seguito le curve di restituzione che dovrebbero in teoria differire a seconda del tipo di circolazione. **Un altro obiettivo è di verificare, tramite la prova di multitracciamento, i percorsi intrapresi dalle acque sotterranee** ed evidenziati dalla prospezione geofisica superficiale, in particolare mediante la prospezione dei potenziali spontanei (vedi Scapozza, 2008; Scapozza *et al*., 2008a).
La Valle di Sceru è stata scelta come luogo per eseguire una prova di multitracciamento data la quantità di dati geofisici e misurazioni idrologiche effettuate in questa zona (Scapozza, 2008, 2009; Scapozza *et al*., 2008a; 2011). Qui non si tratta di studiare esclusivamente l'evoluzione nel tempo della circolazione idrica all'interno di un singolo ghiacciaio roccioso (come nella Valle di Réchy, v. cap. 5), ma più in generale di analizzare la dinamica idrologica di questa valle periglaciale alpina.

4.3. PROCEDIMENTO

Dopo aver ottenuto l'autorizzazione dell'ufficio federale delle acque e della geologia (UFAEG) e aver controllato l'assenza di altri tracciamenti nella regione (v. allegato 5.1), il 18 agosto 2012 si è deciso di organizzare la prova di multitracciamento. Il tempo quel giorno era soleggiato e nella zona non si sono registrate precipitazioni importanti durante i 7 giorni precedenti che avrebbero potuto modificare il regime idrico della valle, facendo crescere la portata dei riali. Si è deciso di effettuare questa prova alla fine dell'estate, visto che fino a metà agosto al fronte del ghiacciaio roccioso di Piancabella sono presenti dei nevai che avrebbero impedito l'iniezione del tracciante.
Si è poi proceduto alla misura di differenti parametri idrologici (v. allegato 5.2) dei corsi d'acqua presenti nella valle, in particolare si sono misurate le portate delle sorgenti Ri Barbói (62.2 l/s) e Rongia di Sceru (21.2 l/s), al fine di calcolare il quantitativo di colorante da iniettare e le percentuali dei coloranti restituiti.
Va precisato che i riali di Rongia di Sceru e Ri Barbói si formano solo dopo circa 50-100 m dal fronte dei rispettivi lobi, dopo che diversi piccoli ruscelli si uniscono da sorgenti diffuse. I fluorimetri sono stati di conseguenza posati solo a valle del punto dell'unione di questi ruscelli, con lo scopo di riuscire a captare

tutto il colorante che sarebbe transitato. In questi punti si sono anche effettuate le misure di portata. Dei fluocaptori di controllo (v. fig. 5.12, fluocaptori 1 e 2) sono stati posati accanto ai fluorimetri e più a monte in alcune sorgenti dei lobi del ghiacciaio roccioso (v. allegati 5.2, 5.3 e 5.4, fluocaptori 1A, 1B, 1C e 2E). A monte dell'inghiottitoio del riale della Valle di Sceru è stato posato il fluocaptore n. 3; sempre sullo stesso riale, più a monte a circa 2320 m slm è stato posato il fluocaptore n. 4 e alla sorgente di questo riale a 2380 m slm, in un piccolo laghetto, è stato posato il fluocaptore n. 5.
Prima dell'inghiottitoio del riale della Valle di Sceru sono stati infine iniettati 500g di sulforodamina-B e nella conca della sorgente del ghiacciaio roccioso di Piancabella è stato iniettato 1kg di fluoresceina. Il 19 settembre 2012 dopo 32 giorni dalle iniezioni, sono stati sostituiti i fluocaptori e analizzati i dati raccolti dai fluorimetri, che a loro volta sono stati raccolti il 25 settembre 2013.

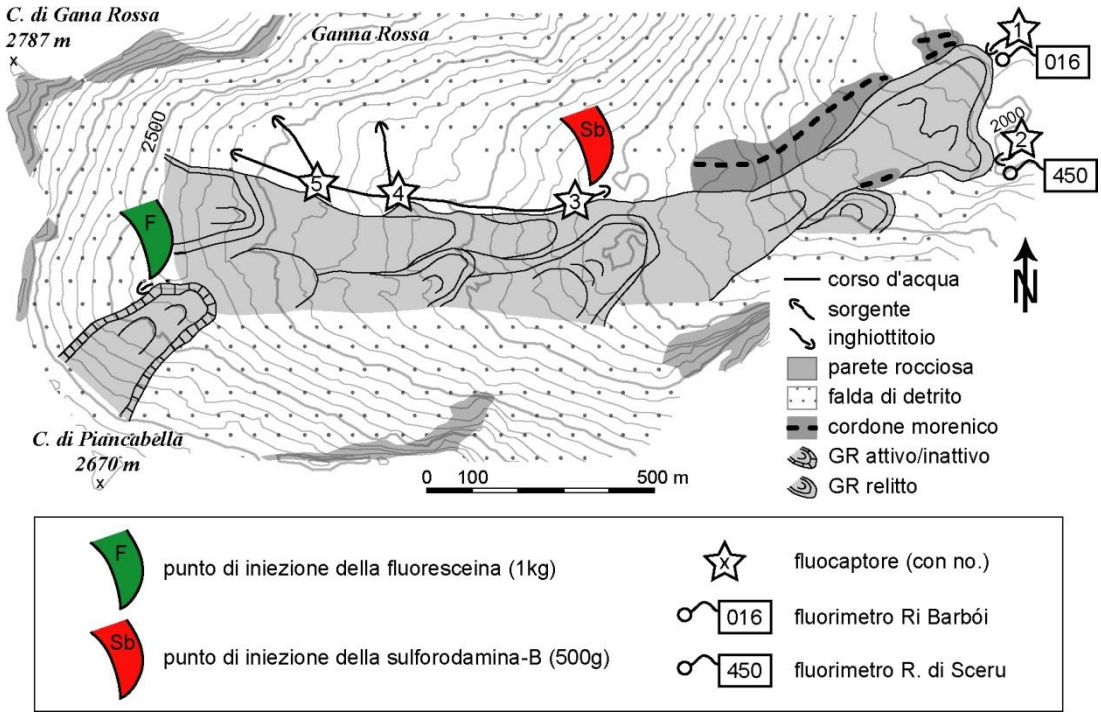


Fig. 5.12: progetto della prova di multitracciamento effettuata nella Valle di Sceru il 18.08.2012. I fluocaptori e i fluorimetri sono stati sostituiti dopo 32 giorni dalle immissioni. Altri fluocaptori sono stati sostituiti dopo 403 giorni.

4.4. RISULTATI

I risultati di questa prova di multitracciamento rappresentano la somma dei dati raccolti dai fluocaptori, dai fluorimetri e da osservazioni impreviste raccolte da abitanti della regione. Solamente integrando queste fonti è possibile elaborare un quadro esaustivo della circolazione idrica di questa valle (v. cap. 4.5).
Chiaramente questi risultati si riferiscono alla circolazione avvenuta fino a 403 giorni dall'iniezione dei coloranti, di conseguenza eventuali restituzioni tardive potranno essere accertate solo dopo avere analizzato i fluocaptori che al momento attuale (novembre 2013) sono ancora in acqua.

4.4.1. RISULTATI DEI FLUOCAPTORI DOPO 32 GIORNI

Il laboratorio di analisi del CYHN è stato in grado di analizzare i fluocaptori indicando l'eventuale arrivo del colorante anche valutando indicativamente la quantità di tracciante riscontrata (v. allegati 5.3, 5.4 e 5.25). Come mostra la fig. 5.13 si sono quindi stabilite tre categorie: forte segnale, circolazione accertata e tracce. Grazie a queste osservazioni è stato possibile ottenere in modo puramente indicativo anche dei "risultati quantitativi". Chiaramente per una valutazione precisa delle quantità si devono considerare i risultati di fluorimetri.

La fluoresceina iniettata al fronte del ghiacciaio roccioso di Piancabella è stata rintracciata da tutti i fluocaptori posizionati. Solo i fluocaptori 4 e 5 hanno registrato un segnale chiaro, mentre gli altri solo un debole segnale. Va precisato che il fluocaptore n. 3 ha presentato un forte rumore di fondo dato dalla presenza di materia organica attaccata al sacchetto: questa ha forse nascosto un segnale più forte della fluoresceina.
La sulforodamina-B non è stata evidentemente rintracciata dai fluocaptori 3, 4 e 5 dato che questi ultimi sono stati posizionati a monte del punto d'iniezione. Questo colorante è giunto solo in tracce alla sorgente Rongia di Sceru mentre alla sorgente Ri Barbói il segnale è stato molto forte, addirittura i sacchetti 1 e 1B si presentavano leggermente rosastri anche a occhio nudo.
I risultati dei fluocaptori si sono rilevati di fondamentale importanza per la conseguente interpretazione dei dati registrati dai fluorimetri. Il loro minore tasso di rintracciabilità ha permesso di dimostrare il passaggio del colorante anche in punti dove i fluorimetri non hanno registrato segnali rilevanti (v. cap. 3.4.2).

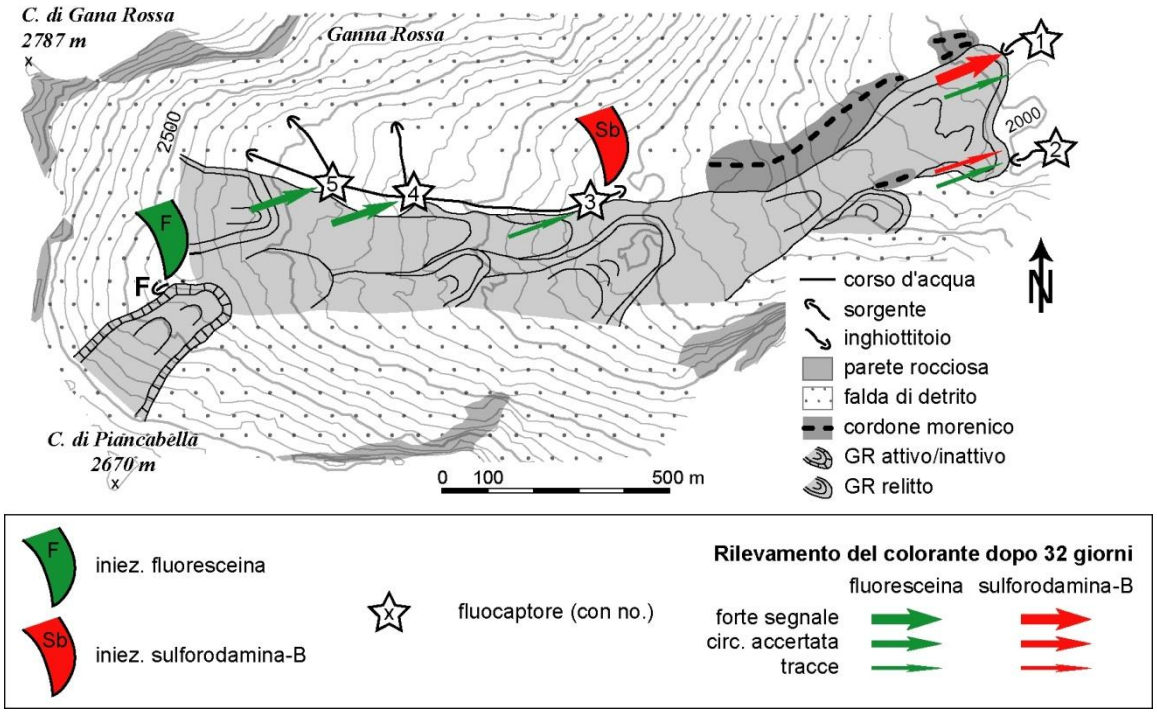


Fig. 5.13: mappa della circolazione dei coloranti nella Valle di Sceru dopo 32 giorni ed elaborata dai risultati dei fluocaptori sostituiti il 19.09.2012. Le osservazioni dell'intensità del segnale ha permesso un'analisi indicativa quantitativa in tre categorie (forte segnale, circolazione accertata e tracce di colorante).

4.4.2. RISULTATI DEI FLUOCAPTORI TRA 32 E 403 GIORNI DALLE INIEZIONI

Il 25.09.2013 sono stati raccolti i fluocaptori n. 1, 2, 3 e 5. Purtroppo il n. 4 si è staccato dalla roccia a cui era legato ed è andato perso. Questo genere d'inconveniente è comunque da considerarsi del tutto normale se si considera che questi fluocaptori sono stati lasciati in acqua per oltre 1 anno.
Dal 32mo al 403mo giorno di permanenza i 4 fluocaptori hanno quindi avuto la possibilità di accumulare il passaggio degli eventuali coloranti. In effetti sia la fluoresceina che la sulforodamina-B sono stati rintracciati dai fluocaptori 1 e 2 situati rispettivamente nel Ri Barbói e nella Rongia di Sceru (fig. 5.14; allegato 5.25). I fluocaptori 3 e 5 situati invece più a monte, lungo il riale della Valle di Sceru, non hanno rilevato il passaggio di coloranti. Evidentemente i due coloranti dopo 32 giorni erano già completamente transitati lungo il riale di Sceru.
Rispetto al periodo precedentemente analizzato (cap. 4.4.1), è interessante osservare come il segnale di restituzione della sulforodamina-B si sia ridotto alla sorgente Ri Barbói e si sia invece intensificato alla Rongia di Sceru, dove in precedenza la sulforodamina-B era giunta solo in tracce. Nonostante ciò le concentrazioni di sulforodamina-B alla sorgente Ri Barbói stati equivalenti a 89.19 ppb contro i soli 6.59 ppb della concentrazione alla Rongia di Sceru, un valore comunque 13 volte superiore.

Rispetto al precedente periodo, dove si erano ritrovate solo delle tracce, la concentrazione della fluoresceina è aumentata leggermente alle due sorgenti frontali, restando tuttavia entro valori molto bassi dell'ordine di 1.42 e 0.28 ppb rispettivamente per Ri Barbói e la Rongia di Sceru.

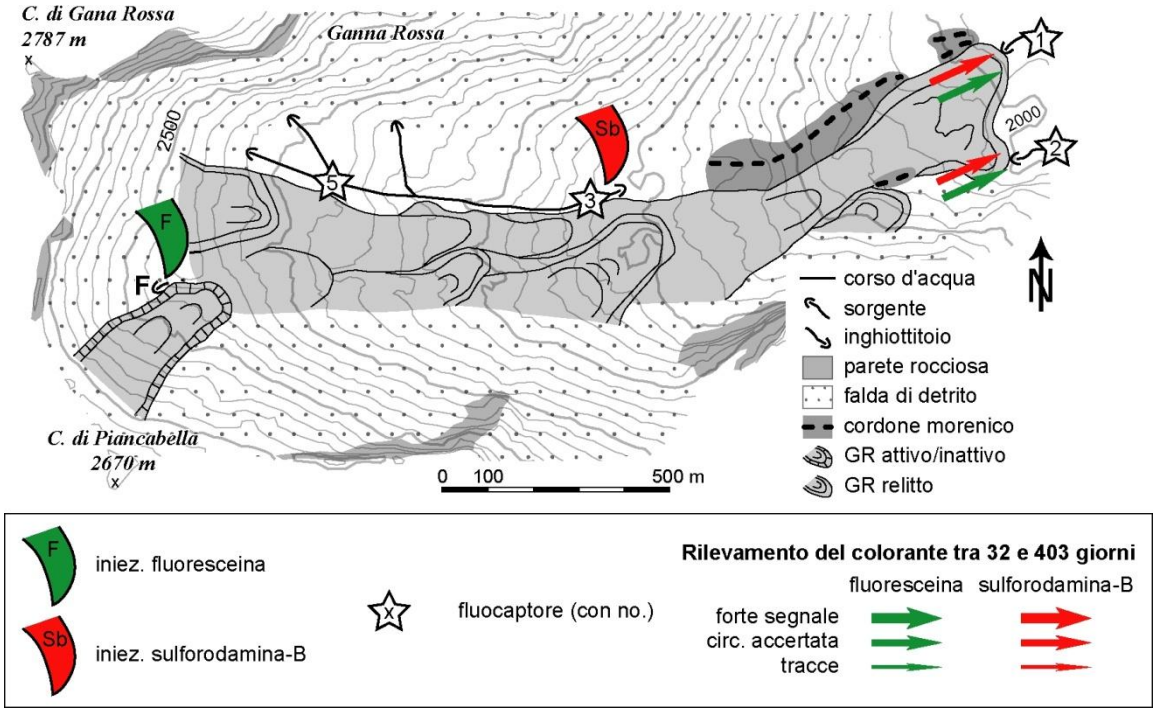


Fig. 5.14: mappa della circolazione dei coloranti nella Valle di Sceru tra 32 e 403 giorni ed elaborata dai risultati dei fluocaptori sostituiti il 25.09.2013. Le osservazioni dell'intensità del segnale hanno permesso un'analisi indicativa quantitativa in tre categorie (forte segnale, circolazione accertata e tracce di colorante).

4.4.3. RISULTATI DEI FLUORIMETRI

Fluorimetro 016 a Ri Barbòi

Il fluorimetro 016 posizionato alla sorgente di Ri Barbói (fig. 5.15) mostra l'arrivo della sulforodamina-B con una chiara curva di restituzione (che sarà analizzata più tardi) e una curva piatta per ciò che concerne la fluoresceina. Il fluorimetro ha registrato anche torbidità dell'acqua, parametro di fondamentale importanza per l'interpretazione delle curve. Questo parametro permette di correggere automaticamente, mediante l'apposito applicativo informatico, i valori (ppb) delle curve di restituzione. A questo proposito si noti come dopo circa 20 ore dall'accensione dello strumento (quindi non dall'iniezione dei traccianti) la curva della torbidità mostra una piccola curva, perfettamente coincidente con la curva della sulforodamina-B. Possiamo quindi dire che l'arrivo del colorante ha reso l'acqua leggermente colorata, il che ha fatto aumentare la torbidità. Come si vedrà nel capitolo seguente (v. cap. 4.4.4) alcune persone della regione hanno osservato una colorazione rossa dell'acqua anche ad occhio nudo.
Lo strumento ha invece registrato una curva piatta per la fluoresceina, il che non significa che questo colorante non sia giunto, ma semplicemente che le sue concentrazioni sono state talmente basse che non sono state registrate dal fluorimetro. Infatti la fluoresceina è stata rintracciata dal fluocaptore n. 1 posato accanto al fluorimetro. Si ricorda a questo proposito che i fluocaptori presentano un tasso di rintracciabilità più basso dei fluorimetri, data la loro capacità di accumulare il colorante transitato ma non a un istante preciso *t*. Questa capacità di accumulo aumenta e quindi di conseguenza il limite di rintracciabilità si abbassa, se il fluocaptore viene lasciato per lungo tempo in acqua. La curva della fluoresceina e della sulforodamina-B mostrano tuttavia uno strano picco a circa 150 ore dall'accensione dello strumento. Questi picchi sono probabilmente da imputare a qualcosa di sconosciuto che è capitato, ma che non ha nulla a che vedere con il passaggio dei coloranti, poiché circa allo stesso istante anche la torbidità registra un picco di circa 70 NTU. Magari un temporale, una roccia che si è mossa oppure un animale che ha attraversato il torrente a monte

della sonda, ha intorbidito l'acqua falsando la misura della curva di restituzione dei coloranti. Questo fatto evidenzia l'importanza dello studio della curva della torbidità.

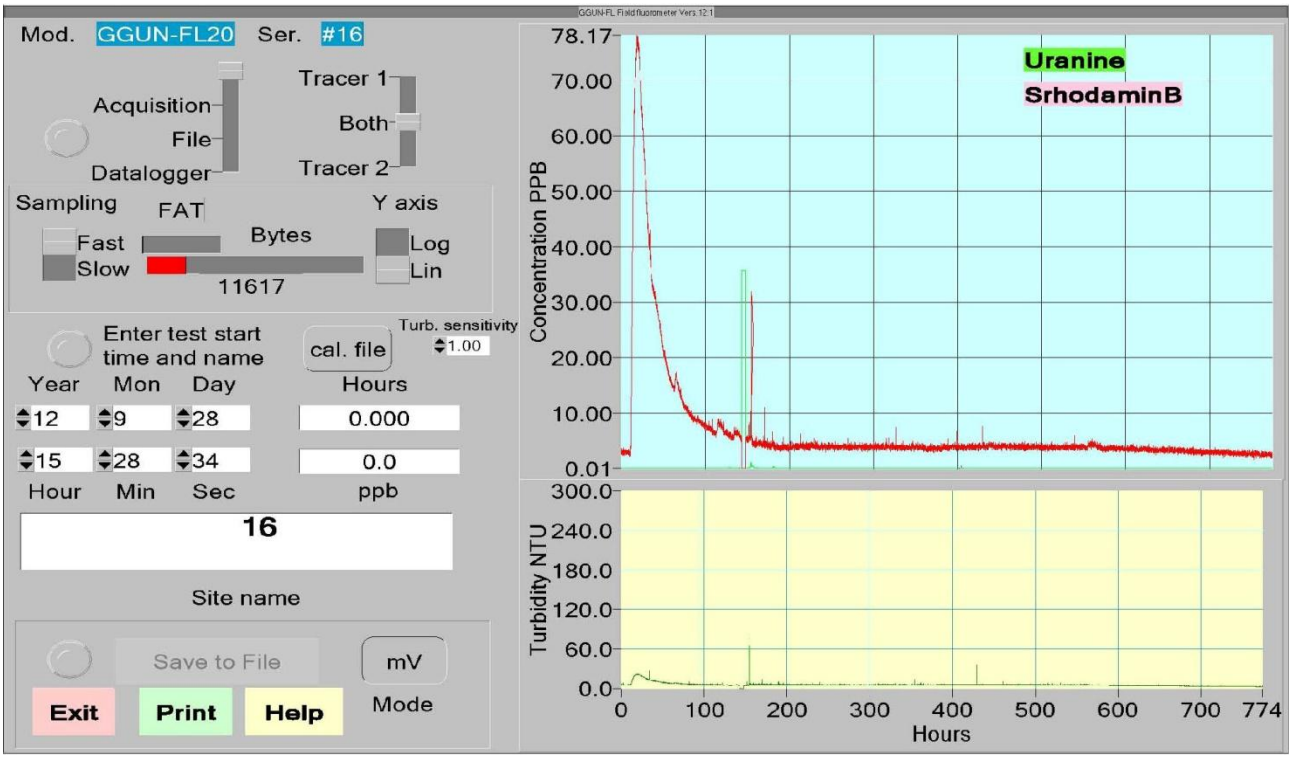


Fig. 5.15: dati registrati dal fluorimetro 016 posizionato alla sorgente di Ri Barbói. Si noti in rosso la curva di restituzione della sulforodamina-B, in verde la curva piatta della fluoresceina e verde scuro nel grafico in basso la curva della torbidità. A sinistra della figura i parametri di visualizzazione del programma e di correzione della torbidità (comando *Turb. sensitivity* impostato su 1.00).

Dopo questa doverosa spiegazione metodologica si può dedurre che **la fluoresceina è giunta solo in tracce alla sorgente Ri Barbói, mentre la sulforodamina-B è giunta in modo massiccio**. I dati della restituzione della sulforodamina-B sono quindi stati trattati con il programma *microsoft-excel*. Lo scopo di questo trattamento è di eliminare le registrazioni dello strumento antecedenti l'immissione del colorante, di togliere il rumore di fondo registrato dall'apparecchio su tutta la lunghezza della curva e di calcolare il tasso restituzione del colorante. Questi trattamenti hanno permesso di elaborare la curva di restituzione corretta della sulforodamina-B a Ri Barbói (fig. 5.16). **Questa curva di restituzione evidenzia una circolazione veloce del colorante**: dopo 9 ore il fluorimetro inizia a rilevare l'arrivo dei colorante, dopo 16 ore si ha il picco di massima concentrazione e dopo 6 giorni il colorante ha terminato il suo transito.
In base alla misura di portata si è calcolato un tasso di restituzione del 123%. Questo valore, superiore al 100%, è facilmente spiegabile dal fatto che il valore di portata usato per il calcolo (v cap. 3.3; formula 5.2) si riferisce alla portata misurata il giorno dell'immissione dei traccianti. Dopo quel giorno (18 agosto 2012) la portata del riale Ri Barbói è andata progressivamente diminuendo, infatti il 19 settembre durante la rimozione del fluorimetro, si è constatata a occhio nudo una diminuzione della portata del riale. Tenendo in considerazione questa diminuzione e il dato calcolato, **si è stimata una restituzione quasi completa (90-100%) della sulforodamina-B**. Per ottenere un risultato preciso si sarebbe dovuto monitorare in continuo la portata del riale durante tutto il tempo del passaggio del colorante, ma per ragioni logistiche ciò non è stato possibile.

Fluorimetro 450 alla Rongia di Sceru

Il fluorimetro 450 posizionato alla sorgente del riale della Rongia di Sceru (lobo Nord) ha registrato dei valori molto bassi, inferiori a 2ppb sia per la sulforodamina-B sia per la fluoresceina, (v. allegato 5.5) rendendo impossibile elaborare una curva di restituzione. La torbidità dal terzo al settimo giorno è aumentata fino a 180 NTU a testimonianza di una probabile fuoriuscita della sonda dall'acqua causata da una

diminuzione della portata del riale. Questi dati, insieme ai dati raccolti dai fluocaptori n. 2 posizionati accanto a questo fluorimetro, ci mostrano **un arrivo solo in tracce dei due coloranti alla Rongia di Sceru**.

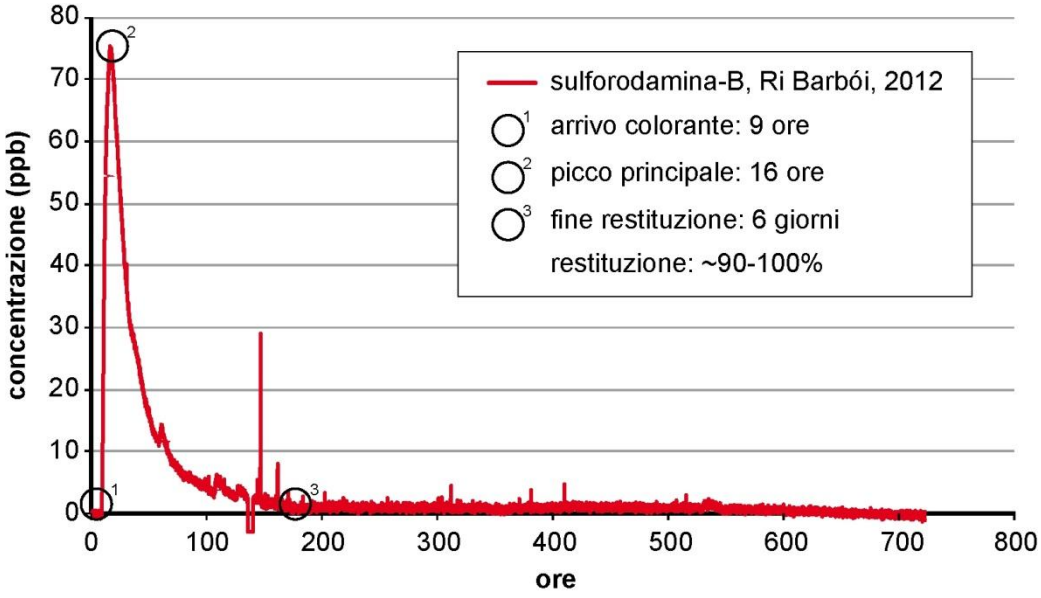


Fig. 5.16: curva di restituzione della sulforodamina-B del tracciamento effettuato il 18.08.2012 nella Valle di Sceru. Si noti la veloce circolazione (picco massimo dopo 16h) del tracciante nei depositi sciolti liberi da permafrost e le irregolarità nella coda della curva dovute ai molti percorsi compiuti dal tracciante all'interno dei depositi sciolti che compongono questo ghiacciaio roccioso fossile. Il picco dopo 140 ore è da imputare a un evento sconosciuto che ha fatto innalzare anche la torbidità.

4.4.4. OSSERVAZIONI DI ABITANTI DELLA REGIONE

Il signor Stefano Baggi è proprietario di un rustico situato in zona Rossino a circa 2 km SE in linea d'aria dell'Alpe di Sceru, a 1630 m di altitudine. Pochi giorni dopo le iniezioni, il signor Baggi mi informava per e-mail che la domenica mattina alle ore 07.00 l'acqua dei rubinetti del suo rustico si presentava rosa, mentre nel pomeriggio di domenica la colorazione si attenuava in modo sensibile. Il giorno seguente (20 agosto) non era più visibile alcuna colorazione. Il signor Baggi mi inviava in seguito una carta con indicata la posizione del suo rustico e la posizione del pozzo di captazione dell'acquedotto di Rossino (v. allegato 5.6). Questo pozzo è situato appena sopra Rossino ad una altitudine di 1785 m slm. Il signor Baggi ha potuto risalire al sottoscritto tramite l'annuncio dei tracciamenti effettuato al UFAEG, a conferma dell'importanza di questo servizio (v. cap. 2.1).
Grazie a questa preziosa e non prevista testimonianza, possiamo affermare che la **sulforodamina-B è giunta sicuramente fino al pozzo di captazione dell'acquedotto** sopracitato dopo circa 19 ore dall'iniezione.

4.5. DISCUSSIONE E COMMENTO DEI RISULTATI

Versante sinistro della valle

I risultati ottenuti nella Valle di Sceru hanno confermato in parte le ipotesi iniziali, vale a dire l'esistenza di differenti dinamiche idrologiche tra il versante sinistro della valle e quello destro, come già ipotizzato da Scapozza (2008) con rilevamenti geofisici e idrologici. Il versante sinistro, libero da permafrost, ha presentato una rapida circolazione della sulforodamina-B iniettata e restituita in gran parte alla sorgente del Ri Barbói: la curva di restituzione ha evidenziato l'arrivo del tracciante dopo circa 8 ore, il picco massimo dopo 16 ore e la fine dell'arrivo del tracciante dopo 6 giorni. Il fluocaptore 1 posato tra il 32mo e il 403mo giorno dalle iniezioni ha tuttavia ancora accumulato del colorante, anche se in quantità trascurabili per il limite di detezione di un fluorimetro. Il tracciante è praticamente stato restituito alla sorgente del Ri Barbói quasi completamente. Questa dinamica idrologica è caratteristica della circolazione di fluidi in depositi

sciolti liberi da ghiaccio interstiziale. Questi specifici tempi di circolazione e tassi di restituzione ci fanno escludere la presenza di un eventuale acquifero sotterraneo. Se ci fosse stato un acquifero tra il punto di immissione della sulforodamina-B e la sorgente del riale Ri Barbói, la circolazione sarebbe stata più lenta e il colorante sarebbe arrivato molto più diluito e in minore percentuale. L'analisi della curva di restituzione della sulforodamina-B a Ri Barboi (fig. 5. 16) ci mostra la presenza di irregolarità nella coda della curva: queste sono dovute ai molti percorsi compiuti dal tracciante all'interno dei depositi sciolti che compongono il ghiacciaio roccioso fossile di Sceru I. Queste irregolarità sono state prodotte dall'arrivo in tempi differenti a causa delle differenti lunghezze dei tracciati percorsi in sotterranea dal colorante.

Versante destro della valle

La circolazione della parte destra ha invece indicato una forte diluizione della fluoresceina iniettata (v. fig. 5.17). Probabilmente la presenza di permafrost al punto d'iniezione e sul versante destro della valle ha rallentato e diluito la circolazione di questo colorante che si è verosimilmente introdotto nelle numerose fessure presenti all'interno del corpo ghiacciato del permafrost. La presenza di ghiaccio nel versante destro della valle ha inoltre agito in parte da "barriera" alla sulforodamina-B, che per la maggior parte è arrivata alla sorgente del Ri Barbói situata sul versante opposto. La presenza di un acquifero sotto il ghiacciaio roccioso di Sasso di Luzzone ipotizzata da Scapozza (2008) e Scapozza *et al.* (2008a) con prove idrologiche di temperatura, conduttività e geofisiche, effettuate con il metodo dei potenziali spontanei, è probabilmente confermata anche dalla grande lentezza e presenza in tracce dei coloranti rintracciati alla Rongia di Sceru.
I bacini imbriferi della Rongia di Sceru e di Ri Barbói sembrano quindi distinti uno dall'altro: come ipotizzato, il mescolamento delle acque provenienti dal versante sinistro con quelle del versante destro della valle è stato limitato.

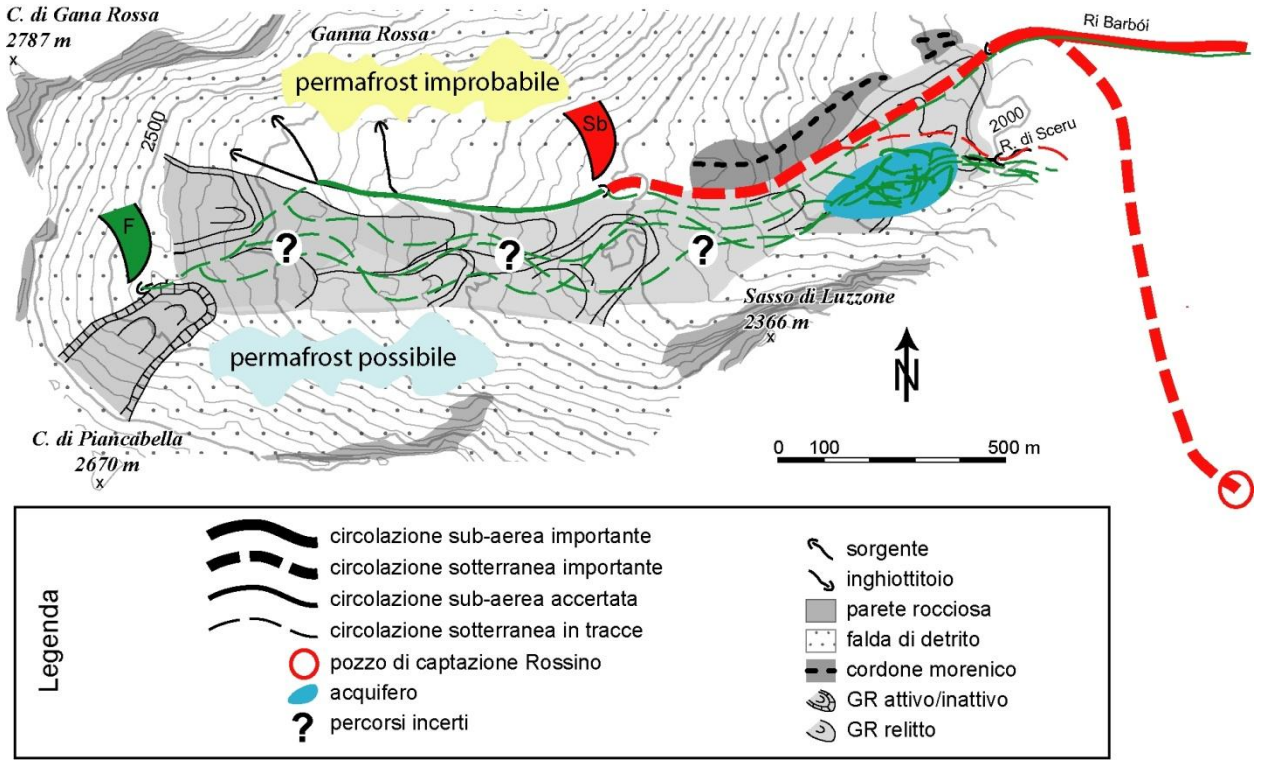


Fig. 5.17: interpretazione della circolazione dei coloranti nella Valle di Sceru. Si noti la diluizione della circolazione della fluoresceina nel versante destro della valle, dove la presenza del permafrost è probabile e nell'ipotetico acquifero presente sotto il ghiacciaio roccioso Sasso di Luzzone. La circolazione della sulforodamina-B è veloce e completa nel versante sinistro in materiali sciolti liberi da permafrost. Il mescolamento dei coloranti è limitato.

Circolazione a valle dei fluorimetri

A valle della sorgente di Ri Barbói la circolazione della sulforodamina-B prosegue anche in sotterranea nei materiali sciolti, visto che nessun corso d'acqua sub-aereo è presente tra questo riale e il pozzo di captazione di Rossino. Il pozzo di captazione di Rossino si trova a oltre 1 km di distanza dal riale Ri Barbói dove è giunta gran parte della sulforodamina-B: siamo anche in questa zona di fronte a **una circolazione rapida in terreni sciolti liberi da permafrost.**

Considerazioni metodologiche

A livello metodologico è importante sottolineare l'importanza dell'utilizzo dei fluocaptori che hanno permesso di rintracciare il passaggio dei coloranti anche in concentrazioni molto limitate. I fluocaptori restati in acqua dal 32mo al 403mo giorno hanno potuto accumulare una maggiore quantità di colorante rispetto a quelli restati sul posto fino al 32mo giorno dalle iniezioni e di conseguenza hanno evidenziato delle concentrazioni maggiori. A Ri Barbói questo non si è verificato, dato che la circolazione della sulforodamina-B è avvenuta in modo molto più rapido che sul versante destro della Valle di Sceru.
Chiaramente i dati tra le due serie di fluocaptori raccolti sono difficilmente confrontabili, a causa delle grandi differenze di lunghezza dei periodi in cui i fluocaptori sono restati in acqua. Tuttavia questi risultati mettono ancor più in evidenza l'estrema lentezza della circolazione dei coloranti nella parte destra della Valle di Sceru, con conseguente lungo periodo di restituzione, in particolare nella parte bassa del ghiacciaio roccioso fossile Sceru I. Sarà estremamente interessante analizzare i fluocaptori, al momento attuale ancora in acqua, per vedere se sono sempre in grado di accumulare i coloranti presenti nel sistema; in particolare la fluoresceina, visto che anche dopo 403 giorni dalle iniezioni ne è stata rintracciata solamente una minima parte.

4.6. VALUTAZIONE SULLA QUALITÀ DEI RISULTATI PRODOTTI A SCERU

La circolazione dei coloranti nelle zone periglaciali della Valle di Sceru è risultata (per il versante destro) estremamente lenta, comportando un forte diluizione dei coloranti stessi. Di conseguenza la posa dei fluocaptori accanto ai fluorimetri e in altri punti della valle, ha permesso di registrare il passaggio dei coloranti molto diluiti in acqua, permettendo una più precisa valutazione spaziale e temporale dei risultati scoperti. Solamente usando i dati dei fluorimetri si avrebbe avuto una visione della circolazione sotterranea molto più limitata.
In generale maggiori sono i punti di iniezione e di controllo dei coloranti, maggiori sono le informazioni che è possibile raccogliere sulla circolazione ipogea delle acque in questo tipo di ambiente. I limiti finanziari e di esecuzione delle prove di multitracciamento impongono invece di accettare dei compromessi sulla quantità e qualità dei risultati che si possono ottenere.

5. TRACCIAMENTI NELLA VALLE DI RÉCHY (VALLESE)

5.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

La Valle di Réchy è una valle laterale della sponda sinistra della Valle del Rodano e prende il nome dall'omonimo comune situato nelle immediate vicinanze di Sierre (VS). La parte studiata consiste solo nella parte alta di questa valle tra i 2200 m e i 3000 m di altitudine. L'alta Valle di Réchy è delimitata a ovest dalla Becca di Lovegno (2821 m slm) e dalla cima La Maya (2916 m slm), a nord dalla Pointe de la Tsavolire (3026 m slm) e a est dall'imponente Becs de Bosson (3149 m slm). Queste cime definiscono lo spartiacque della parte alta della Valle di Réchy (fig. 5.18). Questa piccola valle (11km^2) si trova in mezzo a valli più grandi: la Valle d'Anniviers a est e la Valle d'Hérens a ovest, la quale consente l'accesso a questi territori passando per il passo di Lovegno. Nell'alta Valle di Réchy si forma il laghetto alpino Le Louché: esso origina il torrente La Réche che drena l'intera valle fino alla Piana del Rodano a Réchy.

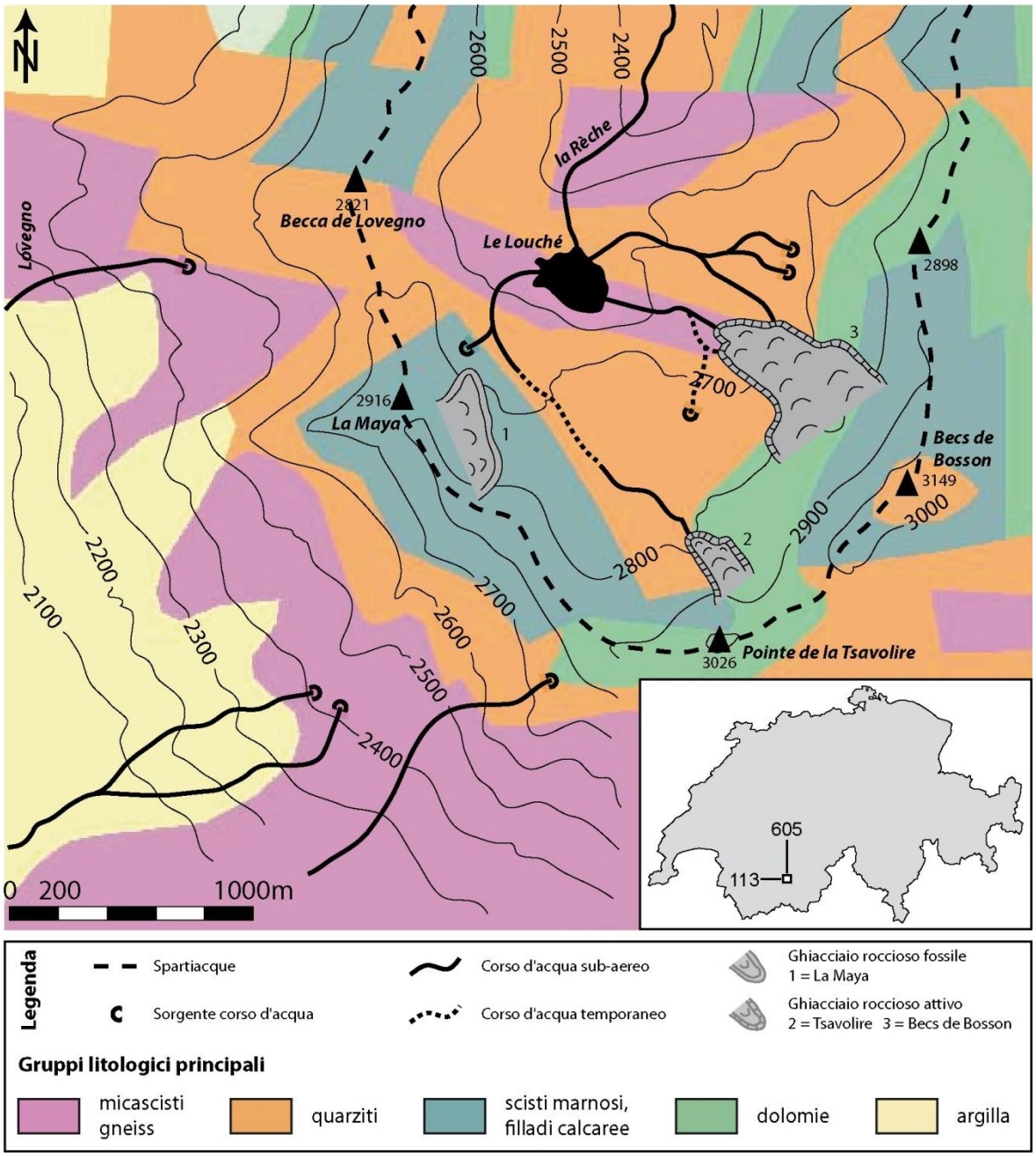


Fig. 5.18: localizzazione geografica, idrografia e principali gruppi litologici dell'alta Valle di Réchy. Si noti la posizione dei ghiacciai rocciosi attivi di Becs de Bosson e Tsavolire sul versante nord della cima Becs de Bosson, oggetto di questa prova di multitracciamento.

Questi territori fanno parte delle Alpi Penniniche Vallesane. Da un punto di vista geologico la Valle di Réchy presenta una grande varietà di rocce essendo situata su tre unità strutturali (Siviez-Michabel, Mont Fort e Tsaté) della Falda del Gran San Bernardo. Queste unità comprendono rocce cristalline e carsiche come gli scisti marnosi, i gessi e grandi pacchetti di quarziti e di dolomie cariate che compongono i versanti settentrionali della Pointe de la Tsavolire e Becs de Bosson. Il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson è composto prevalentemente da scisti marnosi, mentre delle dolomie con vene di gesso sono presenti alle sue radici. A Tsavolire si trovano invece delle dolomie e quindi non sarebbe da escludere la presenza di un sistema carsico. Numerose faglie e diaclasi di origine neotettonica sono ben visibili in tutta la parte alta della Valle di Réchy ed influenzano in modo determinante l'idrologia della regione, favorendo l'infiltrazione nel terreno dei corsi d'acqua. Questa sparizione dell'idrografia di superficie è anche prodotta dalla presenza di rocce carbonatiche che favoriscono numerosi fenomeni di carsismo come doline e depressioni anche di notevoli dimensioni, presenti in modo particolare nei versanti sotto la cima di Becs de Bosson e sotto la Pointe de la Tsavolire. Altre doline e inghiottitoi sono ben visibili a valle del fronte del ghiacciaio roccioso di

Tsavolire, dove si trovano alcune estese pianure nonostante il contesto altimetrico importante. Queste pianure favoriscono il ristagno delle acque e la conseguente formazione di zone umide, paludi e piccoli specchi d'acqua temporanei, trasformati in suoli con poligoni di essicazione durante la tarda estate.
La parte alta della Valle di Réchy è considerata un tipico esempio di ambiente di alta montagna, con rilievi ben marcati, clima continentale rigido e abbastanza secco che produce un paesaggio contrastato e selvaggio. I processi legati al freddo e alla gravità sono i principali agenti che hanno modellato il paesaggio dell'alta Valle di Réchy. I versanti delle cime precedentemente citate sono composti da numerose falde di detrito, che alimentano i ghiacciai rocciosi: infatti questa valle presenta in un ristretto territorio 3 ghiacciai rocciosi: i ghiacciai rocciosi attivi di Becs de Bosson (fig. 5.19-A), di Tsavolire (fig. 5.19-B) e il ghiacciaio roccioso inattivo La Maya.
Particolarmente spettacolare è il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson, che raggiunge una lunghezza di 800 m e una larghezza alle sue radici di 600 m. Il corpo di questo ghiacciaio roccioso è composto da numerose rughe e depressioni che indicano chiaramente la sua dinamicità; misurazioni effettuate tra il 2001 e il 2010 indicano un valore medio compreso tra 0.3 e 1.0 m/a, con punte di 3 m/a per alcuni blocchi. Becs de Bosson come del resto visto in precedenza (v. parte IV, cap. 2.4.3), presenta un caratteristico regime cinematico stagionale caratterizzato da forti accelerazioni durante il periodo della fusione delle nevi (Delaloye *et al*, 2010a).
Il ghiacciaio roccioso di Tsavolire nasce dalle falde di detrito della Pointe de la Tsavolire a 2930 m di altitudine e termina dopo 300 m di lunghezza con il suo fronte posato su una piana a 2790 m di altitudine. Anche qui sono presenti rughe e depressioni che dovrebbero testimoniare la sua dinamicità. Il monitoraggio GPS del ghiacciaio roccioso di Tsavolire è iniziato solo nell'inverno 2013, con la posa di un GPS fisso che sembra finora quantificare in circa 80 cm/a la magnitudine delle velocità orizzontali di superficie. Come per Becs de Bosson, anche il ghiacciaio roccioso di Tsavolire è composto dalle rocce presenti nelle falde di detrito soprastanti come micascisti, quarziti, gessi e dolomie che, data la loro natura friabile, producono generalmente blocchi relativamente piccoli, dell'ordine di grandezza di 1-2 m al massimo.
Il ghiacciaio roccioso La Maya si trova sotto l'omonima cima. Il corpo di questo ghiacciaio roccioso fossile è ricoperto da vegetazione (rododendro, mirtillo e muschi) e presenta numerose depressioni termocarsiche che indicano la sparizione del permafrost sottostante e l'assenza di movimento.

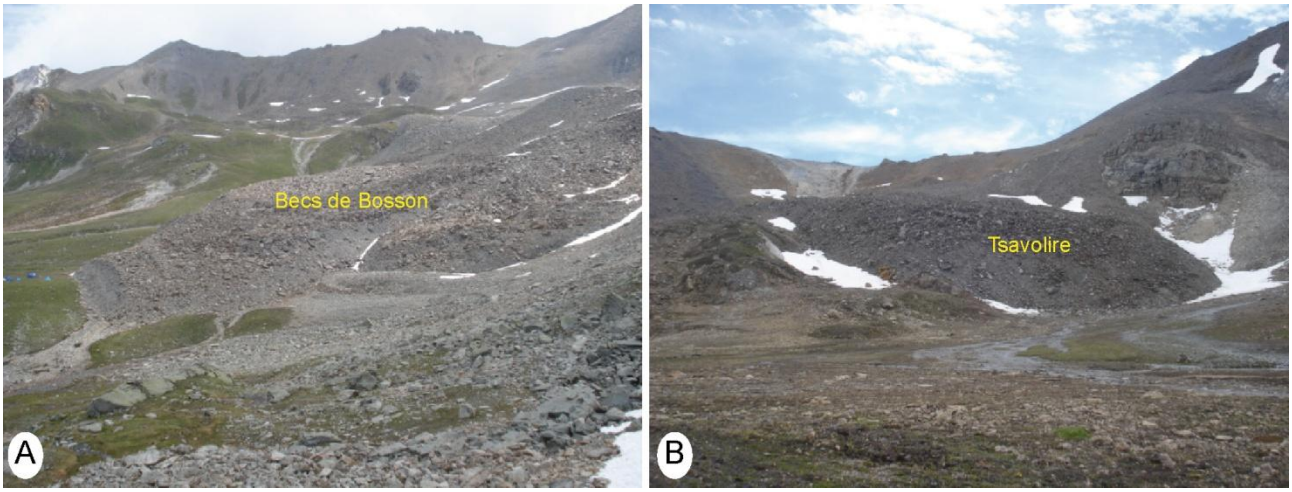


Fig. 5.19: ghiacciai rocciosi attivi di Becs de Bosson (A) e Tsavolire (B). Si notino le imponenti dimensioni del ghiacciaio roccioso Becs de Bosson confrontate alle tende blu piazzate davanti al suo fronte. Davanti al ghiacciaio roccioso di Tsavolire sono visibili la piana e il riale che sgorga dal suo fronte.

5.2. CONTESTO IDROGRAFICO

La parte alta della Valle di Réchy presenta un'idrografia estremamente complessa e pesantemente influenzata dalla presenza dei ghiacciai rocciosi, da rocce carbonatiche, faglie e diaclasi dei complessi rocciosi. L'idrografia di superficie presenta numerosi corsi d'acqua che prendono origine dai ghiacciai rocciosi; in particolare Becs de Bosson, date le sue dimensioni, funge da serbatoio e genera quattro sorgenti al suo fronte e ai suoi lati. Altre sorgenti si formano lungo i versanti nord della Cima di Becs de Bosson, a

destra dell'omonimo ghiacciaio roccioso e della Pointe de la Tsavolire, nonché sul versante est della cima di La Maya. Altre sorgenti che danno origine a corsi d'acqua temporanei si trovano a destra del corpo del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson. Tutti questi corsi d'acqua confluiscono infine nel lago La Louché e poi nel suo emissario, il torrente La Rèche. In questi territori a volte l'idrografia di superficie sparisce nelle numerose fessure e inghiottitoi presenti sul terreno e i corsi d'acqua sub-aerei possono diventare temporanei. È il caso per esempio del ruscello che si forma dalla sorgente del ghiacciaio roccioso di Tsavolire che presenta una circolazione a tratti sub-aerea e a tratti sotterranea, in funzione della sua portata. In particolare si è osservato che la portata di questo ruscello presenta delle variazioni giornaliere, minime durante la notte e massime durante il pomeriggio, quando i nevai presenti sopra e accanto il corpo del ghiacciaio roccioso fondono più rapidamente. Nel pomeriggio, quando la sua portata è maggiore, il punto in cui questo ruscello si infiltra nel terreno si sposta a valle. In occasione di temporali si è constatato che il tracciato di questo corso d'acqua è sempre sub-aereo. Chiaramente una parte della sua acqua continua il suo percorso nel sottosuolo.
Considerate queste premesse geomorfologiche, petrografiche e neotettoniche, possibili contaminazioni tra i vari ghiacciai rocciosi durante un tracciamento non sono da escludere. Delle contaminazioni in prove di multitracciamento possono interessare valli lontane addirittura decine di chilometri tra di loro: iniezioni effettuate nel 1994 in Val Piora per le investigazioni sul tunnel di base Alp-Transit, secondo Schneider & Jäckli (1994), sono state rintracciate sul Passo del Lucomagno nella Valle di Santa Maria a oltre 10 km di distanza.

5.3. PROVE DI MULTITRACCIAMENTO (1986-1990), IPOTESI E OBIETTIVI

La Valle di Réchy è da più di vent'anni oggetto di numerosi studi idrologici e quindi si hanno a disposizione una serie di dati sicuri per effettuare un confronto. Nel caso dei tracciamenti di ghiacciai rocciosi questi studi sono stati pionieristici per l'epoca (v. Tenthorey, 1989; 1992; 1993; 1994). Già nel 1986 Tenthorey ha effettuato delle prove di tracciamento, ripetute nel 1987 e nel 1990 (fig. 5.20). Tenthorey ha elaborato un catasto delle sorgenti della regione e posato dei fluocaptori in diverse sorgenti per confermare il passaggio dei coloranti.
Si vuole ora brevemente riassumere i risultati dei tracciamenti delle differenti prove di Tenthorey a Réchy (v. Tenthorey, 1989; 1992; 1993; 1994). Il tracciamento del 20 e 21 agosto 1986 prevedeva l'iniezione di fluoresceina alle radici dei ghiacciai rocciosi di Tsavolire e Becs de Bosson. Il primo mostrava una circolazione rapida del colorante che veniva restituito al fronte già dopo 60 minuti, mostrando una circolazione prevalentemente di tipo supra-permafrost. La fluoresceina invece iniettata a Becs de Bosson veniva restituita dalla sorgente laterale al ghiacciaio roccioso dopo 1 mese e fino a 1 anno, mostrando una lenta circolazione e una forte diluizione del colorante. Va doverosamente sottolineato che per questa prova, Tenthorey ha utilizzato lo stesso tracciante (fluoresceina) a distanza di un giorno per i ghiacciai rocciosi di Tsavolire e di Becs de Bosson presupponendo a priori l'assenza di contaminazioni tra i due siti. Ciò tuttavia non può essere dimostrato, se non utilizzando traccianti differenti. Questa constatazione rende i risultati dei tracciamenti di Becs de Bosson del 21 agosto 1986 vittima di una potenziale contaminazione del tracciamento effettuato il giorno prima a Tsavolire, considerando anche il fatto che quest'ultimo ghiacciaio roccioso si trova ad una altitudine superiore. La stessa Tenthorey (1993) ha dimostrato che l'eosina iniettata a Tsavolire il 08.08.1990 è stata rintracciata già dopo 1 settimana in 3 sorgenti della Valle d'Hérens situate a oltre 1 km dal punto d'iniezione, evidenziando fenomeni carsici ipogei.
Come sostenuto anche da Gardaz (1998), un ghiacciaio roccioso non deve essere considerato come un sistema idrologico isolato, tanto più su substrato carsico, ma facente parte di un sistema montano periglaciale che comprende anche altri sottosistemi come pareti rocciose, falde di detrito, diaclasi, ecc. In considerazione di ciò è possibile quindi nutrire seri dubbi sulla affidabilità dei tracciamenti effettuati da Tenthorey del 1986.
Nel 1988 è invece stato effettuato un tracciamento mediante fluoresceina del ghiacciaio roccioso fossile La Maya: purtroppo per problemi tecnici dovuti all'emersione del campionatore automatico non è stato possibile ottenere dati quantitativi. I fluocaptori posati hanno tuttavia segnalato l'arrivo del colorante al torrente sottostante tra i 3 e i 30 giorni dall'iniezione.
Nel 1990 si è ripetuto il tracciamento del ghiacciaio roccioso di Tsavolire questa volta usando un colorante "endemico" (eosina): si è notata ancora una volta una restituzione rapida (picco massimo dopo 80 min) e ben documentata da una curva di restituzione ottenuta con campionatura manuale. I risultati ottenuti, di tipo quantitativo, sono da ritenere assolutamente affidabili e questo ci pone in condizioni ideali per ripetere l'esperimento a 22 anni di distanza.

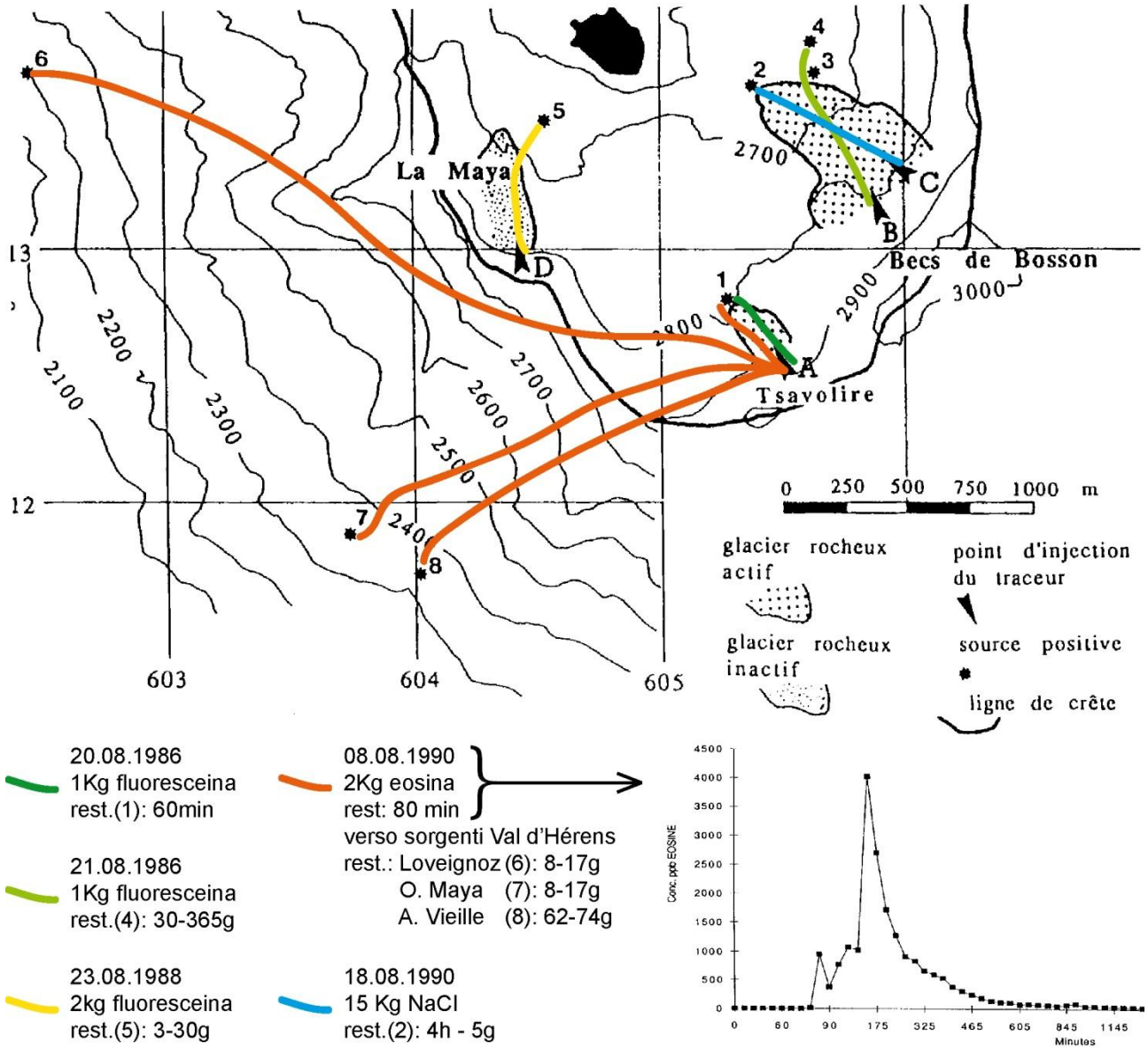


Fig. 5.20: interpretazione della circolazione e tempi di restituzione delle 5 prove di tracciamento effettuate sui ghiacciai rocciosi della regione di Réchy da Tenthorey tra il 1986 e il 1990. Si noti come nella carta siano riportati solamente i punti in cui i fluocaptori hanno fornito un risultato positivo (dati, fondo carta e grafico rielaborati da Tenthorey, 1993).

Sempre nel 1990, ma dopo 10 giorni, sono stati iniettati 15Kg di sale alle radici del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson, in una perdita 150 m a destra di quella usata per il tracciamento del 1986. Il tracciante è stato restituito dopo 4 ore e fino a 5 giorni dall'iniezione alla sorgente sinistra del fronte di questo grande ghiacciaio roccioso. Se uniamo questi risultati con quelli del 1986 emerge per questo ghiacciaio una circolazione molto lenta e complessa, prevalentemente intra-permafrost e sub-permafrost nonché l'esistenza di una probabile falda acquifera. È come se ci fossero due distinti sistemi idrici che si incrociano e che fanno affluire acqua da zone differenti alla sorgente frontale 2 e laterale 3 del ghiacciaio roccioso (v. fig. 5.20). La stessa complessa circolazione è stata ipotizzata anche da Gardaz (1998) misurando la carica disciolta delle acque di queste due sorgenti. Si deve premettere che il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson è composto prevalentemente da calcescisti, mentre dei gessi sono presenti alle sue radici. Gardaz (1998) evidenzia come la carica ionica maggiore della sorgente laterale 3 sia data dalla presenza di ioni Ca^{2+} e HCO_3^{2-} derivati dai calcescisti, mentre la carica ionica della sorgente frontale 2 si compone in misura importante di Ca^{2+} e SO_4^{2-}, derivati dalla dissoluzione dei gessi ($CaSO_4$). Probabilmente questa sorgente frontale viene alimentata secondo Gardaz da acque infiltrate nelle parti alte del ghiacciaio roccioso, poi il flusso prosegue in profondità nei taliks o sotto il corpo del permafrost secondo una circolazione sub-permafrost.

In definitiva, lo scopo dei tracciamenti a Réchy è di eseguire un confronto tra queste prove di multitracciamento eseguite sui ghiacciai rocciosi attivi. **L'obiettivo è di scoprire eventuali differenze idrologiche che si sono verificate in quest'ultimo ventennio a causa di un probabile degrado, o quantomeno a causa di una modifica del permafrost (quindi del ghiaccio interno) imputabili al riscaldamento climatico.**

5.4. PROCEDIMENTO

Considerando che il principale obiettivo della prova di multitracciamento a Réchy è quello di eseguire un confronto con le prove effettuate alla fine degli anni '80 da Tenthorey, **la condizione necessaria che è emersa al momento di progettare la prova doveva essere quella di disporre delle stesse condizioni a livello di organizzazione e di condizioni idrologiche**.

Organizzazione della prova

Per rispettare l'organizzazione della prova si è proceduto a immettere gli stessi coloranti negli stessi punti rispettando anche la medesima localizzazione dei punti di rilevamento dei traccianti.
Come si è visto nel cap. 2, non tutti i coloranti presentano le stesse caratteristiche di circolazione e rintracciabilità; per evitare possibili differenze di restituzione si è deciso allora di iniettare l'eosina alle radici del ghiacciaio roccioso di Tsavolire e la fluoresceina alla perdita sinistra delle radici del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson. Il quantitativo dell'eosina iniettato è stato di 1kg soltanto, poiché i metodi di tracciamento che disponiamo ora sono notevolmente avanzati rispetto a vent'anni fa e permettono una migliore e più sicura rintracciabilità dei coloranti usando quantitativi inferiori (v cap. 2.3). Dato che si disponeva di fluorimetri automatici, al fine di ottenere risultati anche quantitativi si è deciso di iniettare al posto del sale (NaCl), 500g di sulforodamina-B alla perdita destra delle radici del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson (fig. 5.20).
I fluorimetri della SUPSI 016 e 450 sono stati posati alle sorgenti di Becs de Bosson, mentre il fluorimetro n. 618 che è stato noleggiato dalla ditta Albillia Sàrl, è stato posato per rintracciare l'eosina a Tsavolire, l'unico dei tre che dispone di una lampada sensibile alla lunghezza d'onda di questo colorante.
Si è poi proceduto alla misura di differenti parametri idrologici dei corsi d'acqua presenti nella valle (v. allegato 5.7); in particolare si sono misurate le portate della sorgente del ghiacciaio roccioso di Tsavolire (13.5 l/s), di quella sinistra di Becs de Bosson (35.5 l/s) e di quella destra (15.4 l/s), al fine di calcolare il quantitativo di colorante da iniettare e le percentuali dei coloranti restituiti. Anche in questo caso, come a Sceru, i valori misurati sono relativi al giorno delle iniezioni e non tengono quindi in considerazione l'evoluzione delle portate dei corsi d'acqua durante il periodo dei tracciamenti.
La posa dei fluocaptori ha cercato nel limite del possibile di rispettare i siti che aveva scelto a suo tempo Tenthorey (v. fig. 5.20 e fig. 5.21). Se avessimo modificato il posizionamento, i tempi di circolazione avrebbero mostrato delle differenze. Va specificato che poche decine di metri di differenza lungo lo stesso corso d'acqua sub-aereo comportano ritardi trascurabili. I fluocaptori 1, 2 e 3 sono stati posati accanto ai fluorimetri, anche per avere a disposizione un controllo sul corretto funzionamento degli strumenti. Accanto alla sorgente sinistra del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson sono stati posati dei fluocaptori supplementari 2a e 2b: il 2a è stato posto in una piccola sorgente temporanea direttamente sotto il ghiacciaio roccioso, mentre il 2b sempre in un corso d'acqua temporaneo che prende origine dal versante ad est del corpo del ghiacciaio roccioso. Lo scopo di questi fluocaptori supplementari è di verificare un eventuale passaggio di eosina da Tsavolire a Becs de Bosson, con conseguente contaminazione dei due sistemi. Il fluocaptore 4 è stato posato lungo il corso d'acqua che prende origine dalla sorgente a destra del corpo del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson. Il fluocaptore 5 è stato posato lungo il corso d'acqua temporaneo che scorre sotto il ghiacciaio roccioso fossile di La Maya. È interessante notare come a suo tempo Tenthorey non faceva alcun accenno alla temporaneità di questo corso d'acqua: probabilmente i nevai perenni molto più grandi presenti all'epoca rendevano questo torrente sempre colmo d'acqua. I fluocaptori 6,7 e 8 sono stati posizionati nell'adiacente Valle d'Hérens, lungo torrenti che prendono origine dai versanti orientali della cima della La Maya e della Pointe de la Tsavolire.

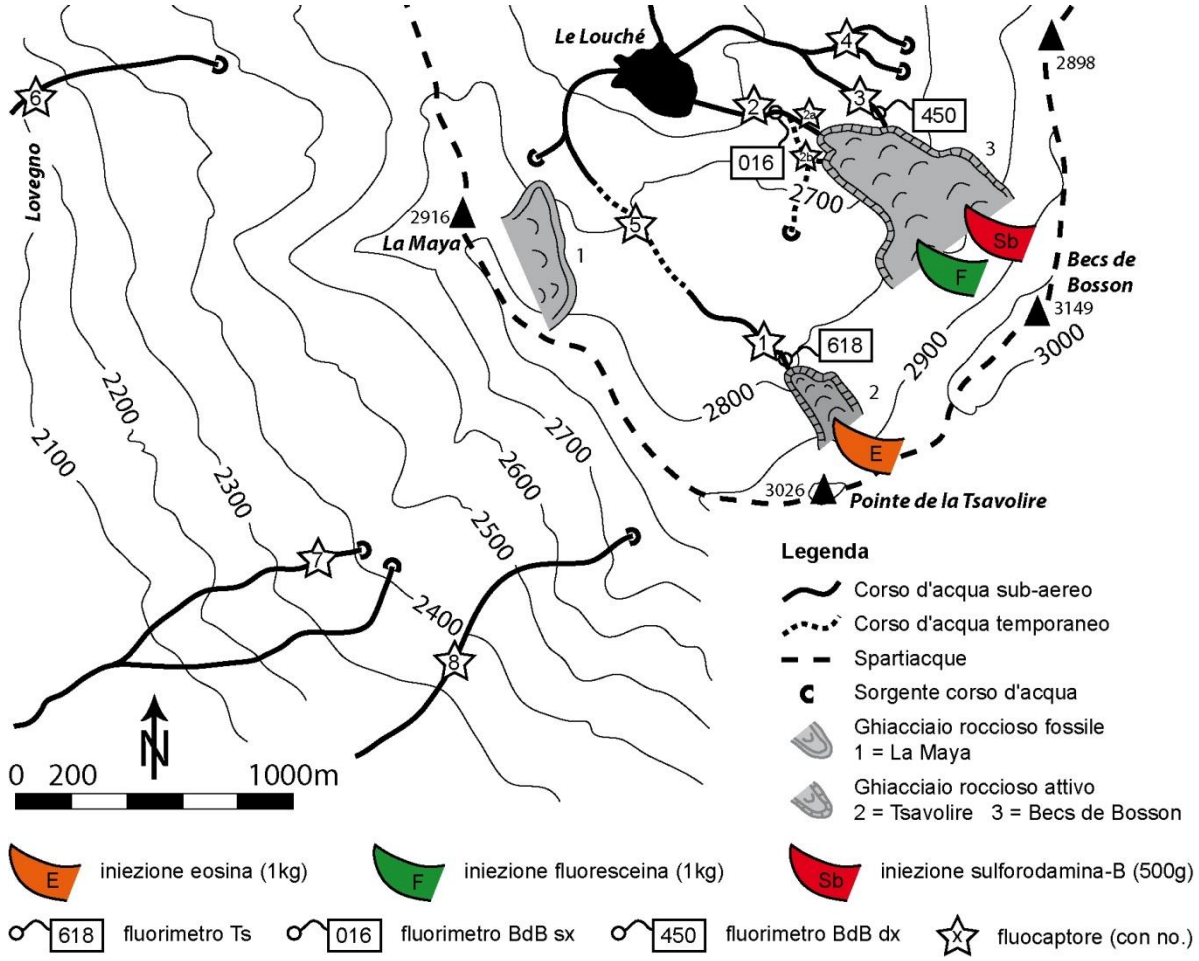


Fig. 5.21: progetto della prova di multitracciamento effettuata nella Valle di Réchy il 19.07.2012. Alcuni fluocaptori sono stati sostituiti dopo 1, 2, 3, 23, 70 e 388 giorni dalle iniezioni. I fluorimetri sono stati lasciati sul posto per 23 giorni dopo le iniezioni.

Rispetto alla prova di multitracciamento effettuata a Sceru, si è organizzato un campeggio al fine di restare 5 giorni sul sito e quindi si sono sostituiti alcuni fluocaptori dopo 1, 2 e 3 giorni dalle iniezioni per verificare la circolazione a corto termine. Altre sostituzioni dei fluocaptori sono state effettuate dopo 23 giorni (qui sono stati ripresi anche i fluorimetri), dopo 70 e 388 giorni per verificare il passaggio di coloranti anche a medio-lungo termine. Attualmente (novembre 2014) sono ancora presenti a Becs de Bosson (punti 2,3 e 4) dei fluocaptori, in modo da verificare l'eventuale circolazione di coloranti dopo oltre un anno dalle iniezioni.

Evoluzione delle condizioni idrologiche

Dagli anni 80 del secolo scorso al 2012 le condizioni idrologiche della regione dell'alta Valle di Réchy sono mutate. In particolare durante le prove di Tenthorey, erano presenti dei nevai perenni alle radici dei ghiacciai rocciosi di Tsavolire e Becs de Bosson che, con le loro acque di fusione, favorivano l'immissione e la circolazione dei coloranti. Ora questi ghiacciai perenni sono spariti, di conseguenza si è deciso di anticipare di un mese la prova. Le immissioni sono state effettuate il 19 luglio 2012, poiché in quel frangente erano presenti gli ultimi nevai che si stavano sciogliendo. Tenthorey aveva effettuato invece i suoi tracciamenti sempre verso la metà di agosto. Un sopralluogo effettuato il 3 ottobre 2011 ha evidenziato a questo riguardo la completa sparizione della neve e delle condizioni di siccità alle radici dei ghiacciai rocciosi, quindi qualsiasi tentativo di immissione a estate inoltrata sarebbe fallito.
Buchli *et al.* (2013) hanno evidenziato l'importanza dello spessore dello strato attivo del permafrost sulle velocità di circolazione dell'acqua: quando lo strato attivo ha uno spessore massimo, in estate, la velocità di circolazione rallenta rispetto ai momenti in cui lo strato attivo è più sottile. Essendo perciò impossibile eseguire un confronto tra lo spessore degli strati attivi del 1990 e del 2012, è ipotizzabile che questo sia simile al momento della sparizione della copertura nevosa del terreno, situazione che nel 2012 si verifica

circa 1 mese in anticipo rispetto al 1990. Questo lo si è dedotto anche dall'analisi di vecchie diapositive scattate al momento dei tracciamenti di Tenthorey (fig. 5.22).
È molto importante che la massa d'acqua presente nel sistema sia comparabile; se ciò non fosse stato il caso, variazioni sulla tempistica e modalità di circolazione non sarebbero da escludere.

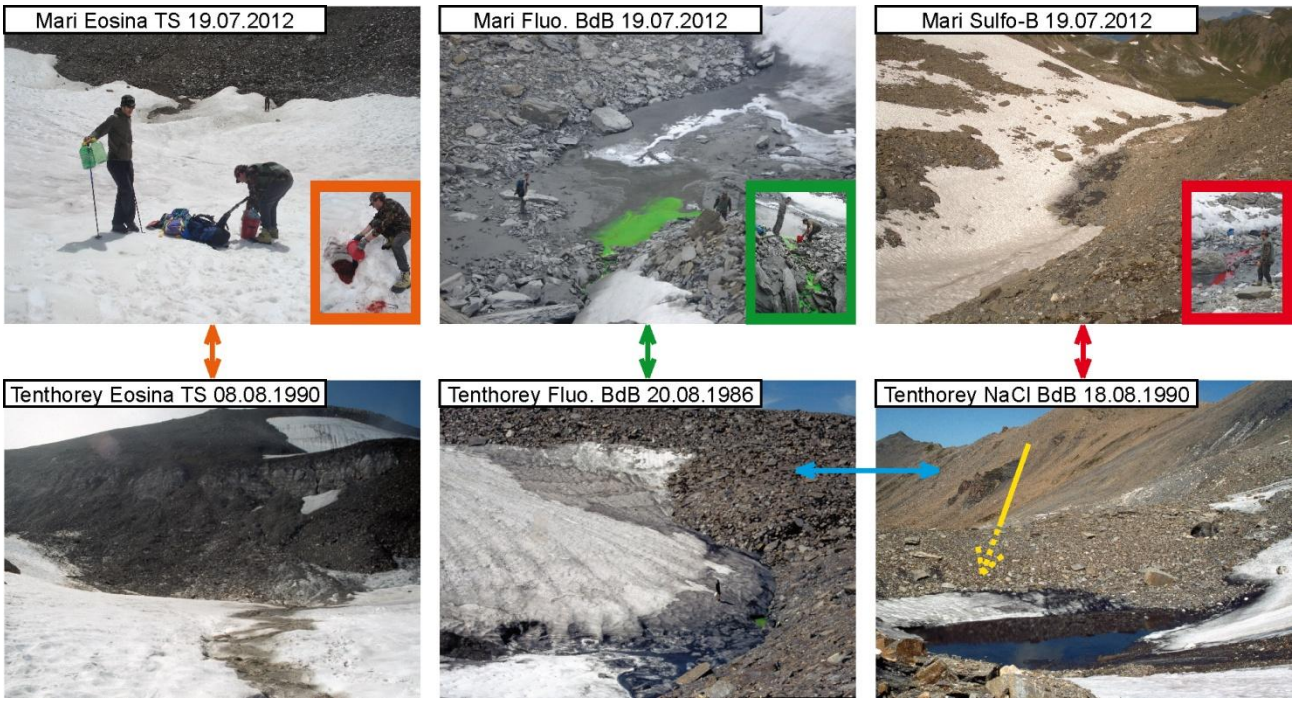


Fig. 5.22: confronto visivo tra le condizioni idrologiche di tracciamento tra le prove di Tenthorey, agosto 1986 e 1990 e Mari, luglio 2012 alle radici dei ghiacciai rocciosi di Tsavolire e Becs de Bosson nei medesimi punti di iniezione (foto Tenthorey rielaborate da Tenthorey, 1993). Nel riquadro colorato è ripreso il momento dell'iniezione dei coloranti delle iniezioni del 2012. Le prospettive delle foto purtroppo non corrispondono. La freccia gialla indica il punto d'iniezione del sale della prova del 1990 che sulla foto si trova dietro la cresta. La freccia blu permette di confrontare invece il medesimo punto d'iniezione tra il 20 agosto 1986 e il 18 agosto 1990: si noti la sparizione del nevaio permanente del 1986.

Sulle mutate condizioni idrologiche è importante osservare come la stessa Tenthorey (1993) osservava la diminuzione dell'estensione dei nevai perenni dal 1986 (in occasione dei suoi primi tracciamenti), al 1990 (durante le ultime iniezioni). Nel 1991 i nevai perenni avevano perso metà della loro estensione rispetto al 1986, in particolare a causa della calda estate 1990 (Tenthorey, 1993, v. anche Haeberli & Herren, 1991). Nel 1991 i glacio nevati e i nevai perenni erano presenti solamente nelle conche ombreggiate sotto la cima Becs de Bosson e della Pointe de la Tsavolire. Tenthorey nel 1993 (Tenthorey, 1993) prevedeva la completa sparizione di questi nevai perenni entro il 2003, cosa che puntualmente si è verificata.
La scelta di anticipare di un mese le iniezioni è stata anche decisa sulla base delle vecchie diapositive scattate da Tenthorey il giorno stesso delle iniezioni del 1986 e del 1990 a Tsavolire e Becs de Bosson. Queste diapositive mostrano i grandi nevai e le pozze d'acqua presenti ai punti delle iniezioni dei traccianti. La fig. 5.22 permette un confronto tra le condizioni di iniezione di Tenthorey e quelle che si sono riscontrate per questo lavoro.
A Tsavolire l'eosina nel 1990 era stata immessa su un "inghiottitoio" nel ghiaccio presente sul nevaio perenne a monte del ghiacciaio roccioso. Durante il mese di luglio 2012 si sono ritrovate praticamente le stesse condizioni, anche se a giudicare dalle foto il nevaio sembra essere più piccolo.
A Becs de Bosson nel 1996 e nel 1990 la fluoresceina e il sale sono stati immessi in due inghiottitoi situati alle radici del ghiacciaio roccioso. Dalle fotografie dell'epoca si nota la presenza di nevai che producono alla loro base dei piccoli specchi d'acqua. Nel 2012 la fine della stagione delle fusione delle nevi ha prodotto delle condizioni comparabili.
Dopo queste doverose premesse metodologiche, il 19 luglio 2012 si è quindi proceduto all'iniezione dei coloranti. La giornata si presentava soleggiata e per due giorni non si sono registrate precipitazioni. È importante segnalare l'assenza di precipitazioni perché la presenza di acqua meteorica supplementare nel

sistema avrebbe potuto modificare i risultati, come per esempio la portata dei corsi d'acqua, la diluizione dei coloranti e il tasso di circolazione (v. cap. 2). Il 22 luglio al mattino sono caduti 20 mm di precipitazioni nell'arco di 2 ore. Questo imprevisto rovescio è stato utile poiché ha permesso delle interessanti osservazioni sulla variazione di portata di alcuni corsi d'acqua (v. cap. 4.5).

5.5. RISULTATI

I risultati di questa prova di multitracciamento rappresentano la somma dei dati raccolti dai fluocaptori dopo 1, 2, 3, 23, 70 e 388 giorni, dai fluorimetri in 23 giorni, dai dati idrologici e da osservazioni di terreno. Solamente integrando queste fonti è possibile elaborare un quadro esaustivo della complessa circolazione idrologica di questa valle (v. cap. 4.5).
Rispetto a Sceru, la sostituzione programmata dei fluocaptori ha permesso di monitorare l'evoluzione della circolazione dei coloranti nella alta Valle di Réchy a corto (1-3 giorni), medio (23 e 70 giorni) e lungo termine (388 giorni). Chiaramente questi risultati si limitano alla circolazione avvenuta fino a 388 giorni dall'iniezione dei coloranti, di conseguenza eventuali restituzioni tardive non possono essere accertate, se non analizzando in futuro gli altri 3 fluocaptori lasciati sul terreno (v. cap. 5.4).
Il laboratorio di analisi del CYHN è stato in grado di analizzare i fluocaptori indicando l'eventuale arrivo del colorante e valutando indicativamente la quantità di tracciante riscontrata (v. allegati 5.8→5.25). Come per il multitracciamento di Sceru si sono quindi stabilite tre categorie: forte segnale, circolazione accertata e tracce. Grazie a queste osservazioni è stato possibile ottenere in modo puramente indicativo anche dei "risultati quantitativi" per lo stesso lasso temporale. Chiaramente per una valutazione precisa delle quantità si devono considerare i risultati di fluorimetri (v. cap. 4.4.6).

5.5.1. RISULTATI DEI FLUOCAPTORI DOPO 1 GIORNO

Dopo un giorno, per motivi organizzativi sono stati sostituiti solamente i fluocaptori 1, 2, 3, 4 e 5 (fig. 5.23). L'eosina iniettata a Tsavolire è giunta con un forte segnale al fronte del ghiacciaio roccioso. All'indomani delle iniezioni l'acqua si presentava arancione a occhio nudo. Anche il fluocaptore 5 ha registrato il passaggio dell'eosina ma con un segnale meno intenso. Questo fluocaptore non è più stato sostituito: essendo infatti immerso in un corso d'acqua temporaneo restava spesso esposto all'aria, falsando in risultati.
A Becs de Bosson la fluoresceina è stata accertata dai fluocaptori posati alle sorgenti sinistra e destra delle radici del ghiacciaio roccioso e dalla sorgente laterale (4). La sulforodamina-B invece è stata registrata solo in tracce alla sorgente destra. A dire il vero dei debolissimi segnali di questo colorante sono stati registrati anche alla sorgente di sinistra e in quella laterale, ma l'intensità del segale è talmente bassa che la causa si potrebbe addebitare ad altre sostanze disciolte nell'acqua (v. allegato 5.10).

Prova di contaminazione

Il giorno delle iniezioni si è proceduto a una "prova di contaminazione" per valutare la possibilità e le eventuali modalità di contaminazione dei fluocaptori (v. cap. 3.1). Questa prova è stata eseguita circa 5 m a valle del fluocaptore 1 e 600 m a monte del fluocaptore 5, dove si è proceduto al lavaggio delle mani e dei secchi che erano sporchi dalla fluoresceina e della sulforodamina-B appena iniettate a Becs de Bosson. Con questo "esperimento" si voleva verificare se, lavando gli strumenti, i coloranti potessero contaminare i fluocaptori 1 e 5 posizionati nello stesso corso d'acqua. Né il fluocaptore 1 né il 5 hanno registrato tracce di questi coloranti. Evidentemente il fatto che il fluocaptore 1 fosse posato a monte del flusso ha fatto si che si fosse risparmiato dal contagio, nonostante si trovasse molto vicino al punto del lavaggio. Il fluocaptore 5 è stato risparmiato dal fatto che probabilmente la diluizione dei coloranti dopo 600m è stata troppo elevata per essere rintracciata. Questa prova ci mostra che comunque i quantitativi di colorante per riuscire a contaminare un corso d'acqua devono essere ben maggiori di qualche macchiolina restata sulle mani o sugli strumenti di lavoro.

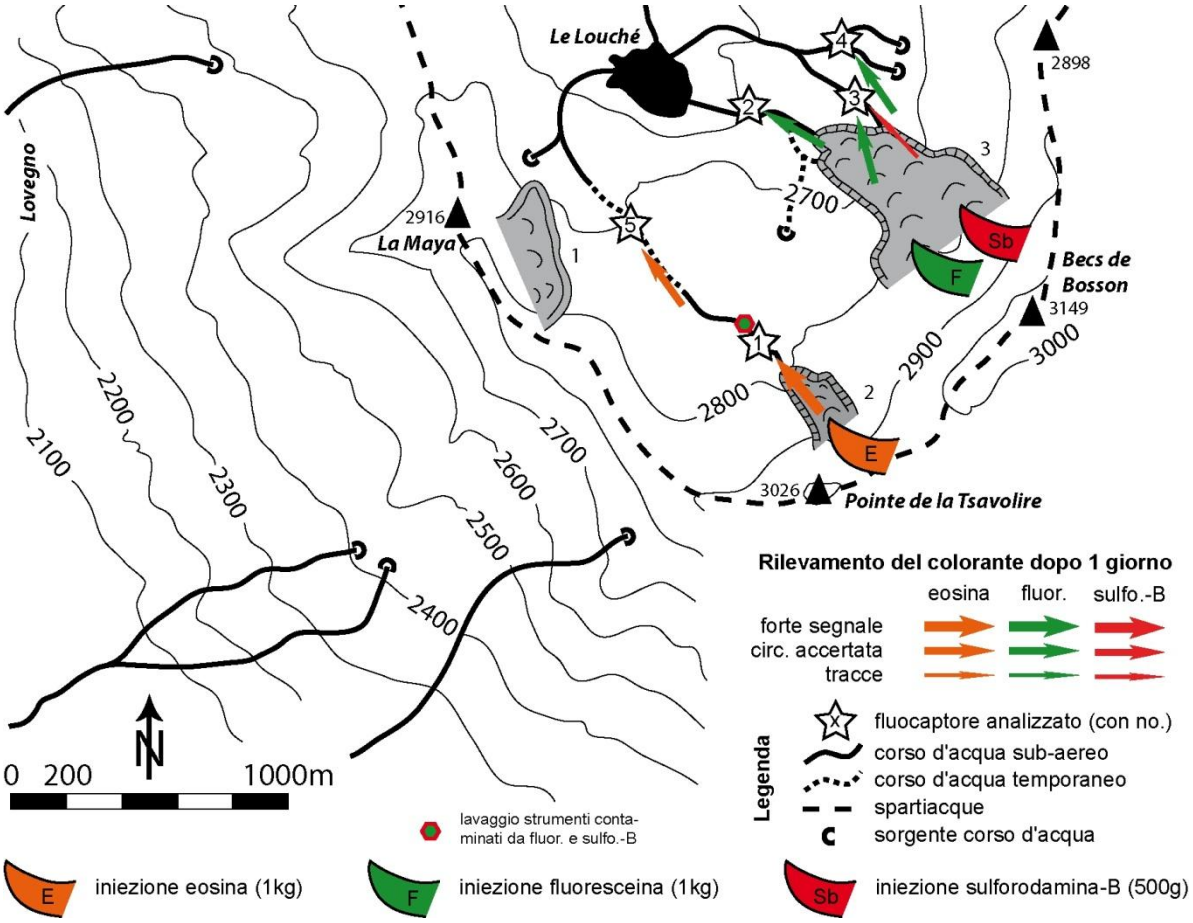


Fig. 5.23: mappa della circolazione dei coloranti dopo 1 giorno dalle iniezioni nella Valle di Réchy elaborata dai risultati dei fluocaptori sostituiti il 20.07.2012. Si noti il punto dove sono stati lavati gli strumenti sporchi di fluoresceina e di sulforodamina-B che comunque non hanno contaminato nessun fluocaptore.

5.5.2. RISULTATI DEI FLUOCAPTORI TRA IL PRIMO E IL SECONDO GIORNO

Il secondo giorno sono stati sostituiti i fluocaptori 1, 2, 3 e 4. Il risultato della circolazione, mostrato dalla fig. 5.24, ci indica unicamente la circolazione tra il primo e il secondo giorno dalle iniezioni, in pratica tra 24 e 48 ore. Si può constatare che la circolazione dei coloranti e la loro intensità non sono cambiati rispetto al giorno precedente. La sorgente di Tsavolire ha registrato ancora un forte segnale di eosina, anche se a occhio nudo l'acqua non si presentava più colorata come il giorno precedente.

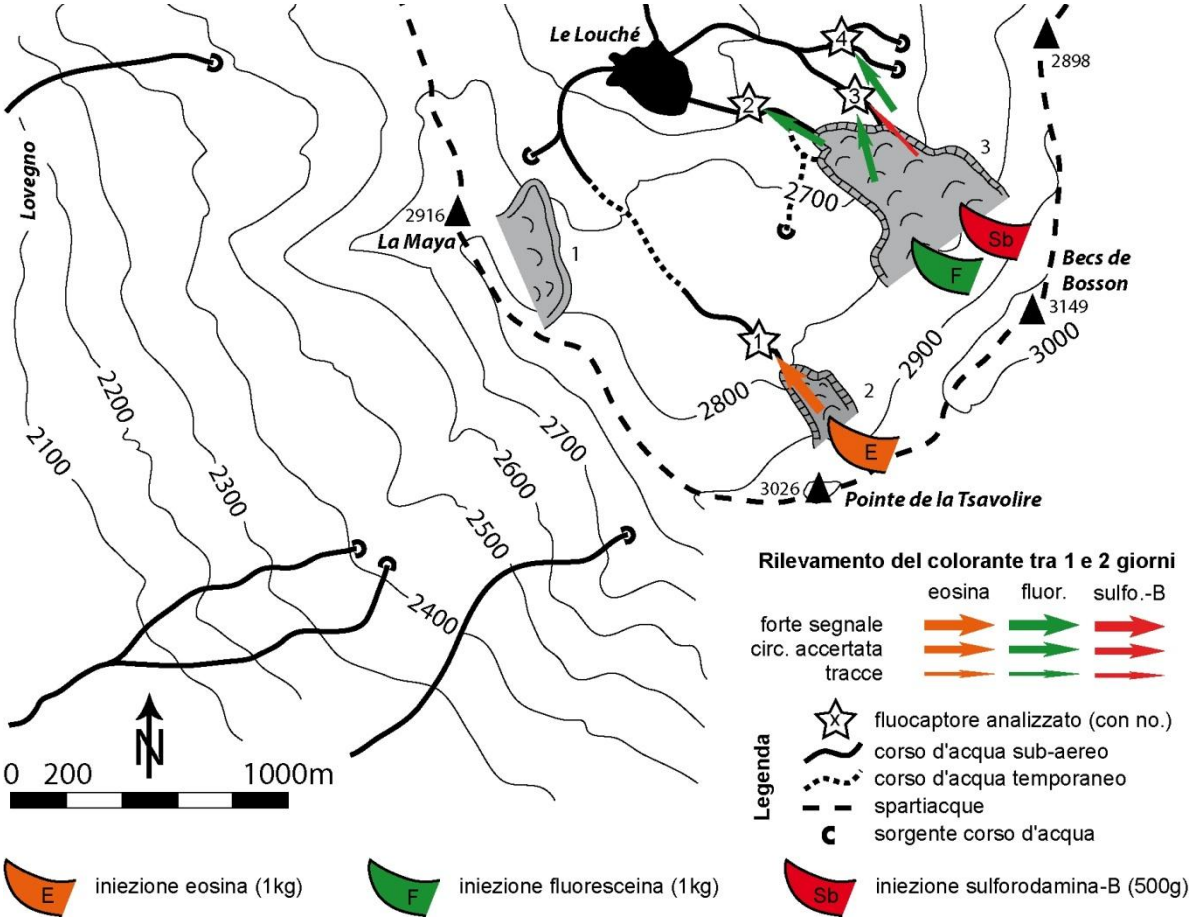


Fig. 5.24: mappa della circolazione dei coloranti tra il primo e il secondo giorno dalle iniezioni nella Valle di Réchy elaborata dai risultati dei fluocaptori sostituiti il 21.07.2012.

5.5.3. RISULTATI DEI FLUOCAPTORI TRA IL SECONDO E IL TERZO GIORNO

Anche il terzo giorno sono stati sostituiti gli stessi il fluocaptori del giorno precedente. A Tsavolire il fluocaptore 4 continua a registrare un forte segnale (fig. 5.25). Le maggiori novità ora si registrano invece a Becs de Bosson, dove il segnale della fluoresceina alle tre sorgenti si attenua notevolmente, fino a diventare rilevabile solo in tracce. A dire il vero alle sorgenti frontali destra e sinistra del ghiacciaio roccioso il segnale è debolissimo e di provenienza incerta (v. allegato 5.14). Tuttavia si può ragionevolmente credere che si tratti della fluoresceina, dato che fino al giorno precedente il segnale di questo colorante era sicuro.
La sulforodamina-B, che fino al giorno precedente si rilevava in tracce solo alla sorgente destra di Becs de Bosson, ora sembra essere sparita. D'ora in poi non avremo più nessuna traccia di questo colorante, nemmeno negli altri punti di controllo.

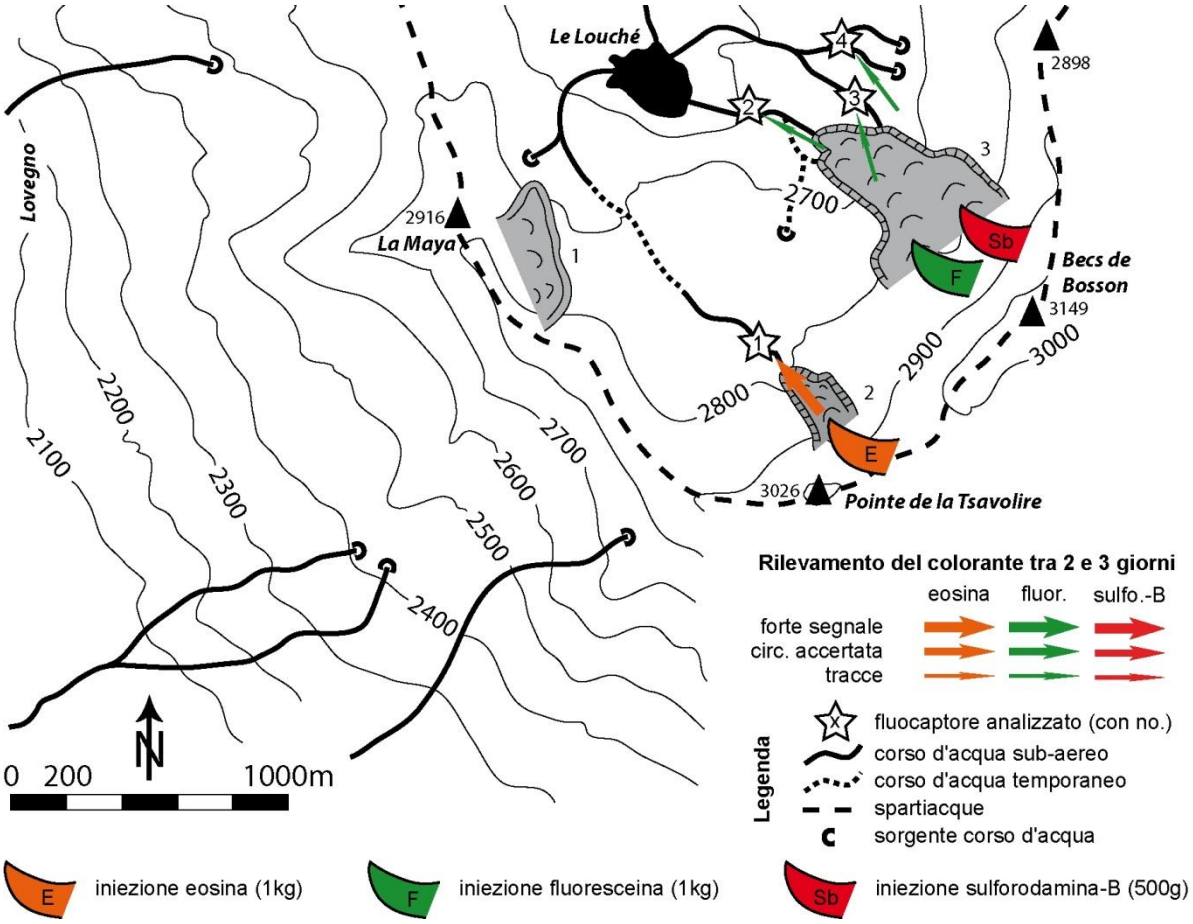


Fig. 5.25: mappa della circolazione dei coloranti tra il secondo e il terzo giorno dalle iniezioni nella Valle di Réchy elaborata dai risultati dei fluocaptori sostituiti il 22.07.2012.

5.5.4. RISULTATI DEI FLUOCAPTORI TRA IL TERZO E IL 23° GIORNO

L'11 agosto 2012 sono stati sostituiti tutti i fluocaptori presenti sul terreno. I fluocaptori 1, 2, 3 e 4, sostituiti il terzo giorno, hanno misurato il passaggio dei coloranti solo dal terzo al 23° giorno, mentre gli altri hanno registrato in continuazione le concentrazioni di coloranti dal momento delle iniezioni. Lo scopo di questa campagna di sostituzioni era di osservare la circolazione a medio termine.
A Becs de Bosson le sorgenti sinistra e destra del ghiacciaio roccioso hanno continuato a restituire la fluoresceina in tracce (fig. 5.26). Questo risultato non è tuttavia confrontabile con i precedenti, dato che rappresenta il risultato dell'accumulo di colorante per 20 giorni. In precedenza i fluocaptori sono stati lasciati in acqua solo 1 giorno. Di conseguenza, se la quantità di tracciante rintracciata è simile, ma ripartita su un lasso di tempo maggiore, allora la sua diluizione è più grande: si deduce allora che la concentrazione della fluoresceina dopo 23 giorni è notevolmente diminuita alle sorgenti frontali del ghiacciaio roccioso Becs de Bosson. Il fluocaptore 2a, posizionato in una piccola sorgente temporanea direttamente sotto il lobo sinistro del ghiacciaio roccioso, ha raccolto invece una maggiore quantità di colorante a causa del fatto che era stato posato già il giorno stesso delle iniezioni e quindi ha avuto modo, specialmente nei primi tre giorni, di accumulare la fluoresceina. I fluocaptori 2a e 2b non sono più stati sostituiti.
L'eosina è stata rintracciata ancora in modo massiccio alla sorgente frontale del ghiacciaio roccioso di Tsavolire. Anche in questo caso il maggior tempo di immersione in acqua ha permesso un maggiore accumulo di tracciante, nonostante la diminuzione della concentrazione. Delle tracce di eosina sono infine state rilevate dal fluocaptore 7 in Valle d'Hérens e dai fluocaptori 2a e 3 a Becs de Bosson. L'eosina ha perciò oltrepassato la linea spartiacque tra le Valli di Réchy e d'Hérens, ma soprattutto è andata a contaminare il sistema idrico di Becs de Bosson, anche se questo passaggio è avvenuto almeno dopo il 4° giorno dalle iniezioni.

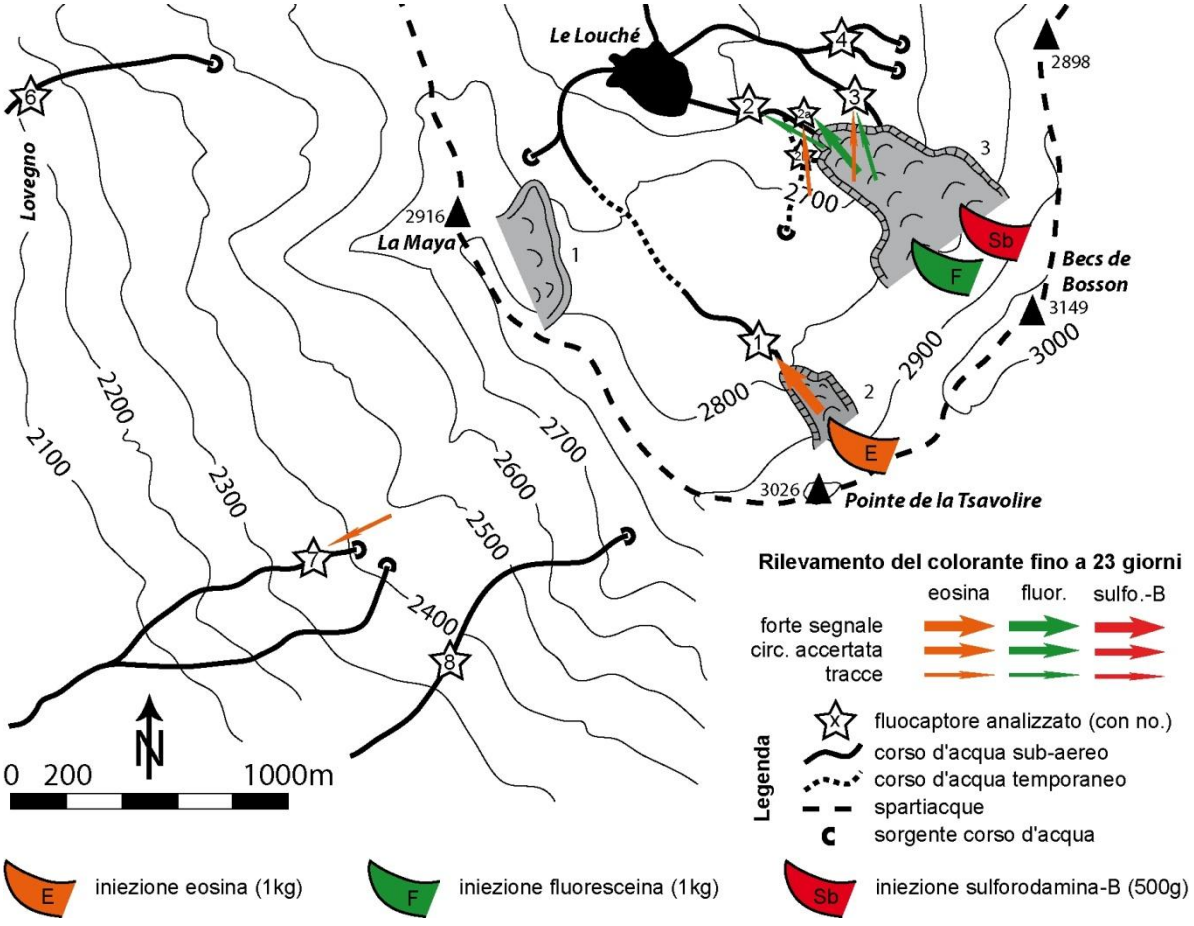


Fig. 5.26: mappa della circolazione dei coloranti fino al 23° giorno dalle iniezioni nella Valle di Réchy elaborata dai risultati dei fluocaptori sostituiti l'11.08.2012. I fluocaptori 1,2,3 e 4 hanno accumulato i coloranti solo dal terzo giorno.

5.5.5. RISULTATI DEI FLUOCAPTORI TRA IL 23° E IL 70° GIORNO

Il 27.09.2012 si sono sostituiti i fluocaptori 1, 2, 3, 4 e 6, quindi si è potuto controllare la circolazione dei traccianti dal 23° al 70° giorno dalle iniezioni, per un tempo complessivo di 47 giorni. In pratica l'unico segnale positivo riscontrato è stata la sorgente del ghiacciaio roccioso di Tsavolire. Il sistema idrologico di Becs de Bosson sembra aver esaurito la restituzione dei traccianti dato che nessun segnale emesso dai fluocaptori situati davanti al ghiacciaio roccioso è stato positivo (fig. 5.27). Anche questa volta il fluocaptore situato a Lovegno non ha dato risultati positivi, quindi fino a 70 giorni non era ancora giunto nessun colorante.
I fluocaptori 1, 2, 3, 4, 6, 7 e 8 sono in seguito stati sostituiti, per controllare l'eventuale circolazione dei coloranti a lungo termine.

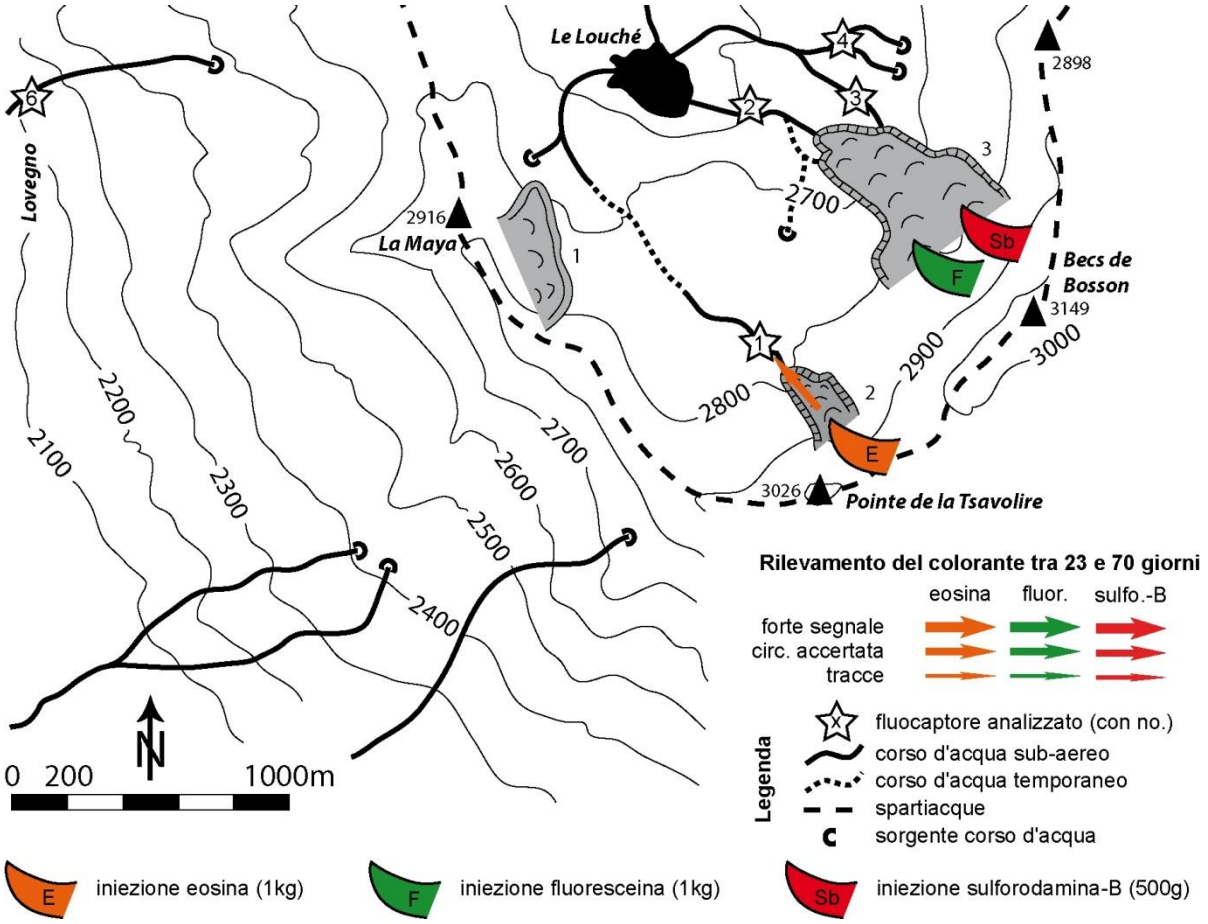


Fig. 5.27: mappa della circolazione dei coloranti dal 23° al 70° giorno dalle iniezioni nella Valle di Réchy elaborata dai risultati dei fluocaptori sostituiti il 27.09.2012.

5.5.6. RISULTATI DEI FLUOCAPTORI TRA IL 70° E IL 388° GIORNO

L'11.08.2013 si sono raccolti i fluocaptori 2, 3, 4, 7 e 8 e si è potuto controllare la circolazione dei coloranti sul lungo periodo, dal 70° al 388° giorno dalle iniezioni, per un tempo complessivo di ben 318 giorni di permanenza in acqua dei fluocaptori (fig. 5.28). La lunghezza di questo periodo di rilevamento ha comportato la rottura della cordicella che legava i fluocaptori 1 e 6, di conseguenza trascinati dalla corrente e andati perduti. Non si potranno purtroppo mai conoscere i risultati a Lovegno e alla sorgente di Tsavolire. I risultati degli altri punti di controllo sono comunque stati sorprendenti, dato che tracce di fluoresceina si sono rilevate alle sorgenti 2 e 3 di Becs de Bosson e lungo il corso d'acqua in cui si trova il fluocaptore n. 7 nella Valle d'Hérens. Degli altri coloranti (eosina e sulforodamina-B) si sono invece perse le tracce. La fluoresceina ha perciò oltrepassato la linea spartiacque tra le Valli di Réchy e d'Hérens (come fece anche l'eosina tra 23 e 70 giorni), evidenziando una circolazione estremamente lenta di questo colorante.
I fluocaptori 2, 3 e 4 situati a Becs de Bosson sono stati ancora sostituiti, per controllare in futuro l'eventuale circolazione a lungo termine all'interno del complesso sistema idrologico di Becs de Bosson.

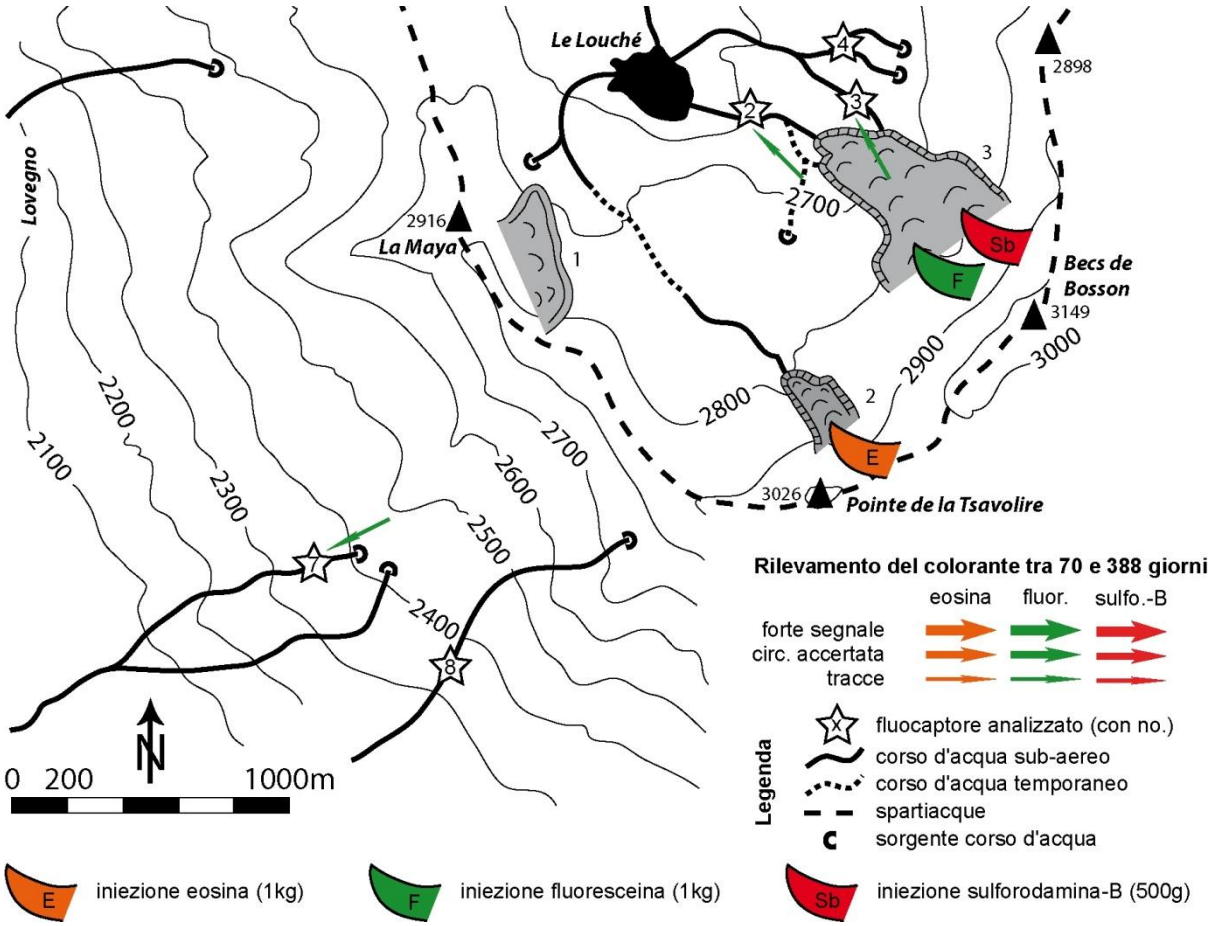


Fig. 5.28: mappa della circolazione dei coloranti dal 70° al 388° giorno dalle iniezioni nella Valle di Réchy elaborata dai risultati dei fluocaptori sostituiti l'11.08.2013.

5.5.7. RISULTATI DEI FLUORIMETRI

Fluorimetro 016 alla sorgente sinistra di Becs de Bosson

Il fluorimetro 016 posto sul riale della sorgente sinistra del ghiacciaio di Becs de Bosson, ha funzionato regolarmente ma non ha prodotto risultati significativi, registrando valori prossimi allo zero sia per la fluoresceina che per la sulforodamina-B. La curva di questo ultimo colorante presenta tuttavia un leggero incremento a partire circa dalla ora 350 (v. allegato 5.23). Questo leggero incremento è giustificato se si osserva la curva della torbidità che segue un andamento quasi parallelo.

Fluorimetro 450 alla sorgente destra di Becs de Bosson

Il fluorimetro 450 posto sul riale della sorgente destra del ghiacciaio di Becs de Bosson non ha rilevato alcun segnale dei coloranti immessi, se non un debolissimo "rumore di fondo" (v. allegato 5.24), nonostante il corretto funzionamento testimoniato dai dati misurati per tutti i 23 giorni di funzionamento dello strumento.
Come visto nei capitoli precedenti i fluocaptori posati accanto ai fluorimetri di Becs de Bosson hanno sempre accumulato concentrazioni molto basse di coloranti i primi giorni, mentre nelle settimane successive i valori erano prossimi allo zero. Anche qui, come alla sorgente di Rongia di Sceru nella Valle di Sceru (v. cap. 3.4.2), il limite di rintracciabilità del fluorimetri automatici è troppo elevato per rintracciare coloranti molto diluiti: questi invece sono stati rintracciati dai fluocaptori che, rispetto ai fluorimetri, accumulano il colorante per tutto il tempo della loro immersione e non solamente a un preciso istante.

Fluorimetro 618 a Tsavolire

A Tsavolire il fluorimetro 618 ha fornito risultati più soddisfacenti, producendo una ben definita curva di restituzione (fig. 5.29) dell'eosina iniettata alle radici del ghiacciaio roccioso. L'eosina ha cominciato a essere rintracciata già dopo 8 ore, mentre il picco di massima concentrazione si è verificato dopo 11 ore. Lo strumento è stato in grado di rilevare il colorante in concertazioni misurabili fino a 33 ore dalle iniezioni. A partire da questo momento il fluorimetro ha registrato valori prossimi a zero. I fluocaptori posati accanto al fluorimetro dopo queste 33 ore, hanno invece continuato a rilevare presenza di eosina, di nuovo a testimonianza del loro inferiore limite di rintracciabilità.

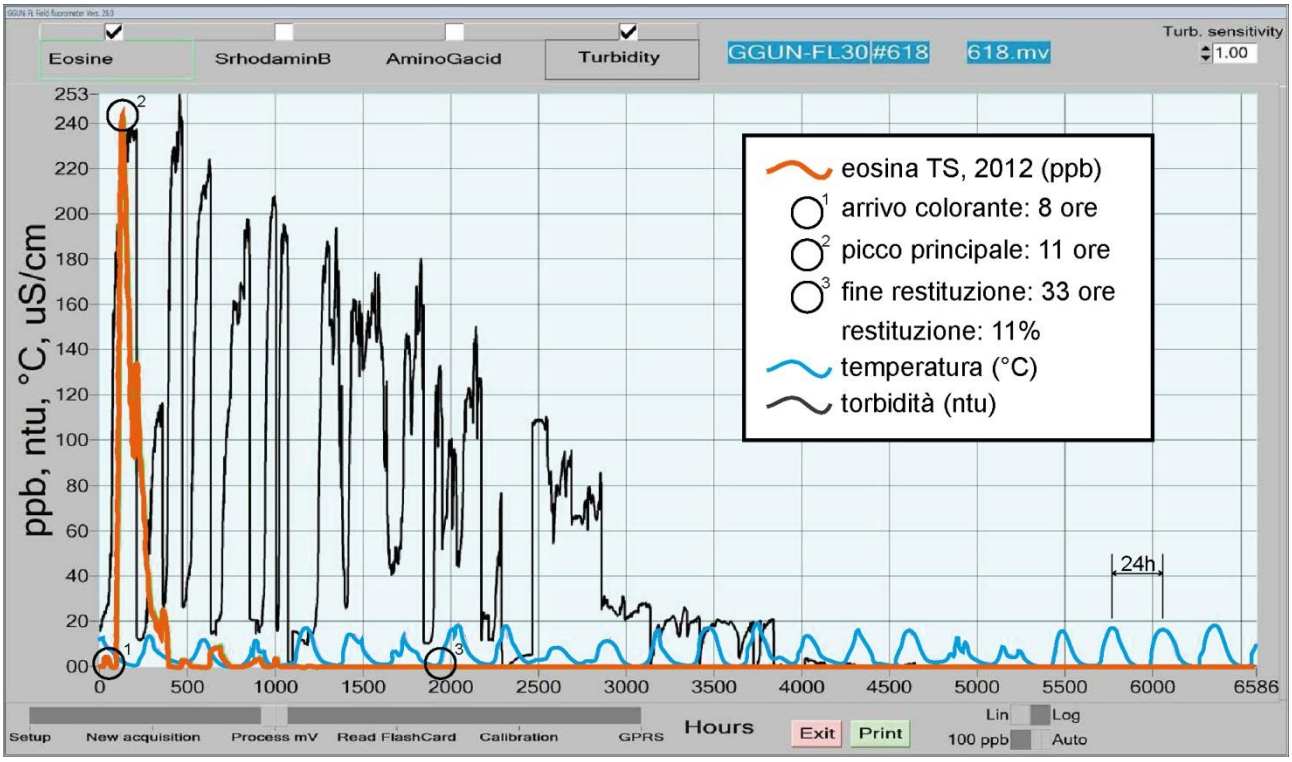


Fig. 5.29: dati registrati dal fluorimetro 618 posizionato alla sorgente del ghiacciaio roccioso di Tsavolire. Si noti in arancio la curva di restituzione del'eosina, in blu la temperatura dell'acqua e in nero la curva della torbidità. La scala del tempo è indicata in misure effettuate ogni 5 minuti dal fluorimetro. Si noti la regolare oscillazione giornaliera della temperatura.

È importante far notare che l'acqua a Tsavolire, fino alla sera del giorno successivo alle iniezioni, si presentava colorata anche a occhio nudo, mostrando il colore arancione scuro dell'eosina. A partire invece dal secondo giorno la trasparenza dell'acqua era di nuovo normale e non si vedeva più nulla il colore arancione.
La torbidità dell'acqua misurata dallo strumento mostra delle fluttuazioni giornaliere decrescenti. La torbidità è stata influenzata dall'aria disciolta nell'acqua: in pratica la sonda è stata immersa in una pozza in

cui l'acqua entrava in modo turbolento e le bolle d'aria che si formavano, quando colpite dai raggi del sole, diffondevano e riflettevano la luce similmente a delle particelle minerali, facendo aumentare il valore di torbidità misurata dal fluorimetro durante il giorno. Chiaramente durante la notte non essendoci raggi solari che colpivano le bolle d'aria, il valore della torbidità scendeva a valori prossimi allo zero, indicando un'acqua limpida. La diminuzione della torbidità misurata dall'apparecchio è da imputare al progressivo deterioramento della trasparenza della superficie del tubo ottico del fluorimetro che, con il tempo, diventa sempre più opaca a causa dello sporco e meno propizia a trattenere le bolle d'aria. Il programma del fluorimetro 618 ha comunque corretto automaticamente il valore della torbidità dalla curva dell'eosina (Schnegg, 2013).
Questo fluorimetro, essendo di nuova generazione (rispetto agli altri utilizzati) ha permesso anche di monitorare la temperatura del riale della sorgente del ghiacciaio roccioso di Tsavolire. Come mostra la fig. 5.29, si possono osservare delle oscillazioni di 24 ore, con valori vicinissimi allo zero durante la notte e fino a 16-17 °C durante le ore pomeridiane. Queste fluttuazioni sono provocate dal fatto che lo strumento è stato posato circa 200 m dal fronte del ghiacciaio roccioso e quindi il percorso dell'acqua sub-aereo ha permesso il riscaldamento dell'acqua durante le calde e soleggiate giornate estive. La scelta di posare il fluocaptore così a valle dal fronte del ghiacciaio roccioso è stata suggerita dalla presenza, alla base del fronte, di sorgenti diffuse, con i loro rispettivi rigagnoli d'acqua, che dopo un centinaio di metri si sono però uniti. Posizionando lo strumento a valle del punto d'unione, possiamo quindi essere sicuri di misurare tutta l'acqua di superficie che nasce dal fronte del ghiacciaio roccioso e quindi di riuscire a calcolare più accuratamente il tasso di restituzione dell'eosina pari a un valore (molto basso) dell'11%.

5.5.8. RISULTATI DA MISURE IDROLOGICHE

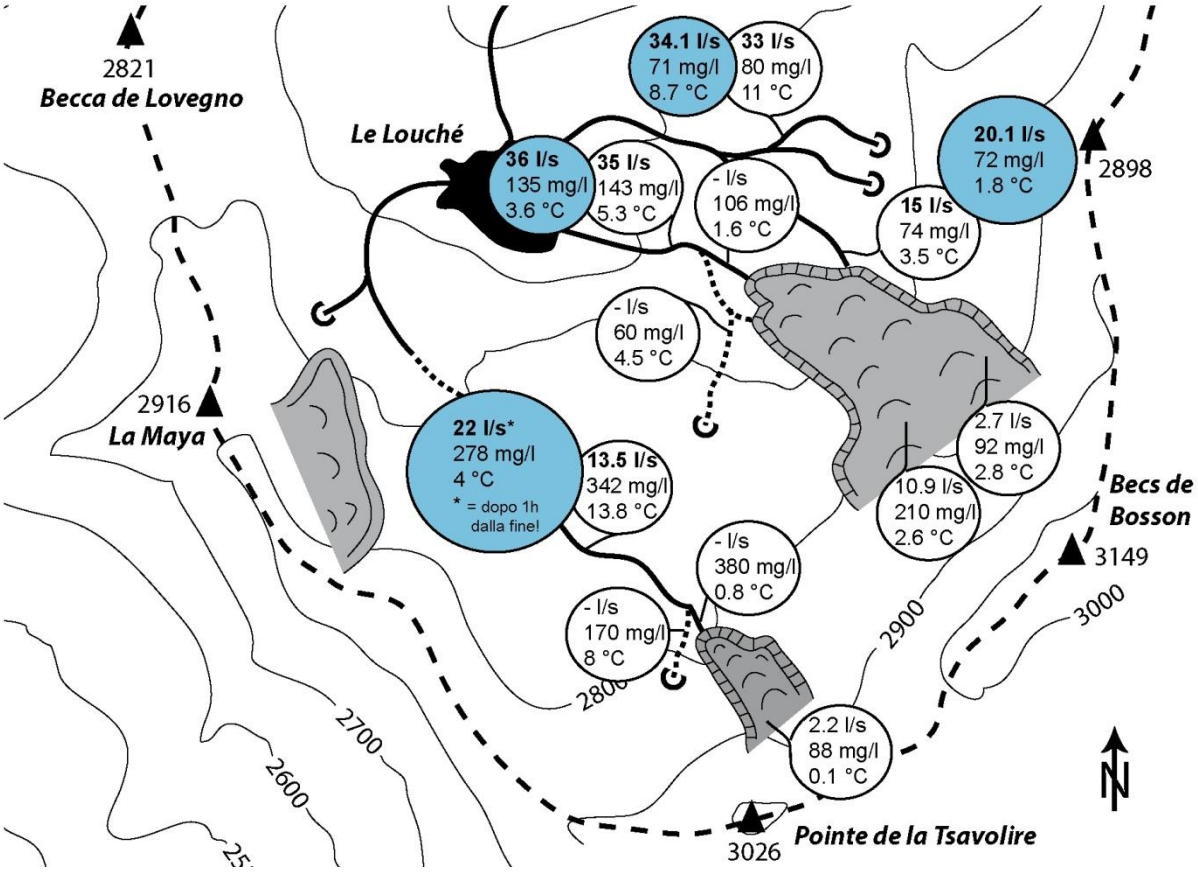


Fig. 5.30: principali misure idrologiche della regione della prova di multitracciamento dell'alta Valle di Réchy. Nel cerchio si può leggere la misura di portata (l/s), di salinità (mg/l) e di temperatura (°C). Nel cerchio blu sono riportate le stesse misure al termine del temporale del 20-21 luglio 2012 che ha scaricato in una notte 20 mm di pioggia. Il diametro del cerchio blu è proporzionale all'incremento di portata misurato dopo il temporale.

La fig. 5.30 ci mostra le principali misure idrologiche effettuate nella regione dei tracciamenti, dove si sono misurati i valori di portata, salinità e temperatura. I valori più alti di salinità si sono riscontrati nella zona tra i ghiacciai rocciosi di Becs de Bosson e Tsavolire, dove si trovano rocce carbonatiche come importanti pacchetti di dolomie cariate. La temperatura dell'acqua delle sorgenti a Tsavolire è prossima allo zero, indicando un passaggio a contatto del corpo ghiacciato del ghiacciaio roccioso. A Becs de Bosson invece la temperatura della sorgente sinistra è stata di 1.6 °C mentre quella di destra è più calda con 3.5 °C. La notte tra il 20 e il 21 luglio si è verificato un temporale che ha scaricato circa 20 mm di pioggia. Subito dopo questo evento, al massimo 2 ore dal termine delle precipitazioni, si sono misurati di nuovo i principali parametri idrologici, con l'obiettivo di scoprire eventuali cambiamenti. La sorgente sinistra di Becs de Bosson non ha mostrato cambiamenti significativi, a destra invece è stato misurato un moderato aumento della portata (da 15 a 20 l/s). A Tsavolire invece il temporale ha prodotto quasi il raddoppio della portata (da 13.5 a 22 l/s) e un moderato abbassamento dei sali disciolti, indicando una circolazione rapida del ghiacciaio roccioso. Da notare come il dato della portata di Tsavolire sia stato misurato dopo 1 ora dalla fine del temporale, mentre a Becs de Bosson sia stato possibile misurare le portate subito dopo la fine delle precipitazioni. I valori delle temperature sono puramente indicativi dato che sono influenzati in primo luogo dal momento della giornata in cui si sono eseguite le misure. È interessante osservare le differenze di salinità dell'acqua delle sorgenti dei ghiacciai rocciosi con quelle delle sorgenti delle falde di detrito che si trovano ai lati che presentano valori più bassi: a Tsavolire 170 mg/l contro 380 mg/l della falda di detrito e a Becs de Bosson 106 mg/l contro 60 mg/l della falda di detrito.

5.6. Discussione e commento dei risultati

5.6.1. Circolazione a Tsavolire

5.6.1.1. Confronto tra le curve di restituzioni dei coloranti 1990-2012

Il confronto effettuato a Tsavolire (fig. 5.31) con il tracciamento del 1990 (v. Tenthorey, 1993) ha prodotto una curva di restituzione che, rispetto alla curva del 1990, presenta un ritardo nell'arrivo dell'eosina di circa 5 ore e un ritardo del picco massimo di circa 8 ore.

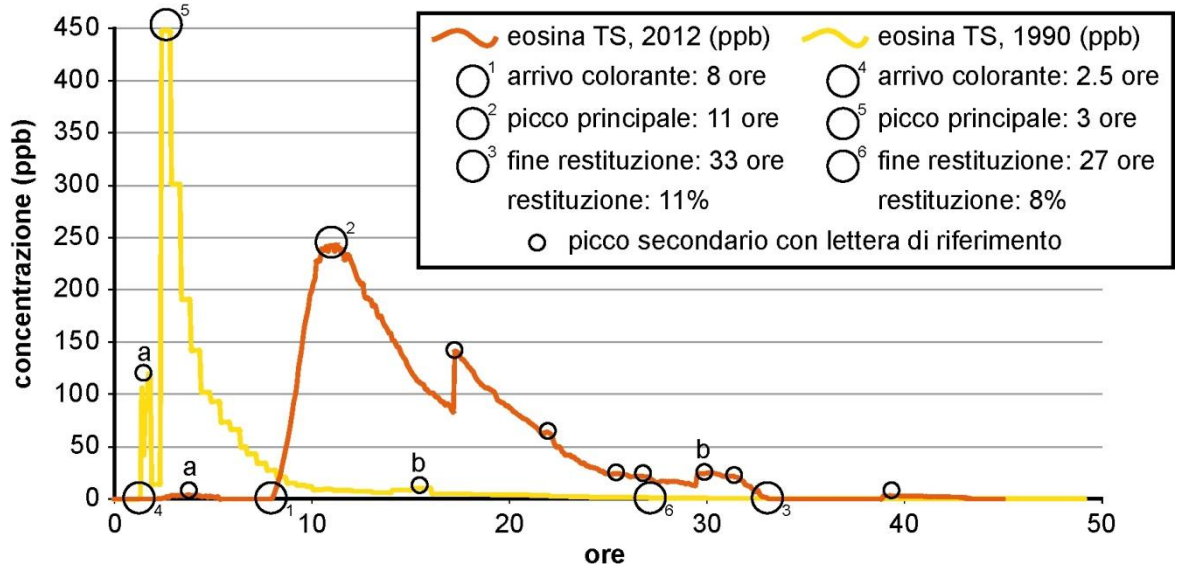


Fig. 5.31: curve di restituzione dei tracciamenti effettuati l'08.08.1990 (curva elaborata da Tenthorey, 1993) e il 19.07.2012 sul ghiacciaio roccioso di Tsavolire. Si notino la corrispondenza nelle due curve dei picchi secondari (a) e (b) e la presenza nella curva del 2012 di un maggior numero di picchi nella coda della curva. Per poter confrontare le concentrazioni delle due curve, si sono adeguate le concentrazioni ad un valore comune di portata e si è tolto il flusso d'acqua proveniente dalla falda di detrito, usando per questo scopo la diluizione dei valori di salinità. Questo è stato fatto perché il fluorimetro 618 è stato posato per motivi tecnici a valle dell'unione della sorgente proveniente dalla falda di detrito con le sorgenti diffuse del ghiacciaio roccioso di Tsavolire.

Nel 2012 la curva presenta una concentrazione di tracciante pari a circa la metà rispetto al tracciamento del 1990. Questo tracciante è però stato restituito più lentamente, così come la fine della restituzione si presenta in ritardo rispetto al 1990. **Questi risultati hanno confermato le ipotesi iniziali, ossia che a distanza di 22 anni si sarebbe manifestata in una modifica della curva di restituzione del tracciante**. Le cause di queste modifiche potrebbero essere spiegate con tre ipotesi ognuna legata a una specifica modalità di circolazione (supra, intra e sub-permafrost).

Ipotesi 1: *circolazione supra-permafrost; aumento dello spessore dello strato attivo del permafrost*

Se consideriamo la distanza tra il punto d'immissione dell'eosina e il punto di rilevamento, nonché il tempo di 8 ore necessario all'arrivo della prima traccia di colorante, si ottiene un valore per la velocità di circolazione nel ghiacciaio roccioso di circa 30 m/h. Questo valore è più elevato rispetto al valore ottenuto a suo tempo da Tenthorey nel 1990 di circa 100 m/h e in linea con i valori compresi tra 15.3 m/h e 43.4 m/h misurati su alcune parti del ghiacciaio roccioso di Furggwanghorn misurati da Buchli *et al.* (2013), per il quale si ipotizzava una circolazione prevalentemente supra-permafrost. Buchli *et al.* (2013) ipotizzano che in un ghiacciaio roccioso con una circolazione prevalentemente di tipo supra-permafrost, un ruolo importante sulle velocità di circolazione dell'acqua sia dato dallo stato dello strato attivo del permafrost: **quando lo strato attivo presenta uno spessore basso le velocità di circolazione sono elevate, mentre quando lo spessore aumenta, come per esempio in estate, l'acqua rallenta la sua velocità di circolazione, frenata da sedimenti insaturi che compongono lo strato attivo. Come già dimostrato da innumerevoli autori (per es. PERMOS, 2013), lo strato attivo tende ad aumentare il suo spessore a causa del riscaldamento in atto.** Sempre secondo Buchli *et al.* (2013) la differenza di velocità di circolazione nello strato attivo a momenti differenti può anche raddoppiare quando questo è più sottile.

Ipotesi 2: *circolazione intra-permafrost; aumento delle fessure nel ghiaccio nel corpo del permafrost*

È interessante osservare la presenza di picchi secondari in entrambe le curve di restituzione. Come evidenziato in tracciamenti in ghiacciai eseguiti da Brugman (1987) e studi geofisici condotti da Sugiyama *et al.* (2008), in un corpo compatto ghiacciato l'acqua circola molto velocemente in canali all'interno del ghiacciaio, ma la restituzione del colorante non è comunque regolare, dato che il fluido deve percorrere differenti percorsi (con differenti lunghezze) all'interno della massa ghiacciata. In particolare, più canali secondari sono presenti, più picchi presenterà la curva di restituzione. L'irregolarità della curva di restituzione è ancora più grande se all'interno della massa ghiacciata si formano delle pozze di acqua liquida di fusione che potrebbero svolgere un effetto di diluizione e/o di tampone sui tempi di restituzione dell'acqua. La curva di restituzione ideale si ha solo in un tubo; le irregolarità rappresentate dai picchi secondari delle restituzioni stanno quindi a indicare la presenza di percorsi alternativi e/o pozze sul tragitto del tracciante. **In ultima analisi, questi picchi secondari potrebbero quindi testimoniare una maggiore fessurazione oppure una parziale fusione del corpo ghiacciato, anche se queste ipotesi potrebbero verificarsi contemporaneamente.**
La curva di restituzione del 2012 evidenzia comunque ancora una circolazione rapida dell'acqua per questo ghiacciaio roccioso, anche se in leggero ritardo rispetto alla curva di restituzione del 1990. **La durata maggiore della restituzione e soprattutto la presenza di un numero maggiore di irregolarità, farebbero comunque supporre un'aumentata fessurazione del corpo ghiacciato, da imputare probabilmente al degrado del permafrost.** Questa conclusione avrebbe un senso solo se per questo ghiacciaio roccioso potessimo dare per scontato la validità dei modelli di circolazione di Tenthorey, ossia di una circolazione prevalentemente supra e intra-permafrost (v. cap. 2.1.1).

Ipotesi 3: *circolazione sub-permafrost; deformazioni della base del ghiacciaio roccioso*

Gli interferogrammi InSAR risalenti alla metà degli anni 90 del secolo scorso indicherebbero per il ghiacciaio roccioso di Tsavolire una magnitudo delle velocità di circa 30 cm/a. Il GPS fisso installato all'inizio del 2013 (v. cap. 5.6.1.2) ha invece misurato delle velocità orizzontali di superficie medie di circa 80 cm/a. Come visto nella parte IV (cap. 5.5), che è comunque possibile confrontare i valori quantitativi di queste due tecniche con le necessarie precauzioni dovute alle due metodologie (v. anche parte II, cap. 3), allora possiamo constatare una tendenza all'accelerazione dei movimenti del ghiacciaio roccioso in questi ultimi due decenni. Questa tendenza è del resto confermata dalla misura dei movimenti decennali del

ghiacciaio rocciosi Stabbio di Largario (v. parte IV, cap. 4.11.4) e da innumerevoli studi (per es. Roer, 2005; 2007) che hanno evidenziato un'accelerazione delle velocità in relazione al riscaldamento del clima (v. parte IV, cap. 2.4). **Queste accelerazioni avrebbero quindi prodotto a Tsavolire un'estensione del ghiacciaio roccioso stesso comportando delle deformazioni delle sue parti basse, parti direttamente a contatto con il terreno sottostante. Questo processo avrebbe rotto o quantomeno alterato i canali sub-permafrost di circolazione dell'acqua, rendendo quest'ultima più lenta e irregolare, come evidenziato dalla modifica della curva del 2012 (fig. 5.31).**

5.6.1.2. QUALE TIPO DI CIRCOLAZIONE SI VERIFICA A TSAVOLIRE?

Lo scopo è ora di ragionare quale di queste tre ipotesi sia la più probabile. Per scoprirlo è quindi fondamentale individuare il tipo di circolazione che si è prodotta a Tsavolire.

In base ai dati idrologici

Al punto di misura del fluorimetro 618 posato a Tsavolire, si registra una salinità di 342 mg/l, la quale va letta come una media della salinità (380 mg/l) misurata al fronte del ghiacciaio e della salinità (170 mg/l) misurata alla sorgente della falda di detrito situata a sinistra del fronte del ghiacciaio roccioso. Infatti il valore di 342 mg/l è molto più vicino al valore di 380 mg/l che a 170 mg/l, dato che l'apporto di acqua della sorgente della falda di detrito contribuisce in misura molto minore alla concentrazione di sali nell'acqua, rispetto alle sorgenti diffuse presenti al fronte del ghiacciaio roccioso. Come si è notato nel cap. 5.5.8, il temporale avvenuto nella notte tra il 20 e il 21 luglio 2012 (20 mm di pioggia) ha provocato un aumento immediato della portata della sorgente del ghiacciaio roccioso, quantificabile dopo un'ora dalla fine delle precipitazioni in un +170% (da 13,5 a 22 l/s). La salinità è invece solo leggermente diminuita (da 342 a 278 mg/l). Se l'acqua piovana fosse circolata sul tetto del permafrost, la salinità sarebbe dovuta essere molto più bassa, in considerazione del fatto che non sarebbe venuta a contatto con le dolomie presenti sotto il ghiacciaio roccioso. Se l'acqua piovana è circolata invece sul fondo del ghiacciaio roccioso allora, ha avuto modo di arricchirsi in sali minerali, anche se in misura minore a causa dell'aumento della velocità di circolazione causata dal temporale. Il fatto che l'acqua si sia arricchita di sali minerali dalle rocce sottostanti è dato dal fatto che la salinità dell'acqua misurata nel punto d'immissione dell'eosina è di appena 88 mg/l, un valore nettamente più basso che quello misurato a valle del ghiacciaio roccioso. **Tenendo quindi in considerazione tutti questi elementi, saremmo di fronte alla prova di una circolazione prevalentemente sub-permafrost.**
Ad ogni modo una circolazione così rapida e con poca diluizione del colorante ci fa escludere la presenza di un acquifero. L'assenza di un acquifero ci è anche confermata dai rapidi tempi di aumento della portata della sorgente del fronte del ghiacciaio roccioso dopo il temporale. In pratica l'apporto di acqua piovana non ha avuto modo di venire assorbito dall'eventuale acquifero poroso presente nel e/o sotto il corpo del ghiacciaio roccioso, che in quel caso si sarebbe comportato da tampone, rallentandone il drenaggio. Il ghiacciaio roccioso ha invece restituito subito la massa d'acqua supplementare alle sue sorgenti, evidenziando un rapido drenaggio.

In base ai dati del profilo ERT

A Tsavolire è stato eseguito un profilo geoelettrico ERT (*Electric Resistivity Tomography*) con 72 elettrodi, effettuato in due parti di 48 elettrodi ciascuna con una distanza di circa 3 m tra gli elettrodi stessi, coprendo in totale 210 m dal fronte verso monte (fig. 5.32). Questo profilo mette in evidenza la presenza di una bassa resistività elettrica nella parte alta, dovuta probabilmente alla presenza di umidità nel terreno. Nella parte alta del ghiacciaio roccioso probabilmente non c'è permafrost, ma si deve tenere in considerazione che il profilo in questa zona era leggermente spostato sulla destra della mezzeria del ghiacciaio roccioso e quindi la parte gelata principale se presente, è forse stata sfiorata. Sempre nella parte alta del profilo a 5 m di profondità dalla superficie, la resistività diventa più alta, al limite di contatto con materiali parzialmente gelati (v. colori verde e marroni). Più a valle la resistività raggiunge e supera i 200´000 ohm, valore che indica la presenza di ghiaccio, con uno spessore valutabile in circa 10-15 m. Uno strato meno resistente si trova sotto. Il fronte invece è meno resistente e più umido, con presenza di molti blocchi in superficie e materiali più fini sottostanti. Considerando che il punto di iniezione dell'eosina si trova poco distante dalla parte alta del

profilo (v. fig. 5.32), non è da escludere che almeno una parte del colorante si sia infiltrato sotto il corpo del ghiacciaio roccioso, circolando sotto il permafrost.
Anche i profili geoelettrici ci potrebbero quindi fornire degli indizi sulla presenza di una circolazione di tipo sub-permafrost, in parziale contraddizione con le ipotesi iniziali e con il modello elaborato per i ghiacciai rocciosi attivi da Tenthorey (1993).

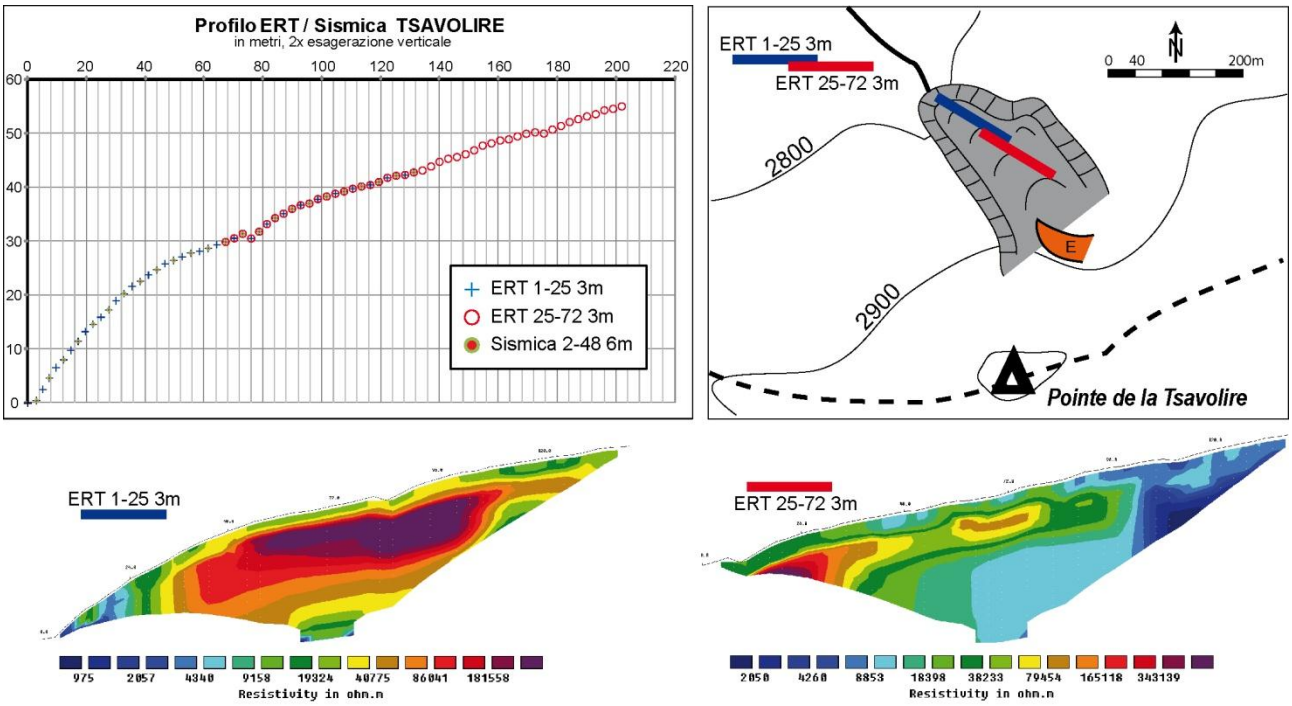


Fig. 5.32: sezione longitudinale, localizzazione e profilo ERT del ghiacciaio roccioso di Tsavolire. In arancio il punto di iniezione dell'eosina. Si noti la maggiore pendenza della parte bassa del corpo del ghiacciaio roccioso.

In base alla circolazione dei coloranti

È interessante notare come questo ghiacciaio roccioso presenti un tasso di restituzione del colorante basso dell'ordine del 10% confermando praticamente il tasso del 1990 calcolato da Tenthorey (1993). **Il restante 90% del colorante è quindi sceso dal corpo del ghiacciaio roccioso e penetrato nel terreno sottostante, a conferma dell'ipotesi enunciata sopra, nell'analisi del profilo geoelettrico, in cui prevale l'idea di una circolazione sub-permafrost.**
Una parte dell'eosina iniettata è stata rintracciata (dopo almeno 3-4 giorni dalle iniezioni), dalle sorgenti frontali del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson, dimostrando quindi che i sistemi idrologici dei due ghiacciai rocciosi sono in comunicazione. Questo fatto smentisce quindi i presupposti con cui Tenthorey ha effettuato i tracciamenti del 1986 basati sulla presunta assenza di contaminazioni tra i due sistemi (v. Tenthorey, 1993). Quindi anche il risultato del tracciamento del 21.08.1986 (v. fig. 5.20) è da considerare potenzialmente contaminato dall'iniezione di eosina effettuata a Tsavolire il giorno precedente.
L'altra parte di colorante di Tsavolire è stata rintracciata nell'adiacente Valle d'Hérens dopo un tragitto di almeno 3-4 giorni. In questo caso sono stati confermati i risultati del 1990 anche se alla sorgente di Lovegno per il momento non è ancora uscito colorante. Ad ogni modo l'acqua ha oltrepassato la linea spartiacque delle due valli, a testimonianza della complessità dei percorsi ipogei.
Il ghiacciaio roccioso di Tsavolire ha evidenziato in definitiva un veloce ed importante drenaggio delle sue acque interne.
Molto probabilmente l'acqua si è diffusa dalla parte sottostante il corpo del ghiacciaio roccioso, a raggiera in tutta la regione, favorita dai percorsi carsici e dalle numerose diaclasi di origine neotettonica presenti nella zona di Tsavolire.

In base alla dinamica dei movimenti del ghiacciaio roccioso

In gennaio 2013 su un grosso blocco in mezzo al ghiacciaio roccioso di Tsavolire è stato installato un apparecchio GPS fisso. Dal 18.01.2013 sono disponibili i dati in continuo sui movimenti di quel preciso punto (fig. 5.33). Le velocità minime si sono registrate durante l'inverno 2013 con dei valori di circa 70 cm/a. Dal mese di marzo 2013 si può osservare un aumento costante di questi valori fino al mese di luglio 2013. Questi valori rimangono in seguito praticamente costanti fino a dicembre (95 cm/a) per poi scendere nuovamente fino a 75 cm/a durante l'inverno 2014. Dal mese di aprile 2014 si registra un nuovo aumento. **Anche se i dati a nostra disposizione sono limitati nel tempo si ha comunque a disposizione l'andamento completo su un anno che ci permette comunque di osservare innanzi tutto le deboli variazioni di magnitudo stagionali, con i valori estivi superiori di appena il 20% rispetto ai valori invernali. Si nota inoltre l'assenza della tipica accelerazione dei movimenti durante il periodo della fusione delle nevi**, al contrario di quanto evidenziato nel limitrofo ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson (v. parte IV, cap 2.4.3, fig. 4.2). **Sembrerebbe quindi che i movimenti del ghiacciaio roccioso di Tsavolire siano avulsi dalla componente idrologica e appena influenzati dalla componente termica. Se la componente idrologica è assente, allora è ipotizzabile l'assenza di una circolazione intra-permafrost o di un acquifero sotto il corpo del ghiacciaio roccioso. Di conseguenza anche questi dati sulla dinamica farebbero pensare a un circolazione prevalentemente sub-permafrost.**

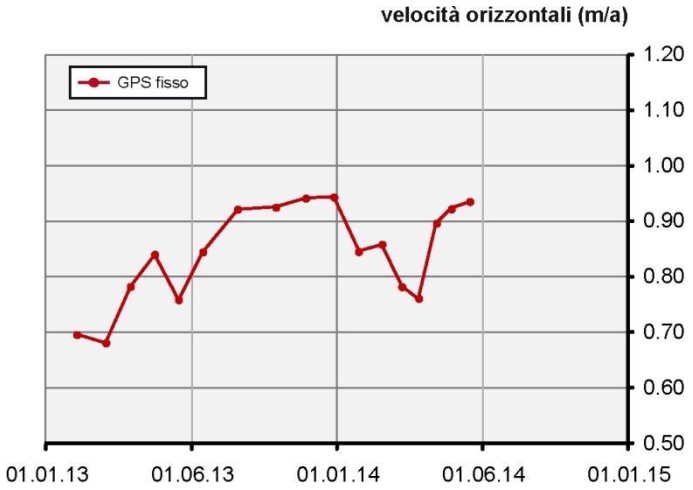


Fig. 5.33:

velocità orizzontali di superficie (m/a) del ghiacciaio roccioso Tsavolire.

5.6.1.3. CONCLUSIONI SULLA CIRCOLAZIONE A TSAVOLIRE

A questo punto, tutti gli indizi a disposizione sembrerebbero indicare con relativa sicurezza che **a Tsavolire si verifica una circolazione di tipo sub-permafrost (ipotesi 3), sconfessando di conseguenza i modelli idrologici elaborati da Tenthorey (1993)** visti in precedenza (v. cap. 2.1.1, fig. 5.2). Circolazioni supra o intra-permafrost è probabile che possano verificarsi, ma in misura minima, come del resto dimostrato dal fatto che il 90% del colorante si disperde nel terreno carsico sottostante.

5.6.2. CIRCOLAZIONE A BECS DE BOSSON

Il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson ha evidenziato una circolazione lenta dei coloranti e delle percentuali di restituzione non quantificabili ma molto limitate, confermando i risultati ottenuti a suo tempo da Tenthorey (1990, 1992). Anche con i tracciamenti del 2012 si è verificato almeno in parte un mescolamento dei coloranti iniettati alle 2 perdite situate alle radici del ghiacciaio roccioso. **Questo ghiacciaio roccioso presenta quindi una circolazione prevalentemente di tipo sub-permafrost con una probabile presenza di una falda acquifera sotterranea che avrebbe trattenuto e diluito i coloranti iniettati.**
La circolazione sub-permafrost sarebbe anche confermata dalle numerose investigazioni geofisiche (BTS e ERT) effettuate dall'università di Friborgo, che indicano come il permafrost sia assente nella zona delle radici di questo grande ghiacciaio roccioso, ossia nei due punti in cui sono state iniettate la fluoresceina e la

sulforodamina-B. Questa situazione avrebbe quindi favorito una rapida infiltrazione dei coloranti alla base del corpo di Becs de Bosson.
Inoltre la presenza di un acquifero sotto il corpo di questo ghiacciaio roccioso è anche suggerita dal tempo necessario per far aumentare la portata delle sorgenti dopo il temporale. Le misure effettuate mostrano come il ghiacciaio roccioso agisca a corto termine (ore) da tampone (grazie all'acquifero) all'immissione straordinaria di acqua piovana, facendo aumentare di poco la portata delle sue sorgenti. Se si osservano i valori dei sali disciolti, si nota che in generale, questi sono più bassi che a Tsavolire. La causa di ciò è da ricercare anche nel differente substrato litologico che si trova nella zona (v. cap. 5.1). Inoltre la salinità della sorgente destra di Becs de Bosson ha registrato, dopo il temporale, una costanza dei valori (da 74 a 72 mg/l) nonostante un discreto aumento della portata (da 15 a 20.1 l/s): questo fatto farebbe ipotizzare che l'acqua uscita dopo il temporale sia quella contenuta nell'acquifero, che a sua volta è stata "spinta" idraulicamente fuori dal ghiacciaio roccioso dall'apporto a monte di nuova acqua piovana.
Dal mese di agosto 1996 per un anno, Gardaz (1998) ha monitorato la portata della sorgente sinistra (n. 140 secondo la sua nomenclatura) e del riale che si forma dall'unione della sorgente destra e dalle sorgenti laterali (n. 139 secondo la sua nomenclatura) del ghiacciaio roccioso Becs de Bosson (fig. 5.34-A). In pratica la massima portata si verifica tra giugno e luglio durante la fusione delle nevi. In seguito la portata diminuisce progressivamente ma non raggiunge mai lo zero; anche in pieno inverno le sorgenti sono attive con circa 4-5 l/s. Questo fatto rappresenta un'ulteriore indizio della presenza di un acquifero che continua a rilasciare acqua anche se isolato dalla precipitazioni esterne dalla coltre nevosa.
La presenza di questo acquifero e le notevoli dimensioni di questo ghiacciaio roccioso sono quindi i principali responsabili della lenta ed estremamente diluita circolazione dell'acqua, che si traduce in un drenaggio lento.
Dal 15 luglio 2012 (4 giorni prima delle iniezioni dei coloranti), sono disponibili i dati in continuo forniti da uno strumento GPS fisso (fig. 5.34-B). I valori confermano la dinamica già evidenziata con le numerose campagne pluriannuali di monitoraggio cinematico (v. parte IV, cap. 2.4.3, fig. 4.2), che hanno messo in evidenza l'accelerazione dei movimenti durante il periodo primaverile della fusione delle nevi. È quindi probabile che il principale responsabile di questa accelerazione si appunto la grande quantità d'acqua presente tutto l'anno sotto e nel ghiacciaio roccioso, favorita dal suo lento drenaggio.

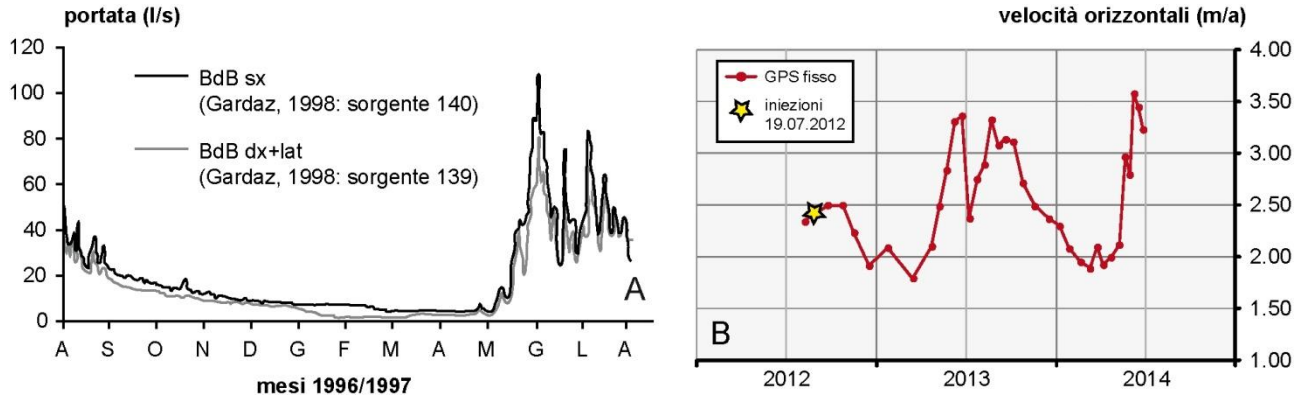


Fig. 5.34: (A) portata delle sorgenti sinistra (BdB sx) e destra con sorgente laterale (BdB dx+lat) del ghiacciaio roccioso Becs de Bosson durante l'anno 1996 (dati Gardaz, 1998). Anche in inverno l'acquifero situato sotto il ghiacciaio roccioso continua il rilascio di acqua dalle sue sorgenti frontali. (B) velocità orizzontali di superficie (m/a) del ghiacciaio roccioso Becs de Bosson.

A questa dinamica si deve aggiungere anche l'infiltrazione dell'acqua nel substrato roccioso in parte carsico e fessurato del ghiacciaio roccioso (come a Tsavolire), testimoniato dal rilevamento di tracce di fluoresceina nella Valle d'Hérens. Il passaggio della fluoresceina tra il punto d'iniezione di Becs de Bosson e la Valle d'Hérens, deve per forza essersi compiuto nel sottosuolo, data la presenza di una cresta spartiacque tra i due punti. Non è da escludere che la fluoresceina abbia percorso la stessa via dell'eosina che, iniettata a Tsavolire, è stata rilevata prima nello stesso punto. È comunque molto interessante constatare come il tempo che la fluoresceina ha impiegato per giungere nella Valle d'Hérens sia stato di almeno 70 giorni, quindi estremamente lento. Se si considera il lungo periodo di immersione in acqua del fluocaptore e la bassissima quantità di colorante che è stata rilevata, possiamo dedurre un'elevata diluizione della fluoresceina da parte dell'acquifero che si trova probabilmente sotto il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson. Questa grande

diluizione è provata anche dai lunghi tempi di restituzione (tra 70 e 388 giorni almeno) della fluoresceina alle sorgenti destra e sinistra di Becs de Bosson. Sarà molto interessante osservare in futuro, se anche i fluocaptori attualmente posizionati in queste sorgenti continuano anche dopo 1 anno a ricevere del colorante. Si delinea comunque per questo ghiacciaio roccioso un quadro idrologico estremamente complesso.

5.6.3. CIRCOLAZIONE NELL'ALTA VALLE DI RÉCHY

La regione dell'alta Valle di Réchy presenta una circolazione decisamente complessa nel suo insieme, risultante dalla combinazione delle circolazioni endemiche dei singoli ghiacciai rocciosi presenti e dal substrato litologico caratteristico dell'intera valle.
La fig. 5.35 mostra una possibile interpretazione della circolazione dell'acqua nella regione dell'Alta Valle di Réchy. La complessità dei sistemi idrologici dei due ghiacciai rocciosi presi in esame non può che riflettersi sulla visione d'insieme dell'intera vallata che risulta altrettanto complessa. La circolazione che si propaga a raggiera dai punti di iniezione sia a Tsavolire sia a Becs de Bosson, farebbe pensare alla presenza in tutta la regione di un **acquifero a permeabilità fissurale**, dove l'acqua circola entro fratture perlopiù beanti (aperte e collegate tra di loro) e in parte nelle sottili coperture detritiche, dove i tempi di transito sono brevi e con capacità di immagazzinamento dell'acqua medio-basse. La presenza di un acquifero sotto il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson e forse anche in altre zone della vallata, riduce i tempi di percolazione dell'acqua nel terreno.
La complessità del sistema idrologico della regione è data anche dai differenti valori idrologici come la salinità misurata nei corsi d'acqua della valle che presentano valori molto differenti tra di loro a distanza di pochi metri dai punti di misura. È il caso per esempio del valore di salinità misurato alla sorgente sinistra del ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson e della sorgente che si trova a pochi metri sul versante a lato, oppure della sorgente destra dello stesso ghiacciaio roccioso (v. anche Gardaz, 1998). La salinità è influenzata dalla durata e dal contatto di rocce differenti. Di conseguenza i percorsi sotterranei di differente lunghezza e i tempi più o meno lunghi durante i quali l'acqua resta a contatto delle rocce, giustificano questi risultati.

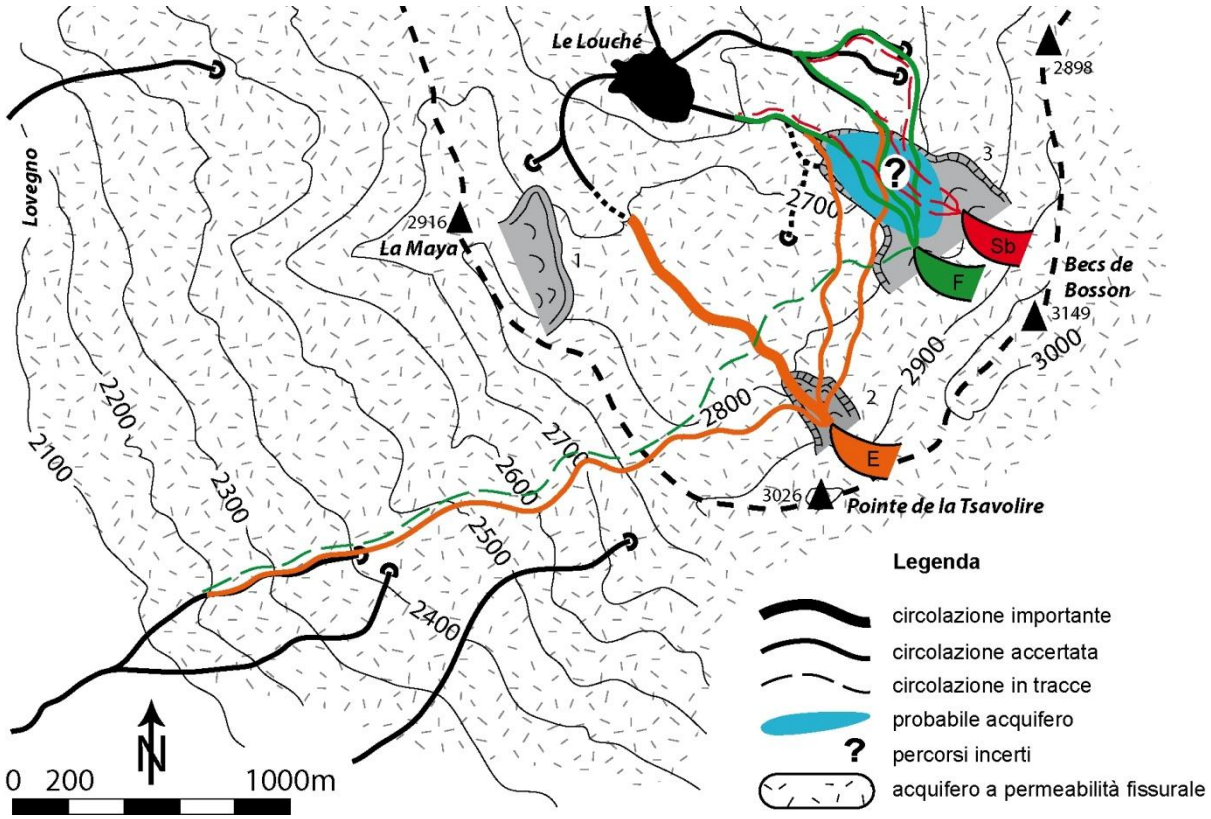


Fig. 5.35: interpretazione della circolazione dei coloranti nella alta Valle di Réchy. Si noti la complessità dei tracciati e la presenza dell'acquifero a Becs de Bosson e più in generale di un acquifero a permeabilità fissurale in tutta la regione.

5.7. VALUTAZIONE SULLA QUALITÀ DEI RISULTATI PRODOTTI A RÉCHY

Rispetto ai tracciamenti nella Valle di Sceru, la prova di multitracciamento nell'alta Valle di Réchy ha potuto contare su un numero maggiore di coloranti, fluorimetri e fluocaptori. Questo ha permesso di ottenere un quadro d'insieme più preciso, anche se evidentemente i mezzi a disposizione non sono mai abbastanza per evidenziare ulteriori percorsi e dinamiche idrologiche.
Ad ogni modo i risultati ottenuti sono sicuramente di grande valore e hanno permesso di eseguire un confronto estremamente proficuo e costruttivo con le prove eseguite da Tenthorey più di 20 anni fa. I risultati ottenuti sono decisamente innovativi e hanno permesso la correzione e l'aggiornamento dei vecchi modelli idrologici riguardanti la circolazione dei fluidi in un ghiacciaio roccioso.

6. CONCLUSIONI E PROSPETTIVE FUTURE: UNA NUOVA VISIONE IN 4D

Degrado del permafrost e circolazione ipogea

Allo stato attuale delle ricerche, non è possibile mettere in relazione con certezza il degrado del permafrost con le mutate condizioni di circolazione dell'acqua, dato che la circolazione intra-permafrost, che avrebbe dovuto testimoniare ciò a Becs de Bosson, non è stata provata e a Tsavolire è stata praticamente esclusa. Tuttavia i valori della cinematica disponibili per il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson dal 2004 ci mostrano una dinamica particolare delle velocità orizzontali stagionali e annuali (Delaloye, 2010): si può osservare un aumento delle velocità orizzontali annuali dal 2005 misurate tramite DGPS, fenomeno comune ad altri siti alpini monitorati dal 1990 al 2013 (PERMOS, 2013; v. anche Kääb *et al.*, 2007b). Questa accelerazione dei movimenti orizzontali (v. anche parte IV, fig. 4.2-A) potrebbe comportare uno stiramento con conseguente fessurazione del corpo del permafrost e quindi dare una conferma all'ipotesi sopra.
Perruchoud & Delaloye (2007) hanno mostrato, grazie alla fotogrammetria, sempre per il ghiacciaio roccioso di Becs de Bosson, un aumento del 100% delle velocità orizzontali negli ultimi due decenni e fino al 30% da un anno all'altro. Kääb (2005) ha mostrato, a Becs de Bosson, tra i periodi 1986-1991 e 1991-1999, un'accelerazione delle velocità di superficie. Del resto questo fenomeno è in parte anche evidenziato per i ghiacciai rocciosi monitorati per questa tesi durante il periodo 2009-2013 in Ticino e nella Regione Gottardo (v. parte IV, cap. 5.7).
A questo punto è interessante tenere in considerazione il ruolo dell'acqua per giustificare l'accelerazione stagionale durante il periodo di fusione delle nevi di Becs de Bosson, considerando che il drenaggio in questo ghiacciaio roccioso è molto lento. A Tsavolire invece i risultati DGPS hanno evidenziato la mancanza di questa accelerazione primaverile (v. fig. 5.33) delle velocità a causa proprio di questo veloce drenaggio.
Sarà inoltre interessante osservare i movimenti DGPS di Tsavolire sul lungo periodo, per eventualmente scoprire se i movimenti di questo ghiacciaio roccioso stiano aumentando come avviene a Becs de Bosson e quindi causando la probabile rottura dei canali ipogei sub-permafrost che ha spiegato le differenti dinamiche di percolazione dell'acqua che si sono prodotte recentemente, evidenziate dalla prova di tracciamento con l'eosina.
I movimenti InSAR degli anni 90 del secolo scorso sembrerebbero confermare questo incremento cinematico, ma una prova affidabile si avrà solo in futuro con il confronto dei dati ottenuti con la stessa tecnica (DGPS).
Solamente con ulteriori profili geoelettrici effettuati nelle vicinanze del punto d'iniezione, si potrebbe meglio comprendere la distribuzione del permafrost e la circolazione all'interno del ghiacciaio roccioso di Tsavolire.
A queste considerazioni va inoltre aggiunto il ruolo dello strato attivo che, come evidenziato da Buchli *et al.* (2013), è molto importante sulle velocità di circolazione. Nel caso specifico di Tsavolire è impossibile valutare l'influenza di questa parte superficiale di permafrost, ma se si considera che il tasso di restituzione è stato molto basso e che quindi la maggior parte del colorante è penetrata nel corpo del permafrost e poi nel terreno, possiamo supporre che l'influenza dello strato attivo sia stata minima. Questo ancora di più se si considera che la prova di confronto del 2012 è stata effettuata nelle stesse condizioni idrogeologiche del 1990 (v. cap. 5.4).

Caratteristiche idrologiche dell'Alta Valle di Réchy

Per mostrare la presenza di un acquifero fissurale diffuso in tutta la parte alta della Valle di Réchy, sarebbe interessante effettuare in futuro delle misure di fessurazione del terreno mediante il metodo VLF-R, come effettuato nella regione del Lucomagno da Mari (1996) (v. anche Mari & Otz, 1997): quì la fessurazione presente nelle rocce, prevalentemente in direzione O-E, favoriva la circolazione dei coloranti lungo queste direttrici e producendo delle restituzioni di coloranti tra la Val Piora, la Valle di Santa Maria e la Valle di Campo. Questa modalità di circolazione dell'acqua nella regione del Lucomagno (v. Mari & Otz, 1997) avveniva con la medesima lentezza e diluizione riscontrata tra la Valle di Réchy e la Valle d'Hérens.
La fig. 5.36 mostra una sintesi delle caratteristiche idrologiche dell'Alta Valle di Réchy. Nello schema sono elencate le specificità morfologiche e idrologiche (e le loro cause) dei ghiacciai rocciosi di Tsavolire e Becs de Bosson.

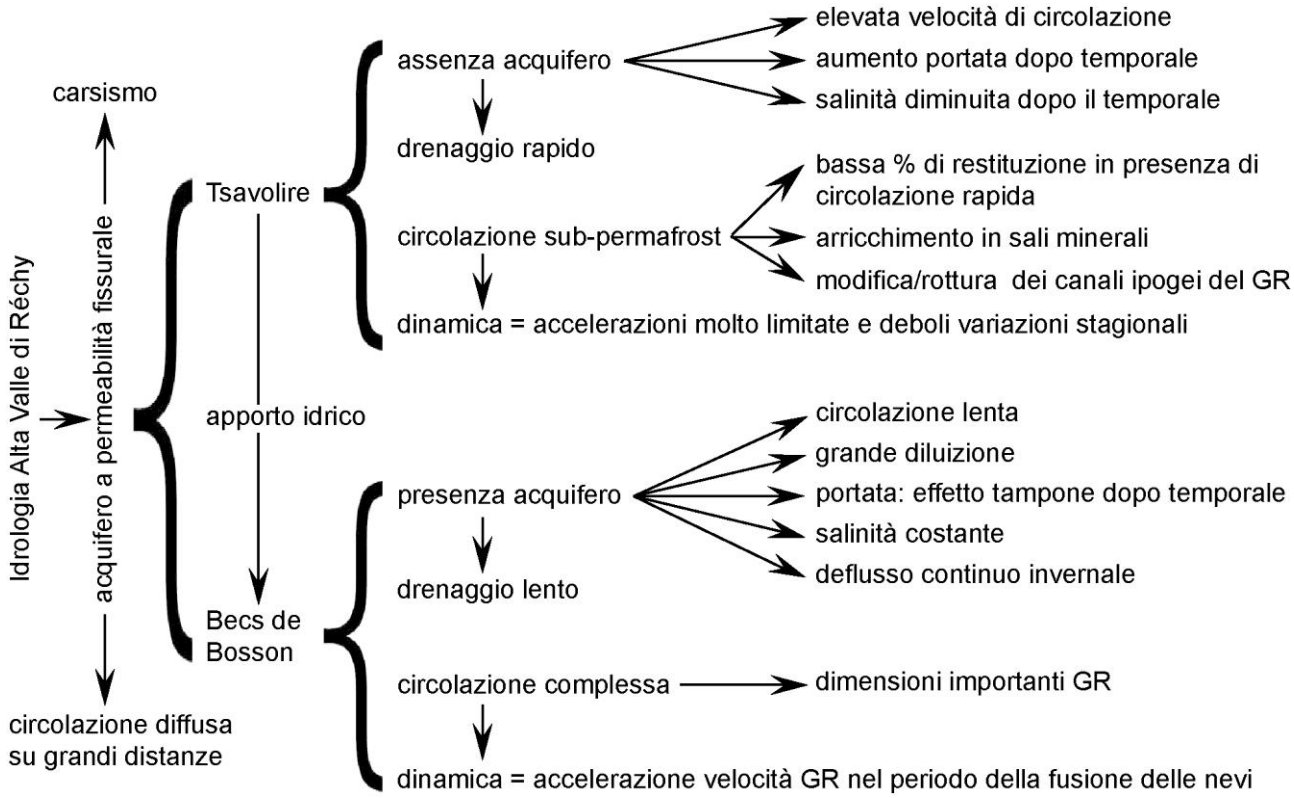


Fig. 5.36: schema riassuntivo della circolazione idrologica nell'Alta Valle di Réchy, con caratteristiche morfologiche e cause idrologiche dei ghiacciai rocciosi di Tsavolire e Becs de Bosson.

Ruolo dell'acqua sulla dinamica di un ghiacciaio roccioso

La fig 5.37 permette di sintetizzare il ruolo dell'acqua sulla dinamica di un ghiacciaio roccioso in base a ciò che è emerso con le prove di multitracciamento a Réchy.
A scala annuale l'assenza di accelerazioni durante il periodo della fusione delle nevi è da imputare a una circolazione supra-permafrost che logicamente non può alimentare l'eventuale falda acquifera sottostante, quest'ultima diventa a questo punto ininfluente per la dinamica, oppure a una circalzione sub-permafrost senza la presenza di un acquifero (come nel caso di Tsavolire). Se invece le accelerazioni durante la fusione della coltre nevosa sono presenti, come a Becs de Bosson, allora in questo caso l'acqua gioca un ruolo fondamentale a causa della circolazione sub o intra-permafrost in presenza di un acquifero sottostante che durante questo periodo andrebbe a mettere in pressione l'intero sistema. A questa scala giocano un ruolo fondamentale la componente idrologica e quella termica.
A scala pluriannuale solo la componente termica gioca un ruolo determinante: l'assenza di accelerazioni confermerebbe la stabilità delle condizioni idrologiche, mentre se avvengono delle accelerazioni, probabilmente si è in presenza di una modifica del percorsi ipogei dell'acqua,

testimoniati da un rallentamento delle velocità di circolazione, causati probabilmente da variazioni nella componente termica.
In quest'ultimo caso si tratterebbe ancora di scoprire se sussistono anche delle modifiche del corpo ghiacciato del ghiacciaio roccioso.

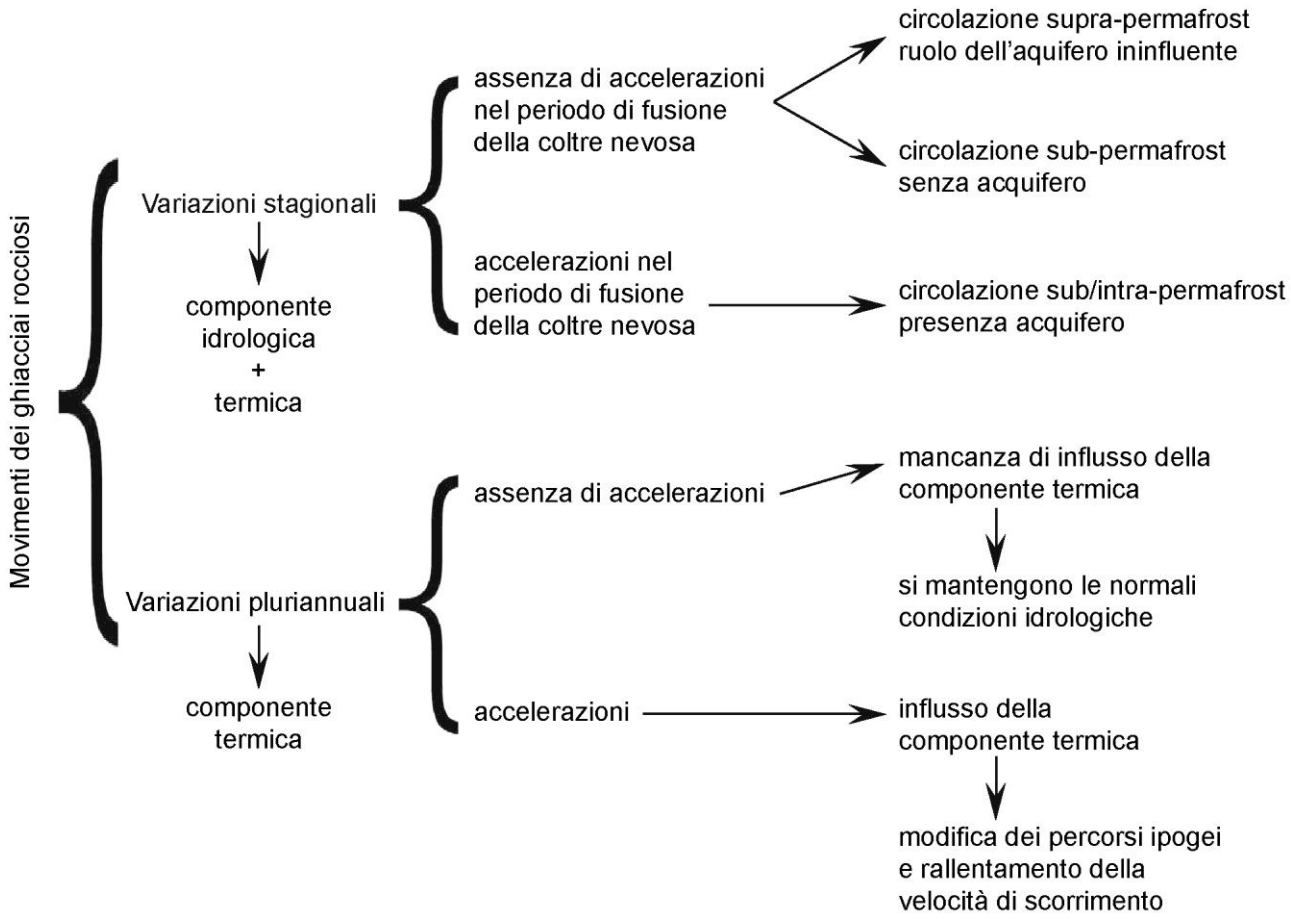


Fig. 5.37: schema riassuntivo del ruolo dell'acqua sulla dinamica di un ghiacciaio roccioso in base ai risultati delle prove di multitracciamento effettuate a Réchy.

Caratteristiche idrologiche della Valle di Sceru

Per migliorare la comprensione della circolazione dell'acqua nella Valle di Sceru, sarebbe invece necessario ripetere i tracciamenti ed eseguire delle misure in continuo della portata dei riali, allo scopo di ottenere dati più precisi sulla percentuale di restituzione dei traccianti, anche tenendo in considerazione il regime e la quantità delle precipitazioni nella regione.

Bilancio idrologico di un ghiacciaio roccioso

Il bilancio idrologico di un ghiacciaio roccioso è estremamente complesso e difficile da realizzare, considerando la grande diversità di parametri che, oltre al permafrost stesso, possono influenzare la circolazione delle acque. Questi parametri sono variabili da sito a sito e mutevoli nel tempo (fig. 5.38).
Queste prove di multitracciamento hanno evidenziato come la circolazione dell'acqua nei ghiacciai rocciosi e nelle regioni periglaciali in generale sia influenzata anche dal periodo dell'anno preso in considerazione. La stessa prova effettuata per esempio in autunno o inverno, evidenzierebbe probabilmente delle dinamiche idrologiche diverse. Questa esigenza di ricerca si scontra tuttavia nella difficoltà tecnica di immettere traccianti in stagioni con una presenza di acqua sub-aerea assente, se non a costo di costose immissioni di acqua mediante elicotteri dotati di cisterne.
La circolazione dell'acqua all'interno di un ghiacciaio roccioso è quindi da intendere come un fenomeno estremamente dinamico e mutevole nel tempo. Confinare la comprensione della circolazione

dell'acqua all'interno di una zona in presenza di permafrost con i modelli di circolazione sub-, intra- e supra-permafrost sembra essere riduttivo, se non addirittura errato.
Invece di associare questi modelli di circolazione alle differenti tipologie di ghiacciaio roccioso, si dovrebbe considerare ogni ghiacciaio roccioso come un elemento unico e con le sue specificità. Questo a maggior ragione se si considera la moltitudine di parametri che intervengono nel bilancio idrologico dei ghiacciai rocciosi.

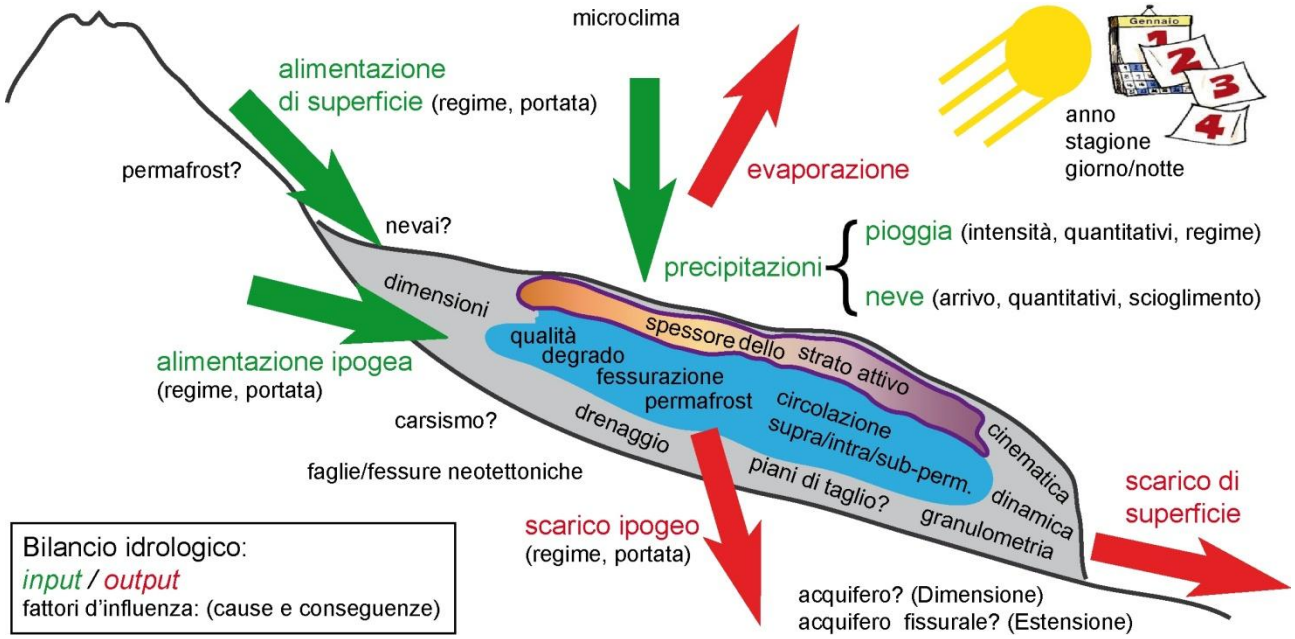


Fig. 5.38: modello del bilancio idrologico di un ghiacciaio roccioso. Si noti la complessità del sistema idrologico e la moltitudine dei fattori coinvolti, che possono essere suddivisi in apporto (*input*, in verde), in sottrazione (*output*, in rosso) d'acqua e in fattori che influenzano il bilancio idrologico.

Queste prove di multitracciamento hanno evidenziato l'importanza di un approccio spaziale e temporale specifico per ogni sito studiato, in una sorta di "visione in 4 dimensioni", dove anche il tempo gioca un ruolo determinante e può essere un utile alleato per evidenziare cambiamenti nelle dinamiche delle circolazioni.

Metodi e procedure

A livello metodologico queste prove di tracciamento hanno evidenziato l'importanza del metodo scelto per l'analisi della circolazione dei coloranti. I fluorimetri si sono mostrati efficaci solo in presenza di rapide circolazioni: quando le restituzioni si sono manifestate più lentamente e magari anche molto diluite, il loro limite di rintracciabilità non ha infatti permesso di raccogliere risultati soddisfacenti. In questo senso i fluocaptori si sono rivelati un migliore strumento d'indagine, in particolare se sostituiti a tempi prestabiliti, hanno permesso una visione d'insieme qualitativa e anche in parte quantitativa. Inoltre i fluocaptori presentano il vantaggio della loro trasportabilità e possono quindi essere usati per monitorare un numero di punti potenzialmente molto grande, con lo scopo di avere un'idea generale della circolazione dell'acqua in vaste regioni come sono le Valli di Sceru e Réchy.
Questi primi risultati mostrano le potenzialità di questo tipo di ricerche per lo studio e il monitoraggio dell'evoluzione del permafrost, anche in relazione al surriscaldamento climatico in atto, nonché per un'implementazione dello studio delle risorse in acqua disponibili in questi ambienti periglaciali.

Possibili investigazioni idrologiche nelle Alpi Ticinesi

Considerando la particolari caratteristiche morfoclimatiche delle Alpi Ticinesi (v. parte I, cap. 3.7), sarebbe interessante estendere le prove di multitracciamento su qualche ghiacciaio roccioso di questa regione. **In particolare Monte Prosa Nord o Ganoni di Schenadüi, si potrebbero prestare a esperimenti di questo tipo dato che dispongono di sorgenti frontali adatte a studiare il transito dei coloranti. Questi ghiacciai rocciosi presentano inoltre delle importanti variazioni stagionali dei movimenti orizzontali, che**

potrebbero aiutare a meglio comprendere il ruolo dell'acqua sulla loro dinamica. Le prove di tracciamento sarebbero però da confrontare solo con dei dati cinematici ottenuti in continuo da GPS fissi, i quali metterebbero in evidenza l'eventuale presenza delle componenti termicha e idrologica. A questo punto si potrebbero confrontare i risultati ottenuti con quelli ottenuti a Réchy per il presente studio e studiare l'eventuale influenza dei caratteristici regimi e quantitativi delle precipitazioni di Vallese e Ticino.

Parte VI: complemento DIDATTICO

IMPLEMENTAZIONE DIDATTICA NEL MEDIO SUPERIORE DELLA RICERCA UNIVERSITARIA IN GEOMORFOLOGIA

(MONITORAGGIO E DESCRIZIONE DEI GHIACCIAI ROCCIOSI COME ESEMPIO DI METODOLOGIA SCIENTIFICA MESSA IN OPERA NEI LAVORI DI MATURITÀ)

Apparentemente questa sezione potrebbe sembrare decontestualizzata dal resto di questa tesi, dato che questo capitolo non si occupa esclusivamente di ricerca in geomorfologia. Qui le tematiche disciplinari viste nei capitoli precedenti forniranno la base per investigare temi legati alla didattica e alla psicopedagogia dell'insegnamento della geografia sul terreno, grazie in primo luogo ai lavori di maturità (LAM) svolti dai miei allievi di quarta liceo.
La prima parte di questa sezione vuole spiegare le ragioni che hanno condotto a questo complemento didattico, partendo dalle basi legali che giustificano il quadro di riferimento per i LAM.
Nel secondo capitolo verranno approfondite le motivazioni che hanno dato origine a questo progetto, la cui struttura sarà approfondita nel terzo capitolo. Questo progetto verrà valutato nel quarto capitolo, nel quale si esporranno le principali questioni di ricerca legate alla percezione e alla rappresentazione dei ghiacciai rocciosi. In seguito i capitoli 5 e 6 spiegheranno le principali metodologie impiegate, rispettivamente l'insegnamento tramite la scoperta e i metodi qualitativi usati come l'osservazione partecipante e i colloqui semistrutturati.
I risultati ottenuti saranno esposti nel capitolo 7, che saranno usati come punto di partenza per una implementazione didattica dei LAM (cap. 8). Questa sezione si terminerà con una breve sintesi e considerazioni generali di questa, si spera, innovativa esperienza didattica (cap. 9).

Norme APA e layout specifico per questa parte

Le norme APA (*American Psycological Association*) descrivono le regole editoriali che specificano l'insieme degli elementi relativi alla presentazione di questa sezione. Per maggiori informazioni si vedano per esempio i lavori di Desaulniers (2013). L'applicazione di queste norme è stata estesa anche alle altre sezioni di questa tesi al fine di avere un'uniforme e coerente impostazione bibliografica. Qui però si utilizzerà esclusivamente la narrazione in prima persona, dando maggiore peso alle esperienze e alle considerazioni personali soggettive, dato che i principali soggetti di studio in questa sezione sono gli allievi in carne ed ossa e non forme geomorfologiche. Lo scopo è di rendere più personale e coinvolgente la descrizione di questo progetto didattico.

1. CONTESTO

1.1. IL RINNOVO DELLA MATURITÀ FEDERALE: INTRODUZIONE DEL LAM

Nel 1995 è stata approvata la nuova **ordinanza federale di maturità** (O/RRM, 1995) che ha introdotto una vera e propria rivoluzione negli studi liceali. In pratica si sono sostituiti i precedenti indirizzi liceali (classico, scientifico, linguistico, letterario e economico) con varie opzioni specifiche disciplinari, come per esempio Fisica Applicazioni Matematica (FAM) e Biologia Introduzione Chimica (BIC).
È con questo rinnovo del 1995 che si introduce anche il LAM, da svolgere tra la fine del terzo anno e l'ultimo anno di studi: per l'epoca si trattava di una novità dato che in precedenza si svolgevano delle ricerche più semplici e brevi con le quali era difficile insegnare una rigorosa base metodologica e scientifica.
Il LAM, essendo parte integrante di questo rinnovo, contribuisce a raggiungere nuovi obiettivi che questa ordinanza vuole ottenere (v. art. 5 O/RRM 1995): lo scopo delle scuole medie superiori (SMS) è di offrire agli allievi l'acquisizione di solide conoscenze di base e di favorire uno spirito di giudizio indipendente. Si privilegia in questo caso un'ampia formazione, equilibrata e coerente che dia agli allievi la maturità

necessaria per continuare la loro carriera scolastica alle università e per svolgere nella società tutte quelle attività complesse che essa richiede.
Il secondo paragrafo di questo articolo mette in evidenza come le maturande e i maturandi debbano essere in grado di acquisire un nuovo sapere, di sviluppare la curiosità, l'immaginazione, la facoltà di comunicazione, come pure di lavorare da soli e in gruppo. Essi devono essere in grado di esercitare il ragionamento logico e l'astrazione, ma anche il pensiero intuitivo, analogico e contestuale, imparando in questo modo a familiarizzarsi con la metodologia scientifica.
Infine questo articolo mette in evidenza l'importanza delle lingue nazionali, come quello di sapersi situare nel mondo naturale, tecnico, sociale e culturale nel quale vivono, nelle sue dimensioni svizzere e internazionali, attuali e storiche.
Particolarmente interessante è il paragrafo 3 dove si fa riferimento all'importanza della padronanza delle lingue nazionali. Questo fatto sarà tenuto in considerazione al momento di fornire ai ragazzi la bibliografia, che non necessariamente sarà esclusiva della lingua di Dante.

1.2. GLI STUDI LICEALI IN TICINO: CONCETTI E ORIENTAMENTI

Il **regolamento degli studi liceali** (2008) mediante gli articoli 3, 12 e 13 regola lo svolgimento in Ticino dei LAM in conformità della O/RRM (v. cap. 1.1.).
Più in dettaglio, l'articolo 3 di questo regolamento specifica che ogni allievo deve effettuare un lavoro autonomo di una certa importanza (LAM) scritto e presentato oralmente.
L'articolo 12 precisa la natura del LAM che consiste in una ricerca su un tema, anche a carattere interdisciplinare, condotta da un gruppo di allievi sotto la guida di uno o due docenti e articolata in modo che ciascun allievo abbia una precisa responsabilità nello svolgimento della ricerca e acquisisca una metodologia di base. Inoltre l'allievo sceglie il tema del suo LAM entro la fine del primo semestre del terzo anno tra i progetti offerti dall'istituto, dove la direzione assicura un'equilibrata ripartizione dei temi tra i settori di studio.
L'articolo 13 definisce invece in dettaglio le modalità didattiche con le quali questi LAM devono svolgersi: vengono indicati quali docenti sono autorizzati a condurre un LAM, le modalità con cui si assegna una nota e la sua importanza sull'attestato di maturità. Ricordo a questo proposito che la nota del LAM deve essere almeno sufficiente (4) al fine di ottenere l'attestato di maturità. Si definiscono anche i compiti che la sede deve svolgere, come garantire una buona offerta di tematiche o favorire anche LAM interdisciplinari.
Sempre a livello cantonale, il **piano degli studi liceali** (2001), definisce inoltre mediante il punto 1.1 come deve venire presentato e organizzato il LAM agli allievi. In pratica i progetti del LAM dovranno specificare tema, contenuto di base, metodologia, obiettivi e criteri di valutazione. Ai docenti è richiesto di prevedere una fase introduttiva di taglio metodologico (avvio alla ricerca). Si fa riferimento inoltre all'imprescindibile competenza dell'insegnante, che dovrà essere chiaramente abilitato nella materia a cui si riferisce il tema proposto. Le tematiche dovranno essere abbastanza circoscritte da permettere a ogni allievo un'analisi basata su raccolta, confronto, valutazione di informazioni e dati. Evitando il semplice riassunto, l'allievo dovrà saper proporre interrogativi e ipotesi, verificandole sulla base delle fonti a lui accessibili.
Il punto 1.2 spiega invece come deve essere la presentazione e l'accettazione del LAM. I risultati della ricerca dovranno essere oggetto di una relazione scritta e di una presentazione orale. Ampiezza e contenuti dovranno essere proporzionati a una ricerca condotta sull'arco di due semestri, a livello di fine liceo. In questo senso si esigono: padronanza della metodologia scientifica di base, capacità di elaborare un progetto, capacità d'orientamento in una bibliografia, formulazione di una o più ipotesi di lavoro, capacità nella ricerca, capacità di selezione delle fonti e proprietà dell'espressione scritta e orale. Questi fattori saranno elementi prioritari e oggetto di valutazione.
Inoltre questo piano degli studi liceali spiega che ogni singola sede liceale ha libertà di organizzare in modo indipendente lo svolgimento dei LAM, per esempio con specifiche modalità per la retribuzione dei docenti in base al numero di allievi o per altre problematiche organizzative e logistiche.

1.3. IL PROFILO DEL DOCENTE NELLE SCUOLE MEDIE SUPERIORI (SMS) IN TICINO

Il 24 febbraio 2011 il collegio dei direttori SMS del Cantone Ticino ha redatto un documento che mirava a definire il **profilo del docente di scuola media superiore** (Sartori, 2011). In questo documento si sottolinea

come la professione del docente di liceo sia molto complessa, richiedendo accanto ad una solida formazione disciplinare di base, la capacità di trasmettere cultura. Il docente deve saper creare e gestire relazioni con giovani e adulti nonché assumere delle responsabilità verso gli allievi e verso l'istituzione scolastica.
Questo documento è molto importante e in particolare, definendo le varie competenze che deve possedere il docente, mette l'accento sulla figura del docente-ricercatore, figura che rappresenta il punto di partenza di questa tesi.

Da: profilo del docente SMS (Sartori, 2011)
[…] Due sono gli obiettivi professionali che appaiono come irrinunciabili: l'orientamento alla ricerca e la capacità di essere riflessivi rispetto al proprio agire professionale.
Il "docente-ricercatore" è colui che sa costantemente mantenere uno sguardo vigile e critico nei confronti della propria professionalità: egli è attento ai processi di apprendimento e al dosaggio modulare dell'informazione, aperto alla sperimentazione, predilige la dimensione "laboratoriale" e a partire dai risultati raggiunti sul piano didattico e pedagogico sa mettere in atto strategie innovatrici. L'insegnante deve dunque necessariamente confrontarsi con le componenti dell'istituto scolastico (direzione, corpo docenti, studenti, famiglie), in una prospettiva collaborativa che sappia generare un sentimento di appartenenza a una sorta di "comunità scientifica ed educativa", orientata da direttive ampiamente condivise. Una scuola che non sa confrontarsi in modo collegiale e con rigore scientifico è poco propensa a rinnovarsi e tende a proporre un modello d'insegnamento statico e dispersivo. Un atteggiamento critico e riflessivo genera invece una migliore consapevolezza della propria identità professionale, consente di mettere in luce risorse umane e valoriali anche sommesse e aiuta a riconoscere le competenze che hanno plasmato il percorso formativo che si è seguito. […]

1.4. SINTESI DEI CAMBIAMENTI

Come mostrato dalla fig. 6.1, i LAM che si organizzano in Ticino vengono attualmente regolati da 4 tipi di basi legali, dall'ordinanza federale di maturità a livello nazionale al profilo del docente SMS a livello cantonale.



Fig. 6.1:

basi legali che regolano, dal livello nazionale a quello cantonale, l'organizzazione dei LAM nelle SMS in Canton Ticino.

Queste basi legali vogliono in sintesi definire il ruolo della ricerca negli studi di maturità. Inoltre il LAM viene ora concepito come una prima fondamentale esperienza di ricerca per l'allievo. Personalmente trovo che all'interno del *curriculum* liceale, il LAM rappresenti per l'allievo un'importante momento di crescita formativa, un'occasione privilegiata per imparare a impostare, a svolgere, a redigere per iscritto e a presentare oralmente una ricerca secondo le modalità in uso nella comunità scientifica e nelle università e/o politecnici. L'allievo deve essere in grado di **formulare interrogativi** all'interno di una tematica delimitata con precisione, dando poi una risposta. Al termine del LAM l'allievo del liceo dovrebbe aver acquisito la **capacità** di orientarsi nelle conoscenze scientifiche e di analisi, nonché una **metodologia di base** per svolgere e presentare una **ricerca** che risponda agli obiettivi degli sudi liceali (quali ad esempio la capacità di redigere un testo in forma corretta e originale, l'accesso e l'utilizzo delle risorse documentarie, l'indicazione delle note bibliografiche all'interno del testo, ecc…).
Ai tempi in cui ho terminato la maturità (1990) nessuno mi aveva insegnato le regole di base per condurre una ricerca. Le piccole ricerche che mi venivano richieste ai tempi del liceo mancavano chiaramente di una struttura scientifica. Ciò ha comportato un disorientamento al momento del passaggio al mondo accademico, avendo dovuto imparare bruscamente le nuove regole. Queste regole apprese all'università non erano tuttavia molto rigorose: ora che sto svolgendo questo lavoro di dottorato mi rendo conto che il livello e la rigorosità

dell'applicazione del metodo scientifico sono ulteriormente aumentati. Penso che andando avanti nella carriera di ricercatore, ciò possa ancora aumentare e migliorare. Il LAM introdotto con il rinnovo dell'O/RRM nel 1995 vuole rappresentare un primo approccio al mondo della ricerca e alle sue regole.
Per raggiungere questi obiettivi è quindi importante adattare anche il profilo professionale dell'insegnante che dovrebbe diventare lui stesso anche ricercatore come auspicato dal **profilo del docente di scuola media superiore** (Sartori, 2011). Questo nuovo profilo che dovrebbe assumere il docente SMS non può che comportare delle positive ricadute anche sulla percezione della sua figura professionale da parte dei suoi allievi, nonché dell'opinione pubblica e dei media in generale. Un po' di pubblicità in questo senso non fa mai male…

2. LE MOTIVAZIONI ALL'ORIGINE DEL PROGETTO

Cambiamenti intervenuti nella condotta dei LAM

In questo capitolo intendo raccontare le motivazioni che mi hanno portato a realizzare questo progetto didattico. Fino al 2008 i LAM che proponevo al liceo erano centrati su tematiche molto eterogenee che prevedevano una ricerca basata essenzialmente su un lavoro di compilazione bibliografica. La scoperta era limitata alle considerazioni finali e ai risultati che tuttavia erano già in parte conosciuti, specialmente dal docente. In pratica si agiva sul primo dei 4 livelli della scala di Banchi & Bell (2008) ossia il livello di scoperta più basso, basato sulla conferma del problema, della procedura e della sua soluzione (v. tab. 6.1, cap. 5.3). I lavori che ne risultavano erano sicuramente adeguati per un livello liceale, ma scontati come modalità di conduzione nonché poco motivanti per allievi e docente. Questa mancanza di motivazioni era causata dal fatto che i risultati che gli allievi producevano erano quasi sempre abbastanza scontati. Chiaramente anche dei lavori di questo tipo mi avevano permesso un primo approccio al mondo della ricerca, dandomi comunque la possibilità di mostrare l'applicazione di un metodo scientifico basato su ipotesi, verifica delle stesse e conclusioni, nonché di evidenziare le modalità di forma e struttura che un lavoro di ricerca deve avere, come per esempio la corretta applicazione delle regole bibliografiche.
Dal 2009 ho quindi deciso di integrare i LAM nel mio progetto di dottorato che stavo conducendo in collaborazione con l'Università di Friborgo. Questa esperienza si è protratta anche un secondo anno (2010), dove sono stati condotti nuovi LAM con un nuovo gruppo di allievi, i quali hanno beneficiato di un insegnamento migliore, prodotto dall'esperienza dell'anno precedente. Tutto ciò mi ha dato la possibilità di eseguire anche dei confronti tra queste due tornate di LAM, che saranno discussi nel cap. 7. Questa decisione di integrare i LAM nel mio dottorato mi ha dato la possibilità di tradurre gli sforzi che stavo conducendo con la tesi al mio lavoro quotidiano al liceo, unendo quindi l'utile al necessario. Questa integrazione dei LAM prevedeva una parte di ricerca e scoperta anche da parte degli allievi da effettuarsi sul terreno e non più solamente in classe e in biblioteca. Rispetto ai LAM che proponevo in precedenza sono ora cambiate le ipotesi di lavoro, ma soprattutto il metodo di conduzione dell'insegnamento che, per la natura stessa della tematica, doveva tradursi tramite un insegnamento mediante la scoperta, applicando i livelli più elevati della scala di Banchi & Bell (2008) (tab. 6.1). Gli allievi, per loro fortuna, non potevano più scoprire nulla da precedenti lavori che semplicemente non esistevano. Internet finalmente veniva a cadere a favore di una bibliografia rigorosa fatta di pubblicazioni ed articoli scientifici a tema, anche in altre lingue.

Il ruolo dell'insegnamento nei LAM

Ho sentito di conseguenza la necessità di un approfondimento di questa modalità di insegnamento tramite la scoperta, soprattutto dopo le osservazioni scaturite durante il primo anno di conduzione dei LAM, osservazioni che saranno trattate e discusse in seguito (cap. 7).
Il sondaggio iniziale che ho fatto all'inizio dei LAM del primo anno (2009) è stato molto utile per meglio definire le basi sulle quali costruire il percorso didattico per il secondo anno (2010). Come evidenziato dalle considerazioni a margine dei risultati di questo sondaggio (v. cap. 7.1.1), è risultata di fondamentale importanza la ricerca a scala locale. Solamente comprendendo i fenomeni locali si può passare alla comprensione di fenomeni che si verificano a scale più grandi (fig. 6.2).

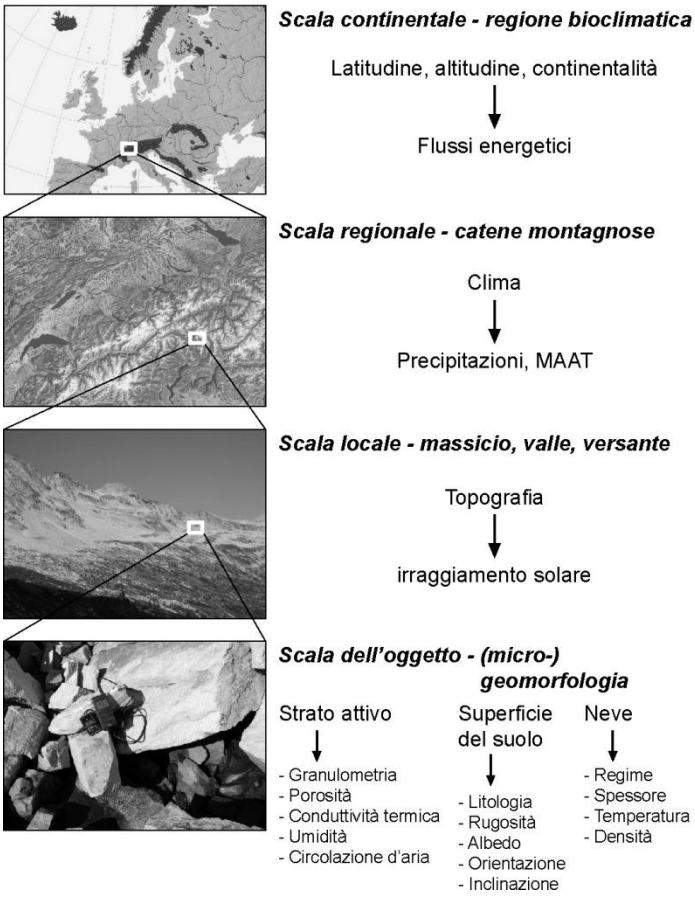


Fig. 6.2:

fattori di controllo della ripartizione del permafrost secondo la scala di riferimento (immagine modificata da Scapozza, 2011; Delaloye, 2004; Lambiel, 2006; Gruber, 2005).

Per comprendere i fenomeni a scala globale è importante conoscere i fenomeni a scala locale. La tendenza che si è evidenziata in questa ricerca è che i ragazzi hanno una superficiale conoscenza di questo tema a scala mondiale o al massimo europea, ma sono completamente ignoranti a scala ticinese. La moderna società e i canali d'informazione maggiormente usati dai giovani cercano di esaltare solo i fenomeni mondiali, tra l'altro in modo molto superficiale: probabilmente si ha l'impressione che questo sia più accattivante. Da ciò è nata in me l'esigenza di uno studio a scala ticinese e pure i risultati "eccitanti" non sono mancati.

Oltre alla necessità di mettere in evidenza questo cambiamento di scala, numerose sono state le motivazioni alla base di questa riflessione del lavoro svolto in 2 anni con gli allievi del LAM, come la necessità di una riflessione formativa sul percorso didattico, in particolare durante l'insegnamento sul terreno. In effetti la geografia e la geomorfologia in particolare, sono materie che si prestano molto bene a un insegnamento sul campo. Durante le numerose abilitazioni che ho svolto (4 in totale) sia per le scuole medie come per i licei, ho constatato che purtroppo non mi sono mai stati forniti supporti metodologici sull'insegnamento della geografia al di fuori delle aule scolastiche. Anche la bibliografia al riguardo è particolarmente sguarnita, se si eccettuano alcuni lavori effettuati da Regolini (2011). Purtroppo finora nessun lavoro è stato pubblicato nel contesto ticinese ed è quindi anche per colmare questa lacuna che ho deciso di scrivere questo complemento didattico.

Per il docente è importante tenersi continuamente aggiornati sia da un punto di vista del sapere disciplinare che metodologico e se gli aggiornamenti non esistono, occorre inventarseli; questo anche per implementare il piacere e la soddisfazione della professione!

Intendo sottolineare in questa sede di motivazioni anche il ruolo della ricerca. La ricerca in campo didattico è un'attività che dovrebbe essere ben presente nella vita di un docente, ad ogni livello e ordine di scuola, a immagine della figura che aveva un tempo il docente del liceo, visto come un intellettuale, uno studioso che dispensava la sua conoscenza dall'alto di una grande esperienza e cultura che aveva modo di approfondire tra una lezione e l'altra.

Purtroppo la figura del docente è stata in questi ultimi tempi notevolmente rivalutata dai numerosi nuovi compiti e mansioni che gli sono stati affibbiati come per esempio l'ora in più di lezione (dal 2004) e il periodo che il docente deve trascorrere in abilitazione, attualmente impossibile da svolgere con la formula *"en emploi"*, usata fino a qualche anno fa.

Il docente si deve ora occupare anche dell'educazione dei ragazzi specialmente con l'introduzione dell'ora di classe per le prime, di consigli di classe sperimentali legati per esempio al progetto di introduzione allo studio (ISTU), di organizzare gite, corsi di sci, settimane speciali, di mantenere il contatto con le famiglie, sempre più critiche ed esigenti verso la scuola, di partecipare a riunioni anche su problemi medici. Tutte queste nuove mansioni e competenze che il docente si deve assumere vanno a scapito dello spazio per la ricerca e l'aggiornamento personale. Anche durante le attività tra colleghi, il tempo dedicato alla ricerca disciplinare, allo scambio di opinioni ed esperienze sulla materia insegnata, viene sempre eroso dalle attività descritte sopra.

Il LAM come risultato di collaborazione tra differenti attori formativi

Vorrei infine evidenziare le positive ricadute della collaborazione tra differenti attori formativi: liceo, università, uffici statali e privati e istituti di ricerca. Questo è stato possibile poiché in qualità di docente-ricercatore ho coltivato delle relazioni a livello accademico e con uffici statali: come docente mi sono sentito al tempo stesso allievo e insegnante. Mi piacerebbe mostrare le potenzialità che una visione di collaborazione orizzontale in questo senso comporta per i docenti e soprattutto per gli allievi.
Un docente-ricercatore ha inoltre il grande vantaggio di scoprire qualcosa in ambito didattico e disciplinare che potrà mettere in comune con i suoi colleghi organizzando per esempio dei corsi d'aggiornamento a tema, delle conferenze o effettuando pubblicazioni su riviste specializzate.

3. UN PROGETTO INNOVATIVO PER I LAM

Descrizione dello svolgimento del progetto

Il progetto didattico che ho sviluppato prevede innanzitutto un'alternanza di corsi (anche magistrali) e di momenti di sperimentazione e ricerca sul terreno. Chiaramente la fase di terreno è stata svolta in estate, durante le vacanze scolastiche dato che i ghiacciai rocciosi, oggetto principale dei LAM, sono situati in regioni particolarmente sfavorite da un profilo climatico. I corsi invece sono stati tenuti in classe il martedì pomeriggio durante le due ore che settimanalmente vengono dedicate ai LAM dal nostro istituto da gennaio a giugno e da settembre a novembre.

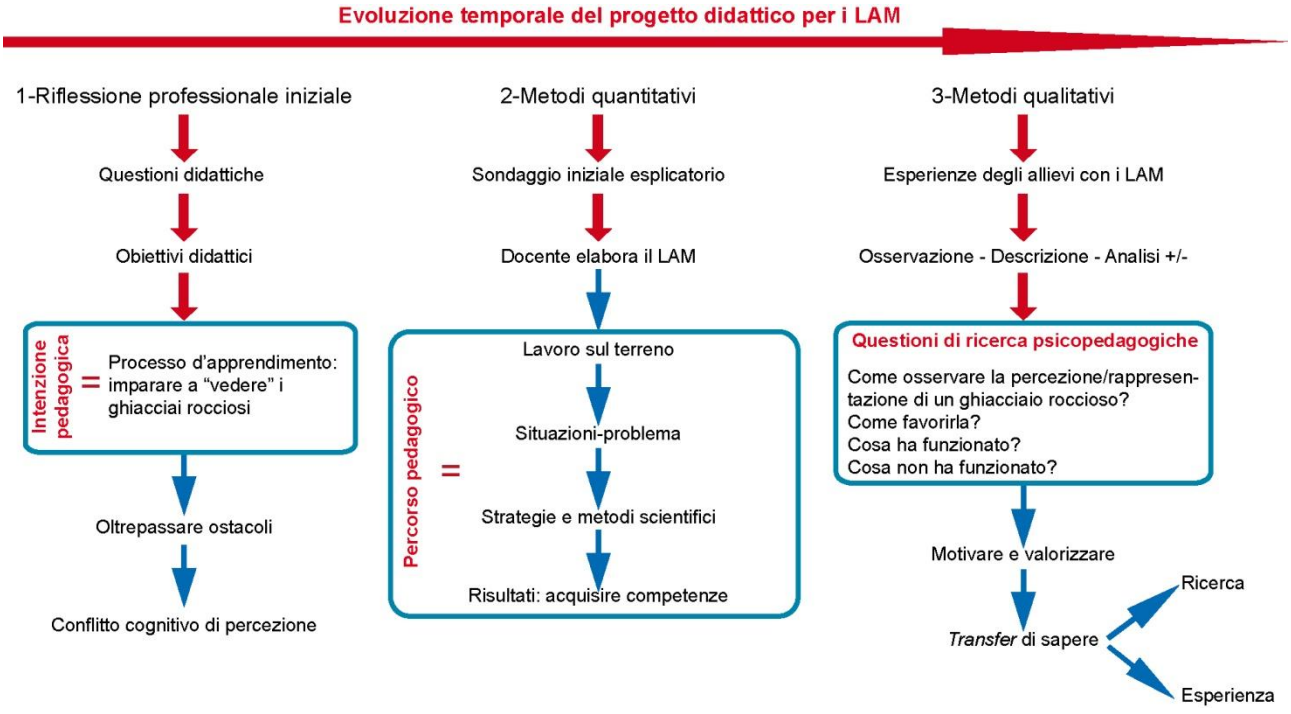


Fig. 6.3: evoluzione e struttura del progetto didattico di questo lavoro.

Questa alternanza credo sia la principale novità di questo progetto didattico. Chiaramente la geomorfologia è una scienza che si presta molto bene a questo tipo di sperimentazione.
Il progetto didattico è iniziato con una riflessione professionale (fig. 6.3) che ha permesso di elaborare una **intenzione pedagogica** di partenza, ossia di insegnare agli allievi a "vedere" i ghiacciai rocciosi oltrepassando normali ostacoli di percezione. Lo scopo è in questo caso di abituare il cervello a percepire oltre ciò che i nostri occhi vedono. Si vuole insegnare ai ragazzi, che per la prima volta lavorano sul terreno, alcune tecniche per leggere e comprendere ciò che sta loro davanti, senza fidarsi unicamente dalla vista.
Dopo l'elaborazione di questa intenzione pedagogica, il progetto didattico prevede un sondaggio quantitativo esplicatorio che ha lo scopo di elaborare e progettare i LAM per ciò che concerne la parte da svolgere in classe e sul terreno. Si elabora in definitiva ciò che chiameremo **percorso pedagogico,** composto da un lavoro sul terreno, situazioni-problema, strategie, metodi scientifici e di risultati che dovranno portare i ragazzi ad acquisire nuove competenze metodologiche e disciplinari.
Il terzo passo del progetto didattico prevede, mediante l'utilizzo di lezioni semi-strutturate (metodi qualitativi), di raccogliere le esperienze e le osservazioni degli allievi sul terreno per rispondere alle principali **questioni di ricerca psicopedagogiche**. Queste questioni di ricerca consistono nel comprendere come osservare la percezione e la rappresentazione di un ghiacciaio roccioso, come favorirla, quali processi hanno funzionato in questo processo e quali invece lo hanno inibito. Questa fase dovrebbe permettere al docente di motivare e valorizzare il lavoro svolto dai ragazzi e mettere in pratica un "transfer" di conoscenze con la **ricerca didattica** che sto svolgendo per questa mia tesi.

Obiettivi d'apprendimento e legame con la ricerca didattica

Questo "*transfer*" di conoscenze e metodi tra ricerca del docente ed esperienza con gli allievi, è favorito dall'osservazione da parte del docente dei LAM, i quali rappresentano il principale strumento e punto d'arrivo per questa ricerca didattica. Esso dovrebbe permettere al docente di **attivare delle competenze d'osservazione** in ambito disciplinare e didattico. Il LAM rappresenta uno strumento per raccogliere informazioni e comprendere la realtà, per **lavorare sul processo cognitivo della percezione e rappresentazione** della stessa.
La funzione del docente in questo caso è di essere un **ricercatore sul processo d'apprendimento** dei suoi allievi. Questa funzione dovrebbe rappresentare il valore aggiunto alla figura del docente.
Gli obietti d'apprendimento si possono riassumere in questo modo: al termine del LAM gli allievi saranno in grado di:

- raccogliere ed analizzare le fonti teoriche;
- formulare ed eventualmente inventare una o più ipotesi di lavoro;
- pianificare e realizzare una procedura sperimentale in un particolare studio di caso;
- analizzare e interpretare i risultati scoperti;
- applicare correttamente le regole bibliografiche vigenti nelle scienze della terra nelle varie lingue (inglese, tedesco e francese);
- applicare in modo efficiente le conoscenze teoriche acquisite sul terreno;
- utilizzare nel modo più razionale ed efficiente possibile la bibliografia fornita al fine di condurre delle ricerche sul terreno per verificare le ipotesi di partenza.

Obiettivi per il docente e ruolo nel dispositivo di formazione

Il docente deve riflettere sull'implementazione didattica; deve chiedersi e valutare se seguire questo progetto didattico sia opportuno e se porta benefici per se stesso e per gli allievi. Il docente deve valutare i campi d'applicazione dell'insegnamento tramite la scoperta, esplorare le potenzialità e i limiti del socio-costruttivismo per questo specifico percorso didattico applicato ai LAM.

4. LA VALUTAZIONE DEL PROGETTO INNOVATIVO: UNA RICERCA DIDATTICA

Questioni di ricerca

Come già sottolineato nel capitolo precedente per valutare questo progetto didattico si studieranno i risultati delle principali questioni di ricerca, ossia la **percezione** e la **rappresentazione** della criosfera alpina, in particolare dei ghiacciai rocciosi. Per ottenere questo scopo cercheremo di rispondere alle domande seguenti:

- come questi corpi vengono percepiti/rappresentati;
- quali elementi hanno favorito la loro percezione/rappresentazione;
- quali elementi e strategie didattiche hanno funzionato o non funzionato per questi due processi mentali.

Innovazione pedagogica: insegnamento tramite la scoperta

Secondo Pelpel (1986) e Regrain (1991) un metodo d'investigazione è una maniera specifica di organizzare le relazioni tra **docente, sapere e allievo,** ossia i 3 termini essenziali di una situazione pedagogica. In base al tipo di lavoro svolto sul terreno e in base agli obiettivi prefissati (v. cap. 3) si è scelto di favorire sul terreno, il metodo dell'insegnamento tramite la scoperta (che verrà approfondito nel cap. 5).

5. QUADRO CONCETTUALE: INSEGNAMENTO TRAMITE LA SCOPERTA (*INQUIRY-BASED LEARNING*).

5.1. TRIANGOLO PEDAGOGICO

Passaggio da un modello basato sull'insegnante e sui contenuti a un modello basato sull'allievo e sul loro apprendimento

Il triangolo pedagogico è un approccio all'insegnamento che descrive una serie di movimenti intellettuali di ordine pedagogico e filosofico nati attorno al 1960. Questi movimenti sono stati sviluppati come risposta a lacune e fallimenti di precedenti metodi comunemente usati fino a quel periodo, metodi che richiedevano semplicemente un processo di memorizzazione di metodologie e contenuti (Bruner, 1961).

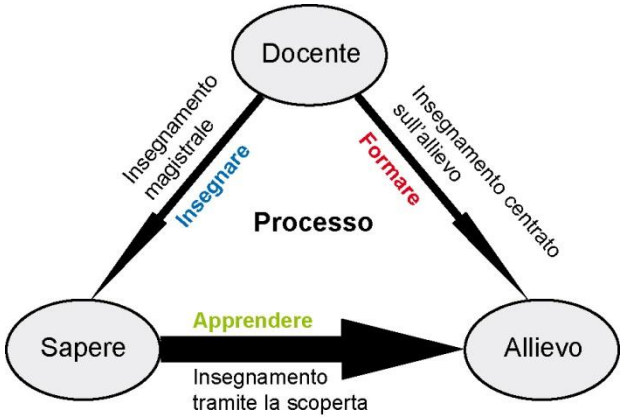


Fig. 6.4:

triangolo pedagogico. Si noti la maggiore preponderanza del processo apprendere che si attiva nell'insegnamento tramite la scoperta.

L'insegnamento basato sulla scoperta e sull'investigazione (*Inquiry based learning*) propone un approccio attivo da parte degli studenti che, assieme al sapere, diventano parte preponderante e punto di arrivo nel triangolo pedagogico composto da: sapere, docente e allievo (fig. 6.4). Con l'insegnamento tramite la scoperta si vuole favorire il processo d'apprendimento tra sapere e allievo e per facilitare questo processo, il docente deve giocare il ruolo di risorsa e guida. L'attività spontanea di scoperta dell'allievo è allo stesso tempo obiettivo e punto di partenza dell'azione educativa (Houssaye, 1993). Va tuttavia sottolineato come indipendentemente dal tipo d'approccio pedagogico, l'allievo si trova sempre all'interno del triangolo e quindi gli altri processi (formare, insegnare e apprendere) sono sempre attivi. Cercando di privilegiare un

insegnamento tramite la scoperta, si cerca solo di dare più importanza da un punto di vista qualitativo e quantitativo durante il progetto didattico alla relazione tra sapere ed allievo, favorendo il relativo processo di apprendere.

Apprendimenti di superficie e apprendimenti di profondità

Se l'apprendimento tramite la scoperta può essere considerato un **apprendimento di profondità**, visti gli obiettivi che si prefigge, altri metodi d'insegnamento favoriscono invece differenti dinamiche nel triangolo pedagogico: i **metodi tradizionali** (detti anche magistrali o direttivi) sono centrati sull'azione del docente. Questi metodi minimizzano la relazione diretta che l'allievo potrebbe avere con il sapere. Il docente ha l'iniziativa e la responsabilità della trasmissione del sapere, privilegiando in questo modo il processo insegnare. Gli allievi in questo caso hanno un ruolo più passivo.
I metodi centrati sull'allievo privilegiano invece il processo formare, quindi la relazione tra docente e allievo a discapito però del sapere. Questi due ultimi metodi vanno assimilati a un **apprendimento di superficie**, dato che al contrario dell'insegnamento tramite la scoperta non attivano quei canali più profondi d'apprendimento che stanno alla base di un apprendimento solido e consapevole: se un allievo apprende perché un'informazione o un metodo gli sono stati semplicemente comunicati, questi resteranno solo "impressi" in superficie nella sua mente, mentre se un allievo apprende qualcosa che lui stesso ha scoperto, questa informazione coinvolgerà maggiormente in profondità il suo processo cognitivo.
Quando si sceglie un metodo piuttosto che un altro, si dovrebbe cercare di mantenere il metodo scelto, lasciando però sufficiente spazio agli altri due. Sarà compito del docente decidere in quale momento applicare un certo metodo a dipendenza degli obiettivi prefissati.
Se quindi si è scelto di operare mediante l'insegnamento tramite la scoperta, ma non per questo nel processo educativo momenti di insegnamento magistrale o di insegnamento centrato sull'allievo vanno evitati, anzi, la loro presenza e applicazione deve essere comunque presente. Una volta che ci si è appropriati di un processo, si deve restare tributari della sua logica. Il cambiamento può essere messo in pratica stabilendo di principio un altro processo, quindi si deve operare una scelta che dovrebbe essere razionale, personale e sociale.

5.2. METODI INTERATTIVI: LA PARTECIPAZIONE DEGLI ALLIEVI (INSEGNAMENTO APERTO)

Un ulteriore passo avanti dell'insegnamento tramite la scoperta è rappresentato dai metodi interattivi basati sulla partecipazione degli allievi che riflettono quindi un **insegnamento aperto,** dove il processo d'apprendimento avviene appunto in modo interattivo tra docente e allievo, aperto, libero da preconcetti didattici e disciplinari. Nei metodi tradizionali d'insegnamento direttivi, agli allievi viene indicato il risultato che devono ottenere o il metodo che ci si aspetta che venga usato, al fine di raggiungere un obiettivo che gli allievi devono semplicemente confermare.
Nell'insegnamento aperto invece, l'allievo è tenuto a scoprire da se il risultato del problema e, se possibile, a sviluppare da se una propria metodologia d'investigazione per raggiungere lo scopo. Il docente deve fungere da risorsa, da guida verso l'obiettivo finale senza enunciarlo in modo troppo esplicito. Questo tipo d'insegnamento è in pratica molto difficile da realizzare anche per il docente, tanto più l'apertura che si vuole dare risulta essere ampia. Il rischio è infatti di cadere in tentazione di anticipare il risultato o il metodo che gli allievi devono seguire.
L'insegnamento aperto implica molti benefici per l'allievo: in particolare il processo d'apprendimento non viene vissuto come una routine ma come un vero percorso di scoperta, supportato dai risultati che man mano si concretizzano. Con i tradizionali metodi direttivi gli allievi tendono a far loro l'idea secondo la quale i risultati sono "sbagliati" quando questi sono contrari a quanto si sarebbero aspettati. Nell'insegnamento aperto non esistono risultati giusti o sbagliati, ma gli allievi devono valutare le potenzialità ed i limiti di quanto ottenuto e deciderne il reale valore. Dato che i risultati sono più incerti, le lezioni aperte sono più dinamiche e meno strutturate rispetto ad un insegnamento tradizionale.

5.3. MODELLI D'INSEGNAMENTO BASATO SULLA SCOPERTA NELLE SCIENZE DELL'EDUCAZIONE

Intendo qui di seguito esporre 3 modelli significativi che cercano di definire i differenti gradi di applicazione dell'insegnamento tramite la scoperta. Questi modelli hanno in comune una suddivisione in "livelli" dell'applicazione dell'insegnamento tramite la scoperta, i quali presentano differenti "intensità" a seconda degli obiettivi proposti.

Banchi & Bell (2008)

Secondo Banchi & Bell (2008) si possono distinguere 4 livelli di applicazione di questo approccio all'insegnamento basato sull'investigazione a seconda della differente applicazione di problema, procedura e soluzione nella ricerca (v. tab. 6.1).

Livello di scoperta	Problematica	Procedura	Soluzione
1. Scoperta della conferma Gli allievi confermano un risultato conoscendo il problema ed il metodo.	✓	✓	✓
2. Scoperta strutturata Gli allievi investigano su un problema presentato dal docente con una procedura nota.	✓	✓	
3. Scoperta guidata Gli allievi investigano su un problema presentato dal docente proponendo i loro metodi.	✓		
4. Scoperta aperta Gli allievi investigano su problemi posti da loro stessi scegliendo il metodo adeguato.			

Tab. 6.1: i 4 livelli dell'insegnamento tramite la scoperta e le corrispondenti fasi raggiunte dagli allievi. Tabella modificata da Banchi & Bell (2008).

Il primo livello è detto **scoperta della conferma**: gli allievi conoscono già in partenza l'ipotesi iniziale, il metodo e i risultati sono conosciuti. La scoperta della conferma è utile quando lo scopo del docente è di rinforzare negli allievi la conoscenza di un'idea, di introdurre gli allievi all'esperienza, di condurre delle investigazioni, di abituare infine questi ultimi a raccogliere ed elaborare dati. Si tratta in pratica del primo approccio al mondo della ricerca, approccio che può essere utile soprattutto per gli allievi che mostrano maggiori lacune cognitive.
Il secondo livello è detto **scoperta strutturata:** l'ipotesi iniziale e il metodo sono spiegati dal docente, ma nonostante ciò gli allievi producono una spiegazione supportata dai risultati che hanno raccolto.
Il terzo livello è detto **scoperta guidata**: il docente propone solo l'ipotesi di lavoro e agli allievi spetta il compito di elaborare un metodo per verificare l'ipotesi. Dato che questo tipo di investigazione è più coinvolgente per l'allievo rispetto ai metodi precedenti, sarà importante che gli allievi abbiano avuto numerose opportunità di studiare e sperimentare differenti vie per pianificare esperimenti e raccogliere dati.
L'ultimo e più alto livello di investigazione è detto **scoperta aperta**: gli allievi hanno la possibilità di agire come dei ricercatori sperimentati, di proporre delle ipotesi di lavoro, elaborare dei metodi e analizzare indipendentemente i risultati scoperti. Questo livello richiede il massimo impegno cognitivo da parte degli allievi.
Durante la prima tornata di LAM (2010), ho condotto principalmente un insegnamento di livello 2, in pratica ai ragazzi si spiegavano le ipotesi di lavoro e le procedure. **Dal 2011 ho cercato invece di mettere in pratica un livello di scoperta guidata**, anche se inevitabilmente le procedure risultavano simili. Ad alcuni gruppi ho lasciato più libertà di proporre nuove ipotesi di lavoro. Questo fatto ha messo in evidenza come i livelli di scoperta siano in funzione principalmente di due fattori: l'obiettivo finale da raggiungere e il livello cognitivo degli allievi. Il tipo di livello di scoperta utilizzato è stato il principale parametro che ha portato alcuni allievi a partecipare a concorsi per giovani ricercatori (v. cap. 8). Solo chi ha svolto il proprio lavoro con un livello di scoperta guidata è stato iscritto ai concorsi di scienza e gioventù e per il premio per il miglior LAM del liceo di Lugano 2.

Levy (2009)

Un altro modo di concettualizzare l'insegnamento tramite la scoperta, applicabile alla ricerca, è proposto da Levy (2009), questo autore è professore al centro per l'insegnamento tramite la scoperta per le arti e le scienze sociali dall'Università di Sheffield (fig. 6.5). Questo schema si compone di un asse di riferimento verticale studente-docente ed un asse orizzontale della ricerca. Si distinguono 4 campi o livelli in funzione del grado di attività degli allievi in relazione al grado della produzione di nuovo sapere.

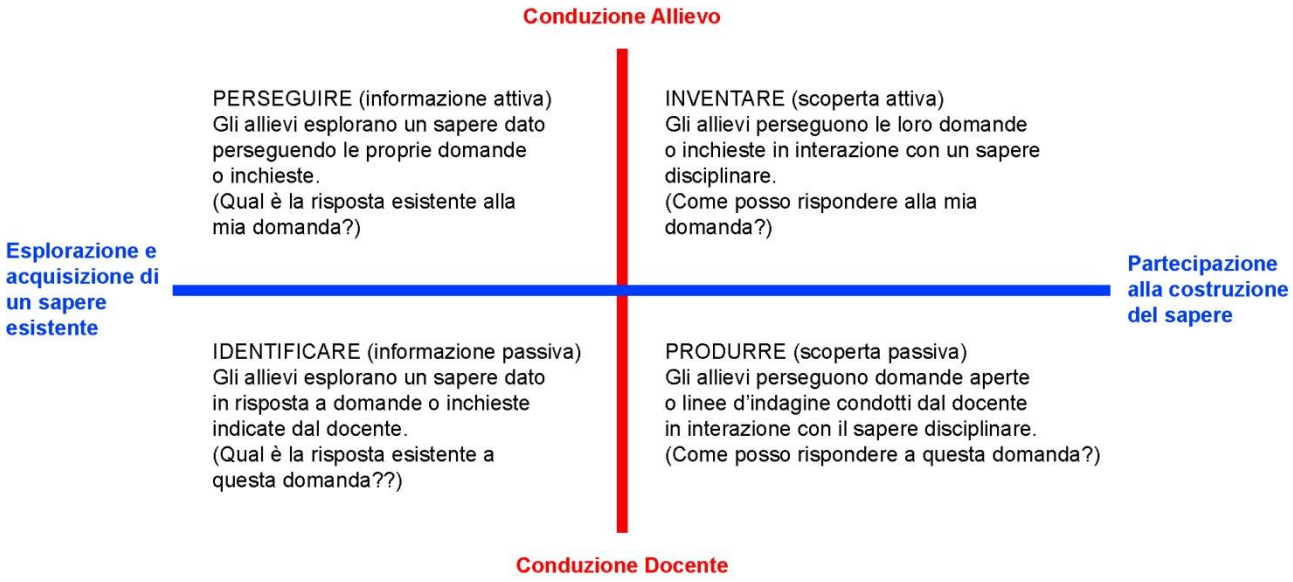


Fig. 6.5: insegnamento tramite la scoperta, schema concettuale (schema modificato da Levy, 2009).

Il campo più basso della ricerca consiste nell'esplorazione e nell'acquisizione di un sapere conosciuto; se questa ricerca è condotta principalmente dal docente, gli studenti si limitano semplicemente a identificare la risposta ad un problema dato, mentre se questo problema conosciuto è condotto dagli allievi, essi cercheranno di perseguire, di scoprire le risposte a domande note.
Nel campo più alto della ricerca si cerca di partecipare alla costruzione del sapere. Se è il docente a condurre le ricerche, gli allievi cercano di produrre dei risultati, mentre se sono gli allievi stessi a condurre le ricerche, questi dovranno inventarsi domande e risposte.
Riflettendo sull'operato del primo anno (2010) si può affermare che l'insegnamento si situava prevalentemente nella parte inferiore dello schema, mentre l'anno successivo ho cercato di risalire maggiormente l'asse verticale, mirando prevalentemente ai contributi portati dagli allievi. Stare a destra o sinistra dello schema dipende probabilmente dal tipo di obiettivo prefissato. I metodi sono spesso conosciuti mentre i risultati non lo sono mai.

Healey & Jenkins (2009)

Healey & Jenkins (2009) propongono un modello d'insegnamento tramite la scoperta e basato sul ruolo degli studenti in relazione al tipo di ricerca svolta (fig. 6.6).
In questo modello si evidenziano 4 livelli di ricerca che gli allievi possono condurre, in funzione del loro ruolo (attivo o passivo) e in funzione dell'enfasi che si accorda alla ricerca, maggiormente centrata sui contenuti o sui processi/problemi della ricerca stessa. In dettaglio: se gli allievi hanno un ruolo prevalentemente passivo, si cerca di condurre la ricerca quando l'enfasi è posta maggiormente sui contenuti, mentre quando questa è posta in massima parte sui processi e problemi, si cerca di orientare la ricerca sullo sviluppo di nuove metodologie e tecniche. Se gli allievi hanno invece un ruolo più attivo, il docente deve fungere da moderatore e ingaggiare gli allievi in discussioni sui contenuti, quando invece l'accento è posto maggiormente sui processi, la ricerca e le conseguenti scoperte diventano l'obiettivo preponderante.

Anche in questo modello, la traduzione nella pratica dell'insegnamento tramite la scoperta passa da una eterogenea applicazione quantitativa dei quattro livelli appena descritti. Non esiste un livello d'applicazione favorito, ma spetta al docente la decisione di applicarne uno piuttosto che un altro a dipendenza dei contenuti e del tipo d'allievo con cui si lavora.

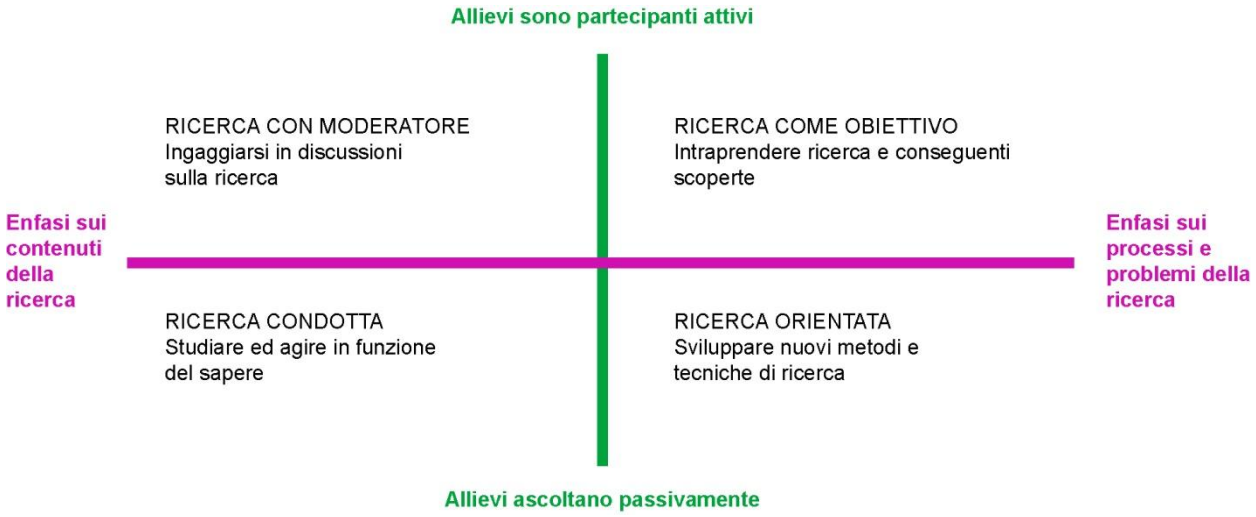


Fig. 6.6: relazioni tra ricerca e scoperta (schema modificato da Healey & Jenkins, 2009).

Riflettendo sull'operato che ho svolto, specialmente nel secondo anno (2011), insieme agli allievi ho esplorato in modo abbastanza omogeneo i quattro livelli mostrati dallo schema nella fig. 6.6. Anche il livello della ricerca come obiettivo è stato raggiunto da alcuni allievi. Lo scopo finale di questa modellizzazione mira in definitiva a raggiungere gli obiettivi seguenti:

- evidenziare come il punto d'arrivo sia l'allievo, inteso come un "apprendista" ricercatore;
- introdurre l'allievo nel mondo della ricerca;
- valorizzare l'allievo come un potenziale produttore di sapere;
- eliminare potenziali ostacoli tra insegnamento e ricerca.

5.4. LIMITI DELL'INSEGNAMENTO BASATO SULLA SCOPERTA

Evidenziare un limite in questo approccio all'insegnamento è abbastanza arduo, semmai più che il metodo da criticare è la sua eventuale scorretta applicazione. Non si dovrebbe porre come obiettivo finale l'insegnamento sempre secondo il livello maggiore (come per esempio la scoperta attiva per il modello di Levy) considerandolo come l'unico punto d'arrivo del processo didattico. Bisogna essere in grado di valutare il livello da applicare in funzione dell'obiettivo d'apprendimento e delle caratteristiche degli allievi che sono coinvolti, pena una sfiducia e una demotivazione di questi ultimi. L'applicazione delle strategie d'insegnamento dipende anche dal tipo d'insegnamento usato.
Il docente non deve inoltre farsi troppi scrupoli nell'intercalare di tanto in tanto l'insegnamento tramite la scoperta a livelli elevati con momenti di insegnamento più bassi, addirittura anche magistrali oppure utilizzare situazioni di insegnamento maggiormente orientate sull'allievo. Una rigida ed esclusiva applicazione di un livello non permette di variare a sufficienza il processo educativo e di demotivare quindi gli allievi. Gli allievi, specialmente quelli con più lacune cognitive, hanno bisogno ogni tanto di certezze e dogmi sui quali fare affidamento: questi ultimi a volte possono sembrare nascosti da una sbagliata applicazione costruttivista. Ben vengano in questo senso anche dei momenti di insegnamento magistrale.

6. LA RICERCA DIDATTICA: METODI DI LAVORO

6.1. L'OGGETTO DI STUDIO E LE QUESTIONI DI RICERCA

Il principale oggetto di studio di questa ricerca didattica è l'osservazione della percezione e rappresentazione della criosfera e in particolare dei ghiacciai rocciosi. Le principali questioni di ricerca possono essere sintetizzate dalle domande seguenti:

- come questi corpi vengono percepiti/rappresentati;
- quali elementi hanno favorito la loro percezione/rappresentazione;
- quali elementi e strategie didattiche hanno funzionato o non funzionato per questi due processi mentali.

Per cercare di dare una risposta a queste domande saranno applicati dei metodi quantitativi (inchieste esplicatorie) e qualitativi (osservazione partecipante e colloquio semistrutturato). L'applicazione di questi metodi (che verranno spiegati nei capitoli seguenti) è subordinata principalmente al numero di allievi e al tempo a disposizione.
Per esempio, un'analisi quantitativo-statistica con 11 allievi del LAM del secondo anno (2011) è decisamente poco indicativa della realtà osservata sul terreno che nel nostro caso è l'osservazione della percezione e rappresentazione dei ghiacciai rocciosi. Lavori comparabili, anche se a scala maggiore, sull'approccio esplicativo fenomenologico (Regolini, 2011) tenevano in considerazione i risultati di circa un centinaio di formulari, numero decisamente maggiore di quello che avevo a disposizione nei LAM.

6.2. L'INCHIESTA ESPLICATORIA

L'inchiesta esplicatoria effettuata ancora prima di iniziare i LAM del primo anno, voleva essenzialmente valutare lo stato delle conoscenze dei ragazzi di terza liceo riguardo il tema della criosfera in generale. Questa inchiesta ha coinvolto tutti i ragazzi, anche quelli che non si sono iscritti al LAM sui ghiacciai rocciosi. Il mio scopo era di ottenere delle informazioni circa il livello di conoscenza degli allievi riguardo la criosfera. I risultati ottenuti (v. cap. 7.1) hanno poi permesso di disporre di una base di partenza per elaborare un progetto didattico adatto alle specifiche esigenze e livelli cognitivi. Si ricorda che il sondaggio è stato svolto all'inizio del percorso pedagogico ad allievi di 5 classi di terza liceo per un totale di 102 allievi, i quali non necessariamente si sono in seguito iscritti al LAM sui ghiacciai rocciosi.
Credo che 102 questionari possano giustificare l'utilizzo di inchieste esplicatorie che, come in tutti i metodi quantitativi, sono ad applicare solo in casi in cui il numero di questionari a disposizione sia ragionevolmente elevato.
Lo scopo del sondaggio iniziale era di ottenere informazioni riguardo le preconoscenze e le percezioni della criosfera e degli ambienti principali ad essa associati. Tutto ciò al fine di disporre di un punto di partenza cognitivo e didattico per un migliore e più appropriato approccio metodologico all'investigazione scientifica.
Non è in questa sede che saranno approfondite le metodologie per creare un sondaggio secondo criteri di razionalità ed efficacia, tuttavia possiamo evidenziare come uno specifico problema sia percepito in modi differenti a seconda dell'osservatore in base a differenti parametri come il tempo, la posizione, il suo stato sociale, il livello culturale, ecc… (Werlen, 2000).
Quando si elabora un sondaggio si deve tener conto principalmente degli obiettivi da raggiungere e la formulazione delle domande deve essere chiara e pertinente, senza cadere nel rischio che queste abbiano delle interazioni negative sugli obiettivi medesimi (Kromrey, 2002). La formulazione delle domande deve tenere conto del livello del pubblico al quale si rivolge. Un'inappropriata formulazione può invalidare i risultati ottenuti (Levy & Lussault, 2003).

6.3. L'OSSERVAZIONE PARTECIPANTE

L'osservazione partecipante produce una riflessione che vede il ricercatore immerso nel contesto da lui studiato (Ronzon, 2008). L'osservatore, in questo caso il docente, partecipa attivamente alla giornata di studio in montagna del gruppo, indagando, fingendosi parte integrante di esso, osservandone le dinamiche dall'interno e sforzandosi di individuare, comprendere e spiegare i meccanismi taciti e le regole/norme che determinano l'agire dei soggetti. Queste attività sono state svolte da parte mia direttamente sul terreno con i ragazzi. Normalmente andavo sul terreno con 2 allievi, numero che consentiva l'ideale applicazione di questo metodo, messo in pratica durante tutte le uscite (circa 20 giornate).
I metodi qualitativi, come l'osservazione partecipante, si basano sul principio che non è importante descrivere o prevedere qualcosa basandosi sui risultati scaturiti da osservazioni di molteplici soggetti. L'osservazione partecipante vuole indagare in modo approfondito un singolo aspetto, caso, domanda, cercando di ottenere quante più possibili informazioni, considerando anche aspetti come per esempio il linguaggio non verbale e l'emotività: fattori che non potrebbero essere considerati con tecniche quantitative basate sui grandi numeri.

6.4. LA RACCOLTA FINALE DEI DATI

6.4.1. IL COLLOQUIO SEMISTRUTTURATO

Il **colloquio semistrutturato** è la formalizzazione di **un'osservazione strutturata,** in cui viene posto dal selezionatore un certo grado di struttura, preventivamente individuando i dati da raccogliere attraverso il colloquio stesso. Nel corso dell'interazione, il docente lascia scorrere liberamente la comunicazione (se questa facilita il raggiungimento degli obiettivi prefissati). Il docente, all'interno del colloquio semistrutturato, definisce le aree che intende esplorare, ma consente all'allievo di procedere in base all'ordine e alla modalità che preferisce. Il colloquio semistrutturato gode dei vantaggi della pianificazione, ma anche di quelli della flessibilità: si alternano momenti di domande prefissate ad altri di reazioni degli allievi più spontanee e dipendenti dai singoli soggetti.
Il colloquio semistrutturato è in pratica la via di mezzo tra un **colloquio strutturato**, nel quale le interazioni sono caratterizzate dall'utilizzo di domande e situazioni precise, codificate da una grande distanza tra i soggetti e il **colloquio libero** (detto anche non strutturato), nel quale il docente esercita un minimo controllo sull'interazione con l'allievo e dove non è presente una **funzione esplicativa formalizzata**. Si vedano a questo proposito i lavori di Bichi (2007).
Il colloquio semistrutturato è stato scelto nel nostro caso come metodo per accedere alle percezioni degli allievi, dato che rappresenta il giusto compromesso per ottenere valutazioni obiettive, ma pertinenti allo stesso tempo al soggetto di ricerca.
Il principale limite di questo metodo è insito nella sua stessa natura di soggettivazione oggettiva, quindi ben rappresentato dalla possibilità che i temi trattati dai ragazzi possano rompere il filo e la dinamica del discorso. Tutto sta nell'abilità del docente di cercare di mantenere la discussione entro i binari predefiniti, senza dare l'impressione agli allievi di sentirsi esaminati. Quest'ultima evenienza porterebbe inevitabilmente ad un degrado della spontaneità e quindi a risultati meno obiettivi, dato che i ragazzi cercherebbero di dire ciò che credono che il docente vorrebbe sentirsi dire.
Un altro limite del colloquio semistrutturato è l'ipotetica generalizzabilità dei risultati ottenuti, dato che lo studio è svolto in modo molto approfondito su un gruppo limitato di allievi. Viene meno la significatività statistica, infatti ciò che conta non è la quantità, ma la qualità delle informazioni e la loro profondità.
Al fine di valutare il corretto svolgimento del colloquio, evidenziato dai ruoli degli attori del triangolo pedagogico (v. cap. 5.1), ho deciso di registrare le due ore mediante un registratore portatile, chiaramente spiegando il tutto agli allievi, per evitare un degrado del clima colloquiale nel caso si venisse a conoscenza a posteriori della presenza del registratore. L'ascolto della registrazione del colloquio deve poi permettere di evidenziare quelle informazioni che sfuggono durante lo svolgimento del colloquio stesso e di evidenziare, ai fini dei risultati, eventuali deviazioni dal soggetto oppure coercizioni involontarie da parte del docente.
Per aggirare la difficoltà che gli allievi potrebbero mostrare nel seguire una sorgente d'informazione pertinente al tema, il colloquio semistrutturato si svolgerà in 4 fasi distinte:

Fase 1: elaborazione di un percorso per il colloquio

Il docente definisce a priori gli argomenti e i concetti importanti che il colloquio deve raggiungere. Convoca gli allievi al colloquio ponendo l'accento sulla facoltatività della presenza.

Fase 2: inizio del colloquio

Il colloquio inizia in modo poco strutturato: si trova un'attività iniziale, semplice, con una discussione/esercizio molto ampia incentrata su un soggetto non necessariamente legato al tema specifico. Questa attività iniziale o "messa in forma", ha come obiettivo principale quello di mettere a proprio agio gli allievi e anche di fare in modo che non si sentano giudicati, condizione questa che potrebbe inibire l'obiettività delle risposte. Al termine il docente procede con una riformulazione di sintesi e introduce dei sottotemi eventualmente non evidenziati dagli allievi.

Fase 3: svolgimento del colloquio

Quando si introduce un nuovo tema in modo strutturato, al limite anche in modo cattedratico, si passa subito a una attività non strutturata, che sarà sintetizzata e riformulata in modo strutturato introducendo un nuovo sottotema e così di seguito. Si conduce quindi il colloquio con un'alternanza di parti strutturate, con il compito di tenere il filo della discussione e parti non strutturate con il compito di valorizzare la spontaneità delle risposte e di mantenere a proprio agio gli allievi (fig. 6.7). Le fasi del colloquio non solo però mai completamente strutturate o non strutturate, ma è presente quasi sempre la predominanza dell'una o dell'altra componente.

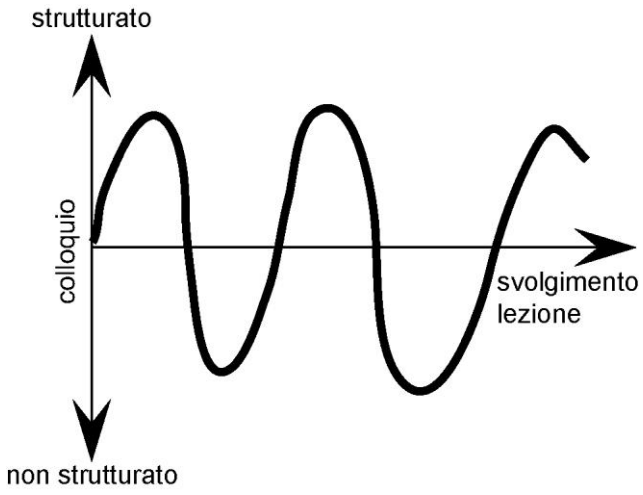


Fig. 6.7:

modellizzazione teorica di uno svolgimento di un colloquio semistrutturato. Si noti l'alternanza di momenti più e meno strutturati durante lo svolgimento della lezione.

Fase 4: conclusione del colloquio

Il docente termina il colloquio in modo chiaro, eseguendo delle sintesi degli eventuali risultati ottenuti. Si può anche prevedere una conclusione informale che metta a loro agio gli allievi in previsione di futuri colloqui non strutturati. In questo modo questi ultimi saranno introdotti a loro volta più facilmente.

6.4.2. DESCRIZIONE DEL COLLOQUIO SEMISTRUTTURATO TENUTO IL 24.04.2012

È mia intenzione riflettere su alcuni elementi di un colloquio semistrutturato, descrivendo il colloquio che si è svolto martedì 24 aprile 2012, durante una lezione straordinaria di 2 ore che si è tenuta al di fuori del normale orario scolastico.

In un colloquio di questo tipo si elaborano delle fasi che rappresentano una traccia su cui basarsi; il ruolo del docente è di mediare lo svolgimento del colloquio in modo che segua la traccia impostata nella fase 1 (v. cap. 6.4).

In un colloquio di questo tipo si dovrebbe cercare di evitare di distribuire ai ragazzi dei formulari con risposte multiple o del tipo vero/falso, dato che inibiscono il passaggio del colloquio verso attività meno strutturate. Le domande aperte e la possibilità di disegnare a mano libera dovrebbero invece favorire la scoperta di elementi che rendono la struttura del colloquio meno rigida.

La **fase 1** (v. cap.6.4) presuppone la stesura degli obiettivi e delle ipotesi sperimentali di ricerca, che possono essere sintetizzati come segue:

1) **Obiettivo: valutare la percezione degli elementi di un ghiacciaio roccioso.**

   Ipotesi sperimentale: *la percezione dei vari elementi di un ghiacciaio roccioso dipende dalle loro caratteristiche geomorfologiche.*

   In pratica si intendono evidenziare quali sono le forme e i processi di un ghiacciaio roccioso più facili da riconoscere. Si suppone che microforme come il fronte e le linee di flusso del corpo del ghiacciaio roccioso siano più semplici da individuare rispetto a forme visualmente meno evidenti, come la granulometria dei blocchi o le depressioni termo carsiche.

2) **Obiettivo: valutare la rappresentazione di un ghiacciaio roccioso mediante utilizzo di supporti didattici.**

   Ipotesi sperimentale 1: *la rappresentazione di un ghiacciaio roccioso dipende dal tipo di supporto impiegato.*

   Ipotesi sperimentale 2: *i supporti fotografici sono i più utilizzati per confermare i risultati della tesi di Regolini (2011).*

   Ipotesi sperimentale 3: *dopo la discussione dei risultati gli allievi utilizzeranno altri supporti didattici per rappresentare il ghiacciaio roccioso.*

   Qui si vuole analizzare come è stata rappresentata la realtà e con quali supporti. Perché si è scelto uno specifico documento? Perché se ne sono scartati altri? Si suppone che documenti fotografici e colorati come le ortofoto siano più utilizzati di documenti più astratti come i DEM (*digital elevation model*) o gli interferogrammi InSAR.

3) **Obiettivo: raccogliere consigli e suggerimenti per migliorare l'attività didattica sul terreno.**

   Si vuole scoprire come fare a rendere più efficace l'attività sul terreno e come agire per reindirizzare gli allievi sulla giusta via didattica.

La convocazione al colloquio è stata effettuata oralmente in modo amichevole e confidenziale direttamente dal docente che ha incontrato i ragazzi durante le pause, nei corridoi del liceo. La distribuzione di un foglio di convocazione ufficiale è stata valutato negativamente dato che avrebbe probabilmente messo maggiormente in soggezione i ragazzi e quindi creato un ostacolo alla possibile obiettività dei risultati. La tab. 6.2 mostra gli elementi non strutturati, quelli strutturati e gli elementi facilitanti la relazione docente-allievo che favoriscono l'esecuzione di un'inchiesta qualitativa semistrutturata.

Elementi strutturati	**Elementi non strutturati**	**Elementi che favoriscono la relazione emotiva docente-allievo**
Si raccomanda puntualità al colloquio	Disegni a mano libera	Invito al colloquio effettuato di persona in modo informale
Si spiegano gli obiettivi del colloquio	Domande aperte	Invito del docente ad un aperitivo alla conclusione del colloquio
Domande ed esercizi precisi	Compiti dai livelli tassonomici alti (sintesi, scoperta)	Si sottolinea la facoltatività della presenza al colloquio
Utilizzo di supporti didattici (proiettore, lavagna, carte,…)	Discussioni aperte	Immagini sulla percezione (v. fig. 6.8)

Tab. 6.2: elenco degli elementi che favoriscono un colloquio qualitativo semistrutturato.

La **fase 1** del colloquio prosegue durante l'inizio dell'incontro. Il docente illustra gli obiettivi del colloquio, ossia lo studio della percezione della rappresentazione di un ghiacciaio roccioso e di suggerimenti formativi didattici per il docente.
La **fase 2** comprende il seguente compito non strutturato: vengono mostrati agli allievi delle immagini che mettono in risalto come la percezione umana mostri un tipo di realtà molto soggettiva per ciò che concerne la geometria, i colori, gli elementi nascosti, la prospettiva, i punti di vista personali e la conoscenza (v. fig. 6.8-A e allegato 6.1). Lo scopo è di mettere a proprio agio i ragazzi con un soggetto ad ampio respiro ed accattivante. In seguito viene mostrata un'immagine di un paesaggio periglaciale di montagna (fig. 6.8-B) come transizione al tema dei ghiacciaio roccioso. Il docente questa volta, dato che il grado di strutturazione del compito è un po' più strutturato, scrive alla lavagna le risposte degli allievi.

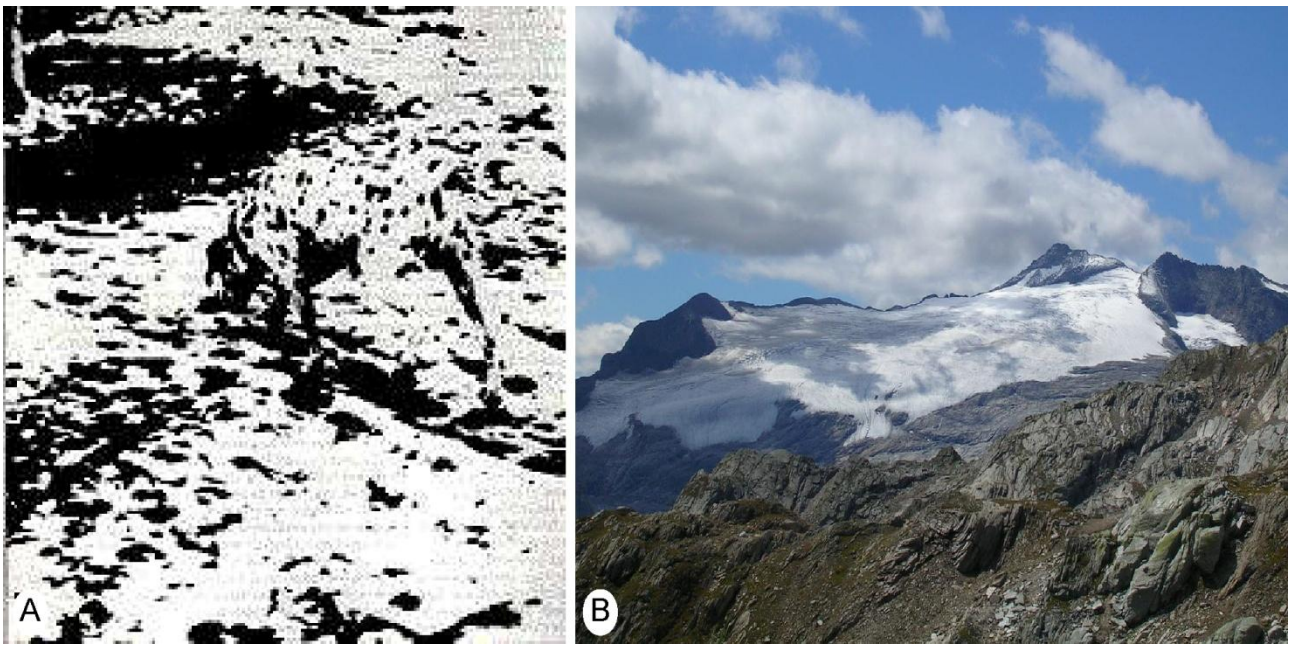


Fig. 6.8:(A) esempio di percezione: la conoscenza; si osservi attentamente il dalmata (Science et Vie Junior, 2005). (B) paesaggio glaciale e periglaciale: ghiacciaio del Basodino (la foto è stata scattata il 4 agosto 2010 durante la compagna di monitoraggio del ghiacciaio roccioso Passo di Grandinagia).

La **fase 3** è introdotta con l'esercizio a gruppi: ogni coppia che durante l'estate ha lavorato su un ghiacciaio roccioso, dotata del proprio computer portatile, cerca un'immagine del "proprio" ghiacciaio roccioso (studiato in estate) ed evidenzia sul foglio le microforme rispondendo alle domande del questionario che viene distribuito (v. allegato 6.2).
Il docente gira tra i gruppi per dirigere ed eventualmente reindirizzare il lavoro. Al termine dell'esercizio, ogni gruppo espone oralmente le proprie scoperte che saranno sintetizzate dal docente alla lavagna.
Si passa poi alla seconda parte della **fase 3** del colloquio semistrutturato che ha come scopo la valutazione della rappresentazione di un ghiacciaio roccioso. Il docente inizia in modo non strutturato, introducendo il tema della rappresentazione del ghiacciaio roccioso. Chiede ai ragazzi di elencare i supporti che hanno utilizzato per il loro lavoro di ricerca sul terreno. In base alle risposte dei ragazzi (i supporti non citati evidentemente non sono stati usati e quindi questa sarà già una scoperta), il docente espone le carte al proiettore e passa alla parte strutturata facendo iniziare l'esercizio a gruppi, in modo che gli allievi rispondano alle domande del formulario (v. allegato 6.2).
La fig. 6.9 mostra le possibili carte che gli studenti hanno a disposizione. Il docente funge da risorsa per questa attività a gruppi e alla fine dell'esercizio mostra le immagini che non sono state utilizzate dai ragazzi e ne chiede oralmente i motivi.
Al termine della messa in comune, il docente chiede ai ragazzi di riempiere nuovamente il questionario sull'utilizzo delle carte per osservare se l'esercizio ha comportato dei cambiamenti.

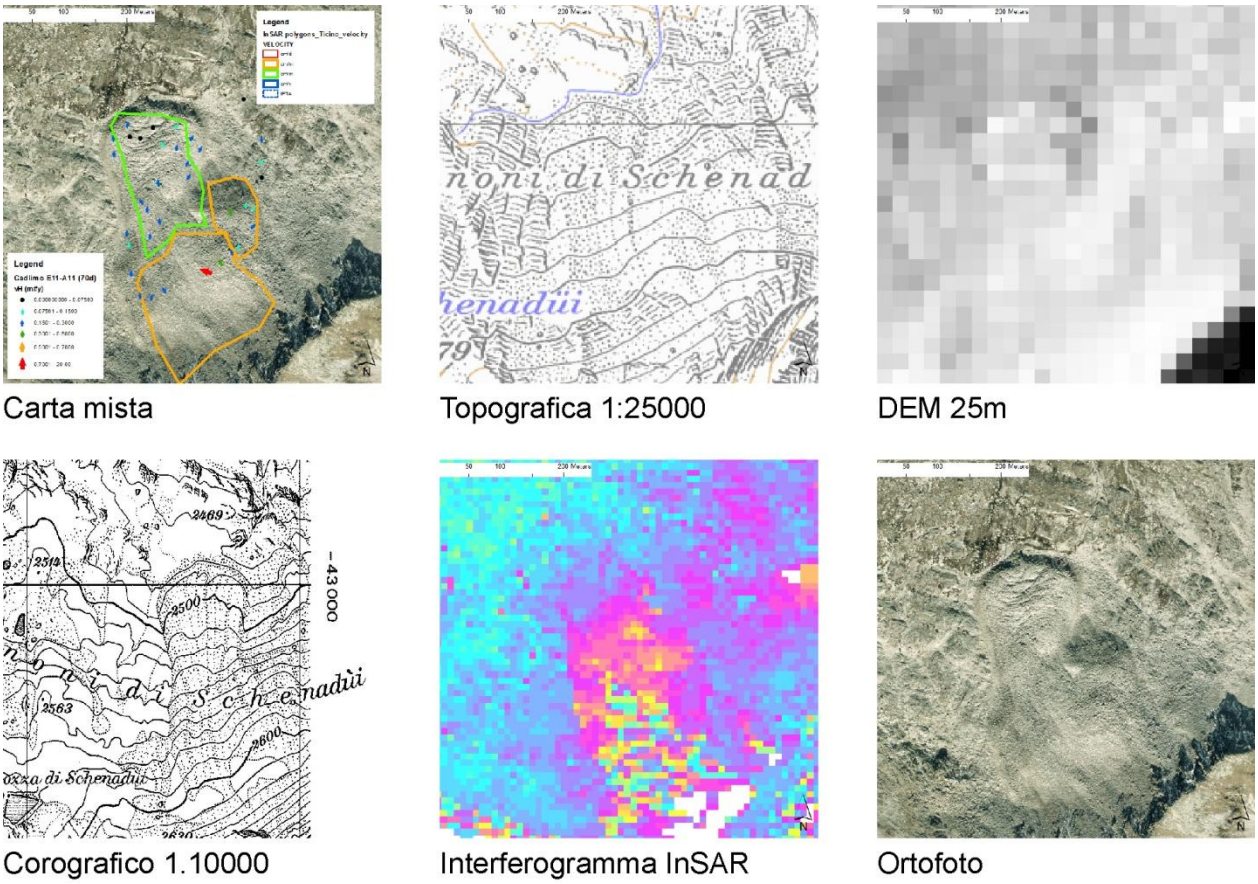


Fig. 6.9: ghiacciaio roccioso di Ganoni di Schenadüi: fondi di carta a disposizione degli allievi.

La **fase 4** conclude il colloquio semistrutturato con una discussione su come si potrebbero apportare dei miglioramenti all'attività didattica sul terreno. Il docente raccoglie su un foglio i suggerimenti degli allievi.
Al termine della lezione, anche se in anticipo sul timing, si prevede un brindisi per festeggiare la fine del LAM. Queste attività conviviali sono molto importanti al fine di mantenere in futuro il buon rapporto emotivo tra i differenti attori coinvolti.
La fig. 6.10 riassume le varie tappe di questo esempio di colloquio semistrutturato e mostra una modellizzazione grafica dell'esempio appena discusso. Da ribadire anche in questo caso come le fasi di un colloquio non sono mai esclusivamente strutturate o non strutturate, ma queste 2 concezioni sono sempre presenti in quantità variabili.

No. parte	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Titolo attività	Spiegazioni iniziali	Esercizio sulle illusioni	Analisi di un paesaggio: percezione	Esercizio percezione	Esercizio : rappresen-tazione (pre-test)	Discussio-ne sulla parte 4	Analisi (post-test)	Conclusio-ni e suggeri-menti	Aperitivo
Attività docente	Spiega oralmente	Mostra le immagini illusorie e raccoglie i risultati	Mostra l'immagine di transizione	Spiega e conduce l'attività	Spiega e conduce l'attività	Anima la messa in comune	Spiega e conduce l'attività	Conduce la discussione finale	conviviale
Attività allievo	Ascolto passivo	Osservano e commenta-no le immagini	Osservano e commenta-no l'immagine	Disegnano	Compilano il formulario	Espongono i risultati ai compagni e al docente	Compilano il formulario	Espongono le loro osservazio-ni	conviviale
Support i didattici	-	Immagini illusorie power-point	Immagine Basodino power-point	Foglio e matite colorate, PC	Formulario a crocette 6 fondi carta	-	Formulario a crocette 6 fondi carta	-	Spumante e patatine
Durata (min)	5'	15'	5'	15'	15'	10'	10'	5'	Tempo restante

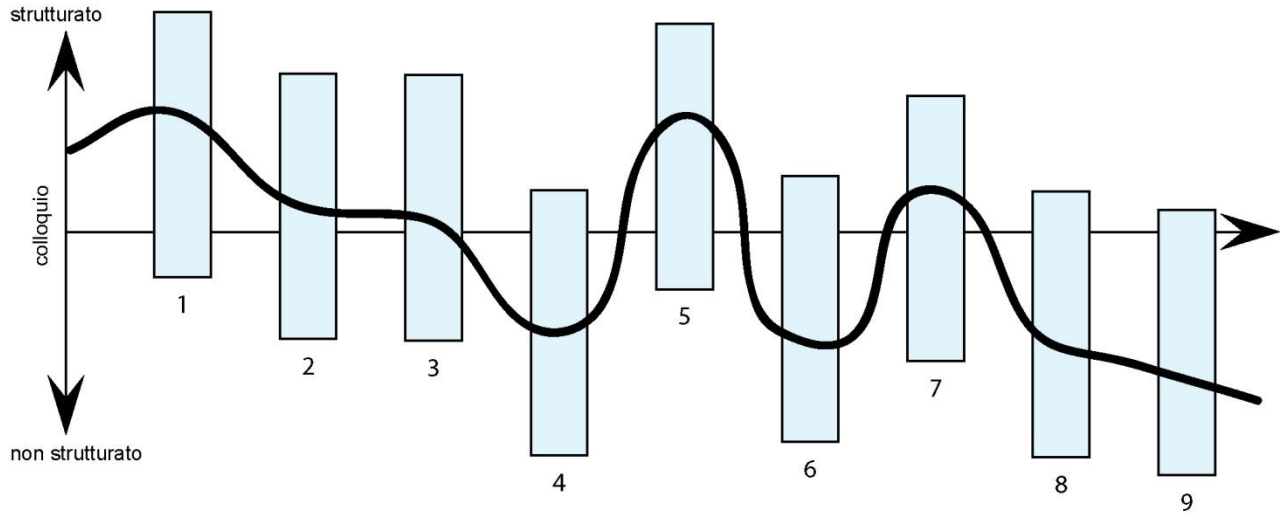


Fig. 6.10: schema del colloquio semistrutturato tenutosi martedì 24 aprile 2012 con modellizzazione grafica delle singole fasi in funzione del grado di strutturazione. La linea continua evidenzia il caratteristico "andamento oscillante" di un colloquio semistrutturato (si veda anche fig. 6.7).

7. I RISULTATI

I risultati di questo capitolo comprendono i risultati quantitativi del sondaggio iniziale (inchiesta esplicatoria), che aveva come scopo di indagare le preconoscenze sulla criosfera (v. cap. 6.2); delle osservazioni sul dispositivo di formazione dei LAM (v. cap. 6.3); delle osservazioni di carattere generale dell'esperienza svolta e soprattutto dei risultati qualitativi sulle modalità di percezione e rappresentazione di un ghiacciaio roccioso, che sono scaturiti dal colloquio semistrutturato del 24 aprile 2012 (v. cap. 6.4).

7.1. L'INCHIESTA ESPLICATORIA

7.1.1. IL QUESTIONARIO

Il questionario distribuito a 102 ragazzi di 5 classi di terza liceo, come già spiegato nei capitoli precedenti, aveva come obiettivo di sondare le preconoscenze sulla criosfera.
Questo questionario è diviso in tre parti principali: la prima parte prevedeva delle domande generali sulla conoscenza della criosfera; la seconda parte chiedeva agli allievi di indicare l'importanza di alcuni elementi della criosfera in funzione di differenti elementi antropici e naturali; mentre la terza parte voleva invece sondare la conoscenza o meno degli allievi a proposito della distribuzione del permafrost a scala mondiale, svizzera e ticinese.
Per la compilazione del questionario ho lasciato 20 minuti, un tempo nella maggior parte dei casi rivelatosi più che adeguato. Nei 3 capitoli che seguono si analizzeranno i risultati (evidenziati in blu) per ognuna di queste parti del questionario.

7.1.2. PARTE 1: RISULTATI E COMMENTI

Sondaggio iniziale, la criosfera, 3e liceo LILU2
Risultati di 102 formulari

1. Questioni generali sulla criosfera:

1.1. Hai già sentito parlare di CRIOSFERA? *(voti ricevuti)*
60 SI *42* NO

1.2. Se hai risposto di SI dove? *(voti ricevuti)*
54 Scuola *3* TV/Radio *2* Stampa *1* Internet *1* Altri (specificare) *libri*

1.3. Se hai risposto di SI, come valuti la tua conoscenza in merito?
43 Molto vaga *7* Approssimativa *10* Abbastanza buona *0* Molto precisa

1.4. Hai già sentito parlare di PERMAFROST? *(voti ricevuti)*
100 SI *2* NO

1.5. Sei si dove? *(voti ricevuti)*
100 Scuola *62* Stampa *54* TV/Radio *37* Internet *5* Altri (specificare) *libri*

1.6. Se hai risposto di SI, come valuti la tua conoscenza in merito? *(voti ricevuti)*
10 Molto vaga *54* Approssimativa *25* Abbastanza buona *11* Molto precisa

1.7. Oltre a permafrost quali tra questi elementi fanno parte della Criosfera? *(voti ricevuti)*

100 Banchisa	*70* Tundra	*0* Giungla
100 Ghiacciaio di valle	*65* Ambienti di montagna	*0* Deserto sabbioso
100 Ghiacciaio polare	*23* Steppa	*0* Prateria
100 Ghiacciaio roccioso	*0* Foresta pluviale	*0* Macchia mediterranea
99 Taiga	*0* Savana	*0* Deserto roccioso

Per ciò che concerne le preconoscenze sulla criosfera, la quasi totalità degli allievi ha scritto di conoscere il significato di permafrost, mentre solo il 60% degli allievi ha risposto di conoscere il termine di criosfera. Questi risultati sono, come evidenziato dalle domande 1.2 e 1.5, da attribuirsi probabilmente alle nozioni ricevute a scuola durante le ore di geografia. La maggiore conoscenza del concetto di permafrost rispetto alla criosfera è da attribuire invece alle informazioni trasmesse da parte dei media, in particolare stampa e televisione. Internet, attualmente molto utilizzato dalle giovani generazioni, contribuisce in modo limitato alla conoscenza di questi termini. Evidentemente l'uso che i giovani fanno di questo canale si indirizza probabilmente ad altri interessi magari più ludici e sociali, come le varie reti sociali.
Il livello di conoscenza del permafrost e della criosfera è abbastanza limitato, in particolare per la criosfera la maggior parte dei ragazzi ha confermato di possedere delle conoscenze molto vaghe.
Alla domanda che chiedeva di associare alcuni biomi alla criosfera, gli allievi hanno risposto con sicurezza per i ghiacciai di valle, i ghiacciai polari, i ghiacciai rocciosi, la banchisa e la taiga. Ci sono state invece più incertezze nell'associare la criosfera agli ambienti di montagna e alla tundra.

7.1.3. PARTE 2: RISULTATI E COMMENTI

Sondaggio iniziale, la criosfera, 3e liceo LILU2
Risultati di 102 formulari

2. Elabora una classifica in ordine d'importanza di questi ambienti in funzione di:

2.1. La loro utilità verso la società, l'uomo. Quali sono i più utili? *(rango in funzione del maggior numero di voti)*

	1°	2°	3°	4°	5°
Ghiacciai alpini	X				
Ghiacciai polari		X			
Ghiacciai rocciosi					X
Banchisa				X	
Permafrost			X		

1.1. La loro fragilità di fronte al surriscaldamento climatico. Quali sono quellii più in pericolo? *(rango in funzione del maggior numero di voti)*

	1°	2°	3°	4°	5°
Ghiacciai alpini	X				
Ghiacciai polari			X		
Ghiacciai rocciosi					X
Banchisa		X			
Permafrost				X	

2.2. La loro influenza sui rischi naturali. Quali sono quelli che potrebbero dare più rischi per la nostra società? *(rango in funzione del maggior numero di voti)*

	1°	2°	3°	4°	5°
Ghiacciai alpini			X		
Ghiacciai polari	X				
Ghiacciai rocciosi		X			
Banchisa					X
Permafrost				X	

Gli allievi hanno evidenziato come per l'uomo i ghiacciai alpini e polari siano considerati maggiormente importanti, mentre i ghiacciai rocciosi sono risultati all'ultimo posto.
Per ciò che concerne invece la fragilità di questi ambienti di fronte ai cambiamenti climatici in atto, sono stati messi ai primi posti i ghiacciai alpini e la banchisa. Anche in questo caso il permafrost e soprattutto i ghiacciai rocciosi si trovano in fondo alla classifica.
I ghiacciai polari e i ghiacciai rocciosi, secondo il sondaggio, sono i principali responsabili di causare eventuali situazioni a rischio, mentre il permafrost e la banchisa sono stati reputati i meno influenti.

7.1.4. PARTE 3: RISULTATI E COMMENTI

Sondaggio iniziale, la criosfera, 3e liceo LILU2
Risultati di 102 formulari

3. Il permafrost, la sua distribuzione a livello mondiale, svizzero e ticinese.

3.1. Metti la crocetta dove pensi lo si possa trovare. *(voti ricevuti, miglior risultato)*

Continente	Regione	Lo trovo sicuramente	Lo trovo solo qualche volta, a certe condizioni	Non lo trovo	Non so rispondere
Mondo	Polo Nord	***36***	***3***	***66***	***4***
	Polo Sud	***78***	***0***	***18***	***0***
	Siberia	***100***	***0***	***0***	***4***
	Islanda	***90***	***43***	***0***	***0***
	Gran Bretagna	***11***	***47***	***25***	***18***
Svizzera	Svizzera Giura	***0***	***69***	***6***	***0***
	Svizzera Altipiano	***0***	***42***	***60***	***2***
	Svizzera Alpi	***90***	***50***	***0***	***0***
	Eiger, parete nord	***36***	***70***	***5***	***39***
Ticino	Zurigo	***0***	***2***	***75***	***20***
	Lugano	***0***	***3***	***80***	***12***
	Malcantone	***13***	***6***	***55***	***18***
	Valle Bedretto	***12***	***90***	***0***	***13***
	Adula	***60***	***40***	***0***	***6***
	Valle Maggia	***17***	***85***	***0***	***4***

3.2. Quali pensi possano essere le conseguenze legate al riscaldamento del Permafrost a livello mondiale? (risposta nettamente predominante)

Frane e smottamenti

3.3. Quali pensi possano essere le conseguenze legate al riscaldamento del Permafrost a livello ticinese? (risposta nettamente predominante)

Frane e smottamenti

La domanda 3.1 chiedeva agli allievi dove pensavano si potesse localizzare il permafrost. Le conoscenze sulla localizzazione del permafrost sono direttamente proporzionali alla scala spaziale di riferimento: a scala mondiale si registrano solo alcune incertezze con la presenza ai poli, mentre per altre regioni le risposte sono state nel complesso esatte. A scala Svizzera si constatano imprecisioni con la localizzazione del permafrost in ambienti di alta montagna. A scala ticinese le imprecisioni sono state ancora maggiori, evidenziando una grande confusione generale.
Per ciò che concerne la problematica del rischio, gli allievi hanno evidenziato come questo si tradurrebbe, a scala mondiale e ticinese, prevalentemente in frane e smottamenti.

7.1.5. COMMENTO E DISCUSSIONE GENERALE

Questi risultati hanno evidenziato una conoscenza abbastanza superficiale della criosfera, in linea comunque con quanto potrebbe conoscere un allievo di terza liceo. È probabile che le informazioni in possesso dei ragazzi siano date dai soliti stereotipi diffusi in generale dai media. Questo lo si deduce dal fatto che solamente i termini più famosi come i ghiacciai di valle o le calotte polari sono risultati ben conosciuti dai ragazzi. Inoltre le conoscenze a scala mondiale sono discrete, mentre a scale più regionali diminuiscono notevolmente. In particolare poco o nulla conoscevano gli allievi della criosfera in Ticino, in modo particolare sulla sua presenza in ambienti di alta montagna.

Anche le implicazioni di alcuni biomi della criosfera in relazione alla nostra vita quotidiana, ha evidenziato una percezione abbastanza stereotipata, legata prevalentemente ai fenomeni che occupano il maggior spazio sui media, come la frane. Aspetti più energetici, turistici ed economici non sono invece stati presi in considerazione.
Questi risultati hanno evidenziato le principali lacune degli allievi: queste ultime hanno però aiutato il docente a definire il livello di partenza di insegnamento teorico e soprattutto a meglio definire il percorso didattico, insistendo in modo particolare sullo studio di casi locali. Lo studio locale permette una più semplice comprensione del permafrost e delle problematiche ad esso legate. È più semplice e più utile studiare le sue dinamiche a scala locale e poi estendere le conoscenze a scale più grandi. Prima si incomincia a scoprire il piccolo e poi si passa al grande. La tendenza generalizzata degli allievi è invece quella di voler subito capire tutto dei grandi sistemi, dato che i fenomeni piccoli e locali sono spesso visti come meno eccitanti e stimolanti.
Volendo azzardare un parallelismo, è come studiare la letteratura senza aver prima studiato la grammatica. Le basi per conoscere il permafrost e le sue dinamiche si scoprono solamente partendo dal locale e solo in seguito estendendosi a scale spaziali più grandi.
Queste considerazioni mi hanno quindi portato ad assegnare ad ogni allievo solo l'investigazione approfondita del permafrost di un singolo ghiacciaio roccioso a scala locale. È stato poi molto gratificante per me osservare come al termine del percorso didattico molti allievi sentissero la necessità di confrontare i risultati con i compagni e di espandere le loro scoperte a scale maggiori.
Questo sondaggio è stato elaborato all'inizio di questo lavoro di dottorato, quando non avevo ancora definito chiaramente i suoi obiettivi scientifici e didattici. Di conseguenza il sondaggio stesso avrebbe potuto approfondire altri aspetti come la percezione e la rappresentazione del territorio, aspetti che sono il risultato di esigenze didattiche nate però solo in corso d'opera, quindi successive al sondaggio iniziale.

7.2. DESCRIZIONE DETTAGLIATA DEL DISPOSITIVO FORMATIVO: OSSERVAZIONE PARTECIPANTE SUL TERRENO

L'osservazione partecipante (v. cap. 6.3.) è stata continuamente implementata per ciò che riguarda il **dispositivo di formazione**. Le prime uscite sul terreno erano caratterizzate da una forte presenza formatrice mia come docente poi, con il susseguirsi delle uscite, il docente da attore è diventato sempre più osservatore attivo dell'attività degli allievi. Come già ribadito le uscite sul terreno con gli allievi sono state una ventina, ripartite tra il primo ed il secondo anno di misurazioni dei ghiacciai rocciosi per lo svolgimento dei LAM. Queste numerose uscite hanno rappresentato per me un'occasione irripetibile di indagine in campo didattico.
Ricordo a questo proposito che i principali **obiettivi d'apprendimento** che mi ero prefissato erano di imparare a raccogliere e analizzare le fonti teoriche, formulare ed eventualmente inventare una o più ipotesi di lavoro, pianificare e realizzare una procedura sperimentale in un particolare studio di caso, analizzare ed interpretare i risultati scoperti, applicare correttamente le regole bibliografiche vigenti nelle scienze della terra nelle varie lingue (inglese, tedesco e francese), applicare in modo efficiente le conoscenze teoriche acquisite sul terreno e utilizzare nel modo più razionale ed efficiente possibile la bibliografia fornita, al fine di condurre delle ricerche sul terreno per verificare le ipotesi di partenza.
In particolare le prime uscite hanno evidenziato situazioni che hanno permesso una riflessione su alcuni importanti processi didattici formativi e di osservare le modalità della percezione della criosfera da parte degli allievi.

Quantità e tipo di attività svolte dagli allievi

Durante le prime uscite, ai ragazzi chiedevo di effettuare le misure DGPS, di sostituire i data-logger, di disegnare il ghiacciaio roccioso, di prendere appunti, di scattare fotografie e di elaborare ipotesi di ricerca. È risultato quasi subito evidente l'enorme mole di attività da svolgere, con la conseguenza che di tutte queste nessuna veniva svolta correttamente e in modo approfondito. In particolare le misure DGPS richiedono una concentrazione e un impegno tali per cui non restava più tempo per il resto. Durante le rilevazioni DGPS a volte i satelliti sparivano dall'orizzonte e lo strumento non funzionava con la necessaria precisione, per cui tutto il programma della giornata saltava. La soluzione è quindi stata quella di concentrare la raccolta dati DGPS il primo giorno e di ritornare sul terreno un secondo giorno per le altre attività più didattiche. Questo

permette ai ragazzi di concentrarsi esclusivamente sulle tecniche metodologiche DGPS e sulla descrizione e rappresentazione del ghiacciaio roccioso in due momenti distinti, con evidenti progressi qualitativi.
Questo fatto si è reso particolarmente evidente nel campo della rappresentazione del ghiacciaio roccioso, dato che durante le prime uscite i ragazzi scattavano centinaia di fotografie senza logica, sperando di raccogliere più informazioni possibili con i mezzi digitali. Avendo più tempo a disposizione, i ragazzi potevano anche disegnare e fare schizzi di dettagli, con ovvi benefici per il processo di comprensione e di messa in evidenza di dettagli significativi. Si vedano a questo proposito i lavori di Healey & Roberts (2004) sulla necessità di elaborare disegni per meglio rappresentare e comprendere la realtà.

Conduzione del dispositivo di formazione da parte del docente

Durante le prime uscite tendevo a fornire agli allievi il maggior numero di informazioni possibili. Mi sono poi reso conto che l'attività importante per un corretto percorso formativo, è piuttosto quello di fornire agli allievi le giuste chiavi di lettura e comprensione del paesaggio: questo mediante opportune lezioni teoriche in classe e fornendo loro compiti mirati da svolgere in modo autonomo sul terreno. In pratica, invece di spiegare agli allievi la realtà, costringendoli a un ruolo prevalentemente di ascolto e presa d'informazioni passiva, è più opportuno mettere i ragazzi in condizione di scoprire la realtà autonomamente, con la supervisione del docente. Ecco alcuni esempi di attività o compiti che favoriscono questa dinamica:

- **disegnare e fotografare** il ghiacciaio roccioso e i suoi particolari. Per ogni fotografia scattata associare uno schizzo su carta. I ragazzi stessi si sono resi conto che il disegno ha permesso di mettere in evidenza un particolare del ghiacciaio roccioso, come il fronte, una linea di flusso, la granulometria delle rocce, particolari che solo con un supporto fotografico risultavano meno evidenti (vedi fig. 6.11);

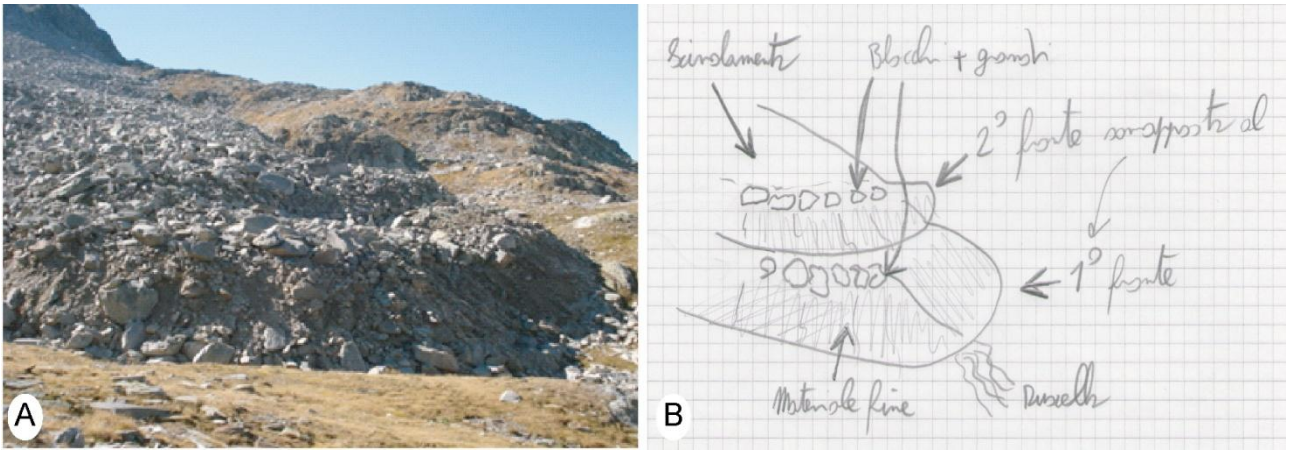


Fig. 6.11: esempio di disegno interpretativo di una fotografia. Si notino i particolari del ghiacciaio roccioso Monte Prosa Nord (B) messi in evidenza dallo schizzo (A) (Giannone & Guggiari, 2011).

- **osservare i vari fenomeni geomorfologici**, annotando di essi forma, colore e struttura senza necessariamente volere effettuare delle interpretazioni. È importante lasciarsi cogliere dalla curiosità: quando si vede una bella forma, come un ruscello, una parete a strapiombo, una faglia, un grosso masso, ecc…, bisogna annotarla ed eventualmente disegnarla con commenti anche personali. Spesso le forme particolari sono indicatori di fenomeni precisi e forse importanti, magari non subito finalizzabili al compito che si sta svolgendo, ma utili in futuro per altri scopi. È soprattutto dalla bellezza di ciò che si vede che nascono le idee e le motivazioni per elaborare ipotesi di lavoro. Si potrebbe a questo proposito citare l'esempio di due allievi che sono stati colpiti dalle dimensioni particolarmente grandi di alcuni blocchi situati al fronte del ghiacciaio roccioso in confronto ai blocchi più piccoli situati invece alle radici. Da qui l'idea di elaborare una sezione granulometrica longitudinale e verticale di superficie del ghiacciaio roccioso Kleinfurka (fig. 6.12);

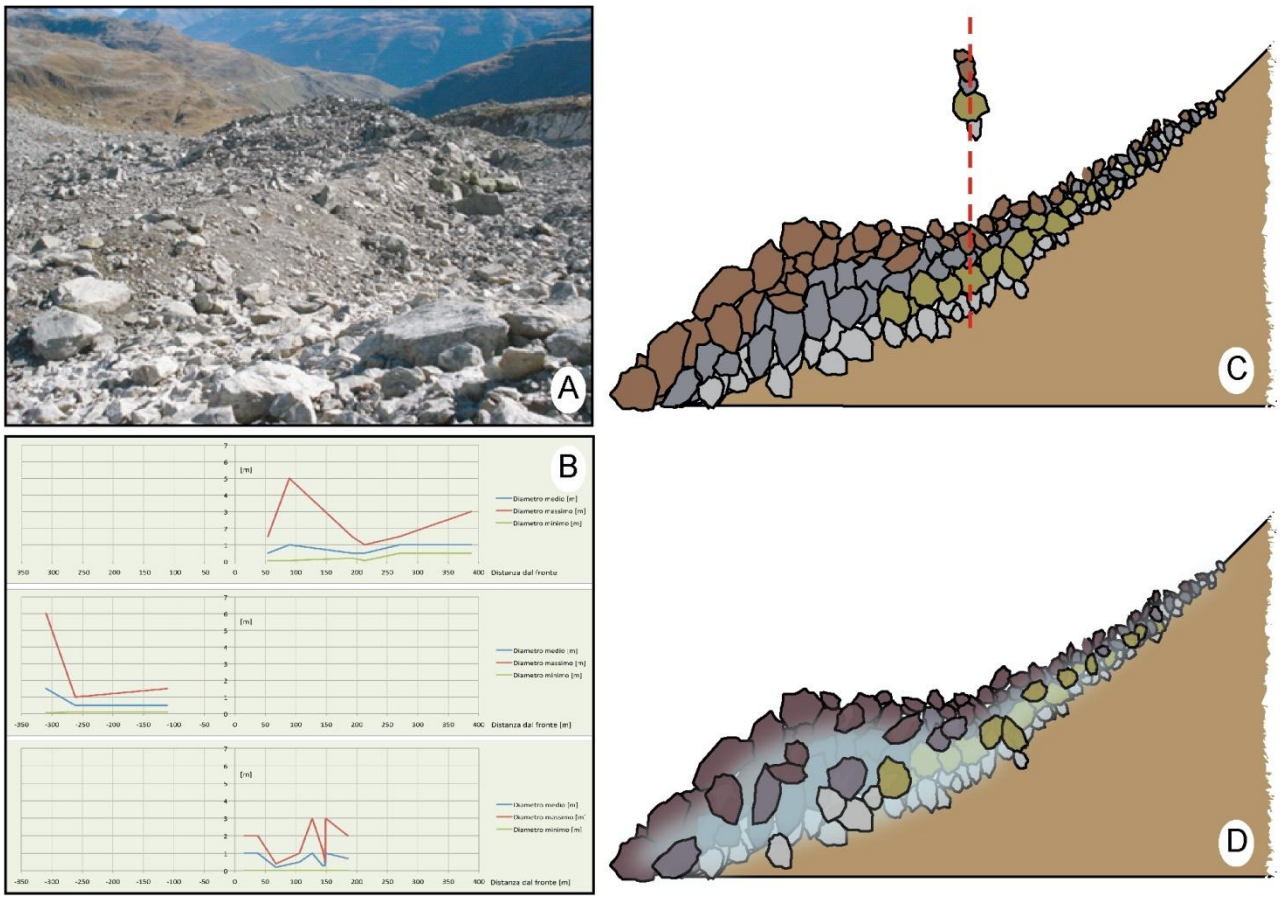


Fig. 6.12: esempio di osservazione di fenomeni geomorfologici ed elaborazione e verifica di ipotesi di lavoro (immagine modificata da Bizzozzero & Sartori, 2011): (A) fotografia scattata del ghiacciaio roccioso Kleinfurka per cogliere il dettaglio della differente granulometria dei blocchi del corpo del ghiacciaio roccioso. (C) e (D) schizzi per modellizzare teoricamente questo fenomeno: (C) sezione di una falda detritica. (D) sezione di un ghiacciaio roccioso contenente permafrost (alone azzurro). (B) grafici ottenuti con misurazioni di terreno del diametro medio dei blocchi in funzione dalla distanza dal fronte.

- **porsi delle domande e cercare di elaborare dei percorsi per trovare delle risposte.** Anche se le domande poste sono banali, non è scontato che le risposte lo siano altrettanto;

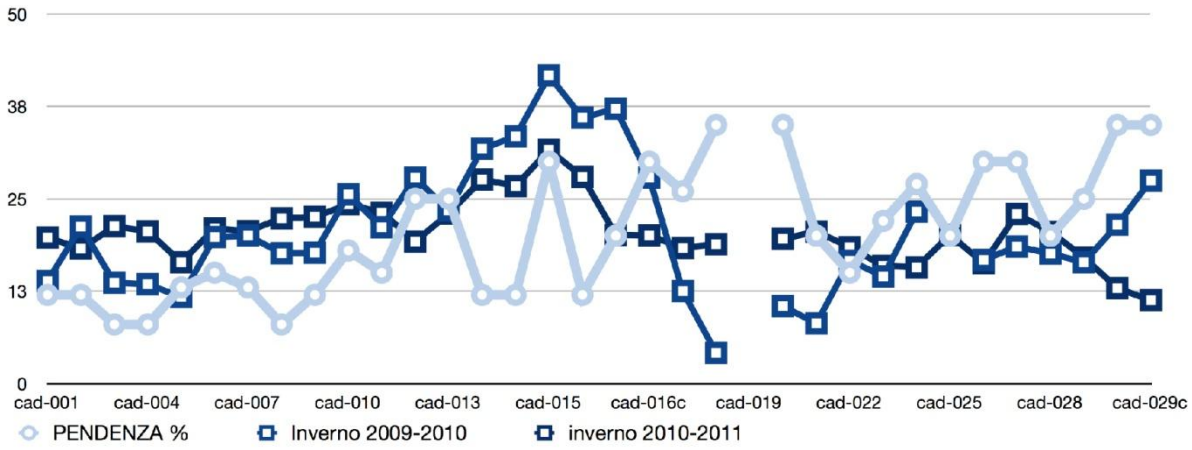


Fig. 6.13: pendenza in % (in azzurro con pallini), in relazione con le velocità nel periodo inverno 2009/10 e inverno 2010/11 per ogni punto (in cm/a) (Barchi & Compagno, 2011). Si noti l'assenza di una sovrapposizione significativa delle linee del grafico ad indicare una mancanza di legame diretto tra pendenza e velocità orizzontale di scivolamento a valle.

Per esempio sul ghiacciaio roccioso di Ganoni di Schenadüi un allievo si è chiesto se nelle zone con maggior pendenza i movimenti di scivolamento fossero più importanti. Sembra una domanda ovvia con una risposta scontata, invece il confronto tra le velocità e la pendenza del terreno effettuato sul ghiacciaio roccioso per i differenti punti in due periodi invernali distinti, non ha messo in evidenza alcun legame diretto (Barchi & Compagno, 2011) (fig. 6.13);

- **preparare prima dell'escursione i compiti da svolgere** in base agli obiettivi da raggiungere. Sembra ovvio, ma è fondamentale sapere esattamente cosa si "va a fare" in montagna e perché. Solo con una precisa pianificazione delle attività si possono raccogliere risultati pertinenti con gli obiettivi di partenza. Per mettere in pratica questo intento è necessario un lavoro di preparazione basato su minime conoscenze (anche bibliografiche) dell'argomento. In pratica si deve andare sul terreno con degli obiettivi ben precisi, lasciando chiaramente la mente aperta ad eventuali modifiche in corso d'opera;

- **elaborare subito gli appunti e i dati raccolti sul terreno**. Ho constatato che se gli allievi lasciano passare troppo tempo nel rielaborare i dati raccolti, sussiste il rischio di dimenticare concetti e dettagli fondamentali, sia di natura tecnica, come dati e misure, sia di natura più soggettiva, come impressioni e osservazioni del terreno. A questo proposito è consigliabile richiedere agli allievi, il giorno seguente l'escursione, un riassunto scritto dei risultati e delle osservazioni raccolte sul terreno. Le foto dovrebbero essere al più presto scaricate sul computer e descritte, per evitare di non ricordarsi il perché si è cercato di ritrarre un particolare dettaglio. Inoltre lo scarico immediato di materiale digitale (foto, dati) permette di evitare eventuali accidentali cancellazioni e di verificare che tutto abbia funzionato nel migliore dei modi. Gli inconvenienti tecnici quando si lavora con apparecchiature sofisticate non rappresentano di certo l'eccezione.

Importanza delle condizioni meteo

Le uscite sul terreno devono essere pianificate in anticipo, tenendo conto della disponibilità di docente e allievi. Le condizioni meteo non possono però essere previste se non 1-2 giorni prima; spesso a causa del maltempo molte uscite sono state rinviate. Chiaramente per poter mettere in pratica con successo i punti sopra elencati, si devono attentamente pianificare le uscite solo con il bel tempo. In caso di cattivo tempo, la presa di appunti, di fotografie e disegni risulta fortemente compromessa. Inoltre si è notato come sotto la pioggia, al freddo, gli obiettivi didattici e disciplinari passino inevitabilmente in secondo piano rispetto alle necessità di confort e sicurezza che il cattivo tempo impone.
Ho potuto notare tuttavia in generale una buona propensione degli allievi alle uscite in montagna; le regole erano state annunciate loro in anticipo, ma restano comunque dei rari casi di ragazzi che hanno mostrato qualche reticenza in caso di cambiamenti di programma.

Relazioni socio-affettive docente-allievo

Il docente deve prima di tutto creare le condizioni per mettere a proprio agio gli allievi sul terreno. In pratica si deve creare quel corretto clima di lavoro basato su fiducia e sicurezza. In questo caso si devono formulare le stesse premesse socio-affettive tipiche di un colloquio semistrutturato dove gli obiettivi relazionali sono i medesimi (cap. 6.4.1). È importante che gli allievi non si sentano giudicati sul terreno, ma condotti e protetti dal docente, il quale all'occasione può diventare anche loro "amico e confidente", senza tuttavia perdere quel distacco relazionale e generazionale che deve sempre essere presente tra queste due figure. Per esempio, è importante creare dei momenti di relax, magari pranzando e sorseggiando un bicchiere di vino in compagnia, non avendo timore di esternare le proprie "emozioni e paure" in relazione all'attività svolta. Ho osservato come la figura del docente assuma una maggiore empatia e complicità negli allievi quando anche il docente espone i propri sentimenti a riguardo dell'attività che si sta svolgendo, sentimenti di curiosità, gioia, stupore per le cose belle scoperte, ma anche inquietudini e incertezze**.** Questo percorso relazionale è stato facilitato dal fatto che il sottoscritto risultava essere docente (verso i suoi allievi del LAM) e allo stesso tempo studente (nei confronti del proprio direttore di tesi). Gli allievi vedono che il docente è allo stesso tempo "allievo" come loro verso il suo direttore di tesi e questa condizione fa scattare in loro una sorta di "solidarietà di ruolo", che si concretizza in un'empatia verso il loro "capo", empatia che se utilizzata costruttivamente, permette l'implementazione del processo di insegnamento e di ricerca. In pratica si uniscono due triangoli pedagogici classici per formare una nuova rete che chiameremo in questo caso rombo

pedagogico (fig. 6.14). In pratica l'asse di riferimento tra docente e sapere (o ricerca scientifica) si compone dei processi "insegnare" e "apprendere", con evidenti benefici per tutti gli attori in gioco.

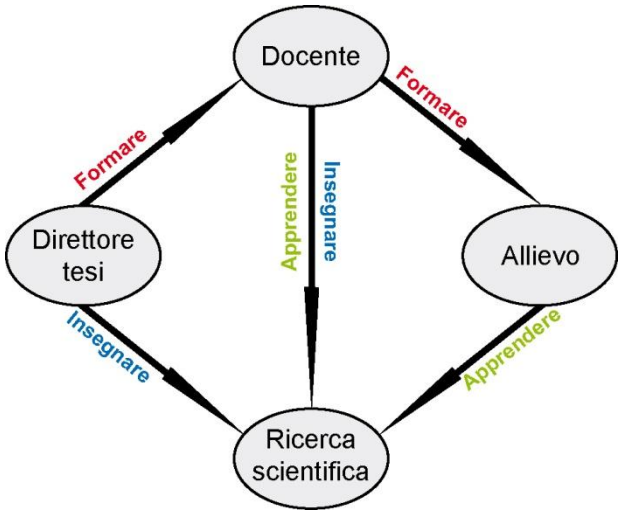


Fig. 6.14:

rombo pedagogico. Questo nuovo schema concettuale è la conseguenza del doppio ruolo del docente, che risulta lui stesso allievo in un altro triangolo. La figura del docente acquista maggiore empatia verso i suoi allievi fermo restando l'autorità del suo ruolo. Rispetto a un semplice triangolo, questa situazione favorisce la sovrapposizione dei processi apprendere ed insegnare tra docente e ricerca scientifica o sapere.

7.3. OSSERVAZIONI E VALUTAZIONI GENERALI DELL'ESPERIENZA

Durante la prima tornata di LAM (2010) ho richiesto agli allievi di trovare la soluzione durante il loro processo di scoperta, mentre il problema e la procedura erano fornite dal sottoscritto. Eravamo quindi in un campo di scoperta strutturata. Ho constatato che nessun allievo è riuscito a passare a un livello superiore, nemmeno i migliori allievi sono stati in grado di elevare il loro livello di ricerca (secondo il modello di Banchi & Bell, 2008; v anche cap. 5.3).
L'anno seguente invece ho cercato di fornire unicamente il problema, mentre la procedura e la soluzione non erano noti, quindi si cercava di mettere in pratica una scoperta guidata. Ho poi constatato come alcuni allievi siano addirittura passati all'ultimo stadio ossia quello della scoperta aperta, dove anche il problema non era noto a priori. Probabilmente questo passaggio è stato favorito dall'abitudine a lavorare nel campo della scoperta guidata e dal buon livello cognitivo di alcuni allievi.
Ho infatti constatato che solo gli allievi più dotati e motivati hanno effettuato questo salto. Questi ragazzi hanno poi prodotto dei lavori di notevole spessore e qualità.
Dopo due anni di lavoro possiamo elaborare un bilancio dei risultati didattici ottenuti sia per gli allievi, sia per il docente. Sarà importante far tesoro di queste esperienze per migliorare l'insegnamento in futuro. In particolare la riflessione è fatta prendendo come termine di paragone i LAM precedentemente eseguiti che non presentavano una parte di lavoro sul terreno. Come già spiegato, i LAM svolti in precedenza dal sottoscritto, consistevano essenzialmente in lavori di compilazione bibliografica e la scoperta era spesso assente, anche se per un livello di studi liceale, tali lavori erano assolutamente accettabili e dignitosi.

7.3.1. ASPETTI POSITIVI PER GLI ALLIEVI

Motivazione

La prima impressione sulla motivazione degli allievi è senz'altro positiva. I ragazzi non sono motivati solo all'inizio del progetto didattico come per i LAM precedenti, ma quando cominciano a constatare i primi risultati da loro scoperti, sia positivi che negativi, la loro motivazione aumenta e la soddisfazione di aver contribuito a scoprire qualcosa per la prima volta, è fonte di accresciuto entusiasmo. Gli allievi si sentono dei "piccoli ricercatori" e ciò instaura in loro un circolo virtuoso che ne accresce l'autostima.

Molti iscritti, interesse stabile nel tempo

Nel 2010 si sono iscritti al LAM 20 allievi, nonostante le condizioni richieste fossero sicuramente impegnative (escursioni in estate, tema complesso e regionale). L'anno seguente, anche esaurito l'effetto

novità e essendosi diffuse le voci sull'esperienza appena conclusa, gli iscritti sono stati comunque 14. In entrambi gli anni il LAM sui ghiacciai rocciosi ha stabilito il record di iscrizioni rispetto ad altri LAM proposti dai colleghi di altre materie.
Il parametro del numero di iscrizioni va sicuramente preso con le pinze per analizzare la validità di un progetto. Bisognerebbe tenere in considerazione altri parametri come la figura del docente o il posizionamento del LAM in orario. Tuttavia, dopo aver condotto un sondaggio informale con gli allievi, si è giunti al risultato che il motivo principale della scelta consiste nell'attrattività del tema e soprattutto nella possibilità di lavorare sul terreno, scoprendo qualcosa di concreto, senza svolgere un semplice lavoro bibliografico di compilazione. Anche per il docente venire a conoscenza dell'apprezzamento di un progetto proposto è sicuramente fonte di ulteriori stimoli: anche in questo caso si instaura un circolo virtuoso a beneficio della qualità dell'insegnamento proposto.

Migliore apprendimento

Il colloquio semistrutturato del 24 aprile 2012 ha evidenziato come i ragazzi stessi sostengano che un lavoro svolto in questo modo abbia permesso un migliore apprendimento. Questo è forse da ricondurre al tema che chiaramente si prestava meglio di altri alla tecnica dell'insegnamento tramite la scoperta.

Riconoscimenti e premi

Alcuni allievi hanno ottenuto premi prestigiosi. Questi premi sono quindi da vedersi come un inaspettato rinforzo positivo per loro ma anche per il docente che li ha seguiti e quindi un ulteriore stimolo ad andare avanti con queste modalità d'insegnamento (v. cap. 8).

Sviluppo di nuove ipotesi di lavoro e metodi di ricerca

In particolare durante la seconda tornata di LAM, alcuni gruppi di lavoro hanno sviluppato nuove ipotesi di lavoro e conseguenti metodi di investigazione. Come detto in precedenza questo non vuole essere necessariamente un punto d'arrivo, ma sta a testimoniare una migliore padronanza del metodo scientifico. Il docente deve sforzarsi in questi casi di restare neutro e di non anticipare le possibili soluzioni che intravede prima dei ragazzi stessi.

Si disegna e si interpreta il paesaggio

Nell'era del digitale, lo schizzo è ancora una tecnica essenziale che incoraggia gli allievi all'osservazione e all'interpretazione del soggetto. Un disegno non può e non deve necessariamente riprodurre fedelmente il soggetto che invece è ripreso personalmente e proprio questa caratteristica rappresenta un vantaggio rispetto alla foto digitale. Esiste un'approfondita letteratura sull'analisi del disegno del paesaggio in geografia, biologia e geologia. Nell'era preinformatica, Hutchings (1960) evidenziava già i vantaggi del disegno rispetto alla fotografia. Molti di questi vantaggi sono validi ancor più nell'era del digitale che, rispetto all'analogico, permette di effettuare ancora più foto. Si vedano a questo proposito i lavori Hawling (1993) e Green (1998) (v. anche cap. 7.2).

Bibliografia

Data la natura specifica e regionale del tema proposto, non esiste proprio la tentazione e la possibilità concreta di utilizzare internet. Internet non propone quasi nulla a livello metodologico su come affrontare il problema, al limite propone nella migliore delle ipotesi una serie di dati meteo da integrare. Si è notato quindi negli allievi una maggiore qualità bibliografica e una minore dispersività del lavoro. Internet è sempre una grande fonte di distrazione. In questo modo si sono evitati i classici lavori "copia-incolla".

7.3.2. ASPETTI POSITIVI PER IL DOCENTE

Insegnamento tramite la scoperta

Questo tipo d'insegnamento dovrebbe essere proposto indistintamente in qualsiasi attività didattica. Tuttavia si ha l'impressione che la sua applicazione a lavori di indagine svolti sul campo sia di più facile applicazione per il docente e maggiormente comprensibile per l'allievo, che può toccare con mano i risultati ottenuti.

Motivazione e piacere nel vedere l'impegno dei ragazzi

L'insegnamento sul terreno rende più immediati e meno astratti gli obiettivi d'apprendimento. In pratica gli allievi possono assimilare le ricadute pratiche di concetti teorici in modo più diretto e questo fatto li porta a motivarsi maggiormente, aumentando così anche la motivazione nel docente.

Possibilità di collaborazione con uffici esterni

Per la particolare natura delle ricerche svolte, si è resa necessaria la collaborazione con uffici esterni, i quali hanno contribuito in particolare fornendo materiali e metodi. Si è quindi creata una sorta di rete per le persone coinvolte (docente e allievi) a livello anche disciplinare. Questa rete ha allargato gli orizzonti scientifici e metodologici al docente, ma anche agli allievi, permettendo inoltre di conoscere numerose persone che, con il loro bagaglio di esperienza e conoscenza, hanno portato un importante valore aggiunto.

Collaborazione con SUPSI e università, il docente è insegnante ed allievo allo stesso tempo

Il docente (per questo lavoro) ha integrato l'insegnamento per gli allievi del liceo alle proprie ricerche accademiche in campo geomorfologico e didattico. Questo si è quindi tradotto in una sorta di formazione "*en emploi*" per il docente con grandi vantaggi sulla trasposizione didattica immediata di concetti e idee studiate, con conseguente autovalutazione (uno degli scopi di questa parte). I ragazzi per contro hanno la possibilità di toccare con mano l'insegnamento accademico e gli ultimi progressi della ricerca applicata al campo d'indagine. Alcuni allievi hanno anche accompagnato il docente all'università, inserendosi in anticipo in un nuovo ordine scolastico con evidenti benefici anche in termini di fiducia e sicurezza personale.

Bibliografia di qualità per gli allievi e utilizzo dell'inglese

Anche per i motivi enunciati sopra, il docente ha elaborato una bibliografia per le sue ricerche che, opportunamente "filtrata", è stata trasmessa ai ragazzi. Questa bibliografia contiene anche le pubblicazioni del docente stesso che rendono il lavoro più "familiare". Gli allievi hanno quindi a disposizione dei documenti adatti, di grande valore scientifico e metodologico, lontani dai soliti testi tipo "Wikipedia". Questi documenti, sovente in inglese, abituano gli allievi all'uso di questa lingua che troveranno in futuro molto presente nella loro carriera accademica, soprattutto durante i corsi di master.
Bisogna tuttavia prestare attenzione affinché gli studenti si attivino per ampliare la loro bibliografia, con documenti integrati da loro nella bibliografia stessa, pena il venir meno del concetto di lavoro di ricerca.

Informatica

Questo lavoro ha permesso l'insegnamento dei più recenti applicativi informatici agli allievi, come i vari supporti GIS, tabelle di calcolo e altri programmi specifici. Il computer viene quindi considerato come una risorsa, uno strumento di lavoro importante. L'importante è non farlo diventare il punto di arrivo del processo d'insegnamento: non stiamo conducendo una ricerca informatica e certi concetti legati a questa disciplina possono essere trasmessi in modo dogmatico senza problemi sul percorso didattico.

7.3.3. LIMITI DI QUESTA ESPERIENZA

Più lavoro di preparazione per il docente

L'impegno sul lavoro non dovrebbe mai venire meno per il docente, tuttavia l'organizzazione di attività sul terreno implica un onere decisamente superiore a livello di tempo dedicato e anche di costi. Si pensi per esempio alle trasferte, che restano a carico del docente. Il datore di lavoro non ha mai sostenuto alcuna spesa sul terreno. Non da ultimo il lavoro sul terreno comporta sempre dei rischi per l'incolumità di tutti coloro che vi prendono parte, specialmente in zone di alta montagna. Per fortuna non si sono verificati incidenti e tutto è sempre andato bene, ma in caso contrario le eventuali conseguenze avrebbero potuto essere pesanti. A questo proposito manca ancora una regolamentazione chiara che definisca per esempio le responsabilità assicurative delle parti coinvolte (docente, allievo e datore di lavoro).

Ipotesi di lavoro fornita dal docente

È difficile valutare se l'ipotesi di lavoro iniziale fornita dal docente rappresenti o meno uno svantaggio per un approccio all'apprendimento tramite la scoperta. Forse a livello liceale non si può agire altrimenti, dato anche il tempo limitato a disposizione. Tuttavia alcuni gruppi sono stati in grado di formulare ulteriori e personali ipotesi di lavoro. Si constata tuttavia una grande eterogeneità tra i ragazzi a questo livello di formazione nella capacità di formulazione di una adeguata ipotesi di lavoro. Il docente deve assumersi il ruolo di "leader" nel team di ricerca che si è venuto a creare, dove i ragazzi sono dei ricercatori in erba, degli apprendisti. Se si enuncia l'ipotesi di lavoro, questa non deve impedire tuttavia la crescita degli allievi lungo il percorso pedagogico.

7.4. RACCOLTA FINALE DEI DATI

Svolgimento del colloquio e osservazioni generali

Il colloquio si è svolto martedì 24 aprile 2012. Lo scopo era di osservare le modalità sulla percezione e sulla rappresentazione delle microforme di un ghiacciaio roccioso da parte degli allievi di quarta liceoche hanno partecipato al LAM del 2011. Il colloquio si è svolto in un clima sereno e rilassato ed è stato registrato al fine di ottenere un supporto audio, per meglio mettere in evidenza dettagli di contenuto e forma che altrimenti sarebbero difficili da individuare. L'ascolto della registrazione ha evidenziato alcuni aspetti positivi e negativi che permettono di mostrare l'importanza dei seguenti punti per condurre un colloquio semistrutturato:

- il tono di voce non deve essere monotono, ma variato per mantenere viva l'attenzione del pubblico in ascolto. Il tono di voce dovrebbe permettere anche di evidenziare le parti su cui si vuole attirare maggiormente l'attenzione. Da evitare inoltre parlare troppo rapidamente oppure inserire pause lunghe e stancanti nei dialoghi;

- la registrazione ha permesso di evidenziare alcune imprecisioni a livello di termini di linguaggio, tecnici e linguistici. È interessante notare come esista una grande differenza di qualità tra il linguaggio scritto e parlato. Chiaramente quest'ultimo non dovrebbe assomigliare troppo a quello scritto, pena uno scadimento dell'attenzione del pubblico che ascolta, ma nemmeno presentare troppe lacune che potrebbero inibire il processo di comprensione;

- l'esperienza insegna che il "timing" di un colloquio non viene quasi mai rispettato. Se questa mancanza di tempistica è minima, si può tranquillamente accettare per giustificare un adeguamento didattico allo svolgimento del colloquio, mentre se è importante significa che sono state sbagliate le previsioni sulle competenze degli allievi nell'effettuare un determinato compito. Un colloquio di questo tipo mantiene il suo valore qualitativo solo se le varie fasi non subiscono una sovrapposizione: in pratica se si sta svolgendo una determinata fase e alcuni allievi già sbirciano cosa li attende con quella successiva, viene meno l'effetto "sorpresa-scoperta". Quindi i vari fogli e le immagini mostrate devono essere consegnate ai ragazzi solo a momenti prestabiliti;

- l'ascolto della registrazione ha permesso di meglio analizzare le risposte degli allievi, facendo emergere alcune lacune di comprensione che altrimenti sarebbero state ignorate. Se si ignora una lacuna di comprensione, il processo formativo viene rallentato e i risultati ottenuti perdono chiaramente di qualità. Il docente deve inoltre fare attenzione a non cadere nella tentazione di anticipare le risposte, le quali devono risultare le più soggettive possibili. Spesso la tentazione di sentirsi rispondere ciò che si vorrebbe sentire o ciò che farebbe comodo sentire in quel momento, conduce il docente a indirizzare le risposte sulla sua strada, perdendo evidentemente la qualità dei dati raccolti.

Struttura dei dati raccolti

Il colloquio (v. allegato 6.2) era strutturato in due parti principali e quindi anche i dati raccolti riflettono queste due parti: la prima parte voleva evidenziare la percezione delle microforme del ghiacciaio roccioso che l'allievo ha avuto come oggetto di studio per il suo LAM. Si tratta quindi in questo caso di un oggetto ben conosciuto. Ai ragazzi si chiedeva di eseguire uno schizzo dall'alto e di profilo del corpo del ghiacciaio roccioso e di evidenziarne e giustificarne in ordine di importanza le sue microforme. I risultati di questo colloquio saranno trattati nei cap. 7.4.1.
La seconda parte del colloquio prevedeva invece di studiare la rappresentazione di un ghiacciaio roccioso comune per tutti gli allievi. Ho scelto di rappresentare il ghiacciaio roccioso di versante di Ganoni di Schenadüi dato che mi sembrava che mostrasse meglio di altri forme e microforme. Di questo ghiacciaio roccioso venivano in seguito fornite agli allievi dei fondi di carta differenti come base per rispondere a domande sulla sua rappresentazione. Dopo una messa in discussione dei risultati, si chiedeva ai ragazzi se avessero cambiato idea su quello che avevano appena indicato. I risultati di questa seconda parte saranno trattati nel cap. 7.4.2.
Nel cap. 7.4.3 verranno in seguito enunciate alcune considerazioni sortite da questo colloquio.

7.4.1. Percezione delle microforme di un ghiacciaio roccioso: osservazioni individuali del proprio ghiacciaio roccioso

Per questa prima parte gli allievi avevano a disposizione il proprio computer portatile con tutte le foto da loro scattate, nonché applicativi come Google-Earth e ArcGIS. Chiaramente tutti gli allievi che hanno svolto il compito avevano osservato anche di persona sul terreno il ghiacciaio roccioso. Come mostrato da Regolini (2011) in un esercizio analogo effettuato però a scala regionale, i ghiacciai rocciosi sono forme difficili da riconoscere rispetto ad altre forme geomorfologiche più conosciute e mediatizzate come i ghiacciai. Regolini (2011) per giustificare questo fenomeno parla **dell'effetto dello sconosciuto**, effetto studiato da Grujard *et al.* (1988) i quali hanno spiegato che abbiamo tendenza a vedere solo quello che conosciamo: *«...nous ne voyons bien que ce que nous connaissons»*.
Per curiosità, al colloquio ha preso parte volontariamente e inaspettatamente, un'allieva che non era coinvolta nei LAM sui ghiacciai rocciosi e dei quali non aveva mai sentito parlare. A questa ragazza è stato chiesto di effettuare il medesimo esercizio sulla percezione: i suoi risultati sono stati decisamente insufficienti e la confusione su cosa disegnare quasi completa. Chiaramente un solo esempio non può essere rappresentativo anche in un colloquio esplicatorio, tuttavia nessuno degli altri compagni che avevano precedentemente lavorato sui ghiacciai rocciosi hanno mostrato simili difficoltà di rappresentazione. Si tratta quindi di un caso tipico per evidenziare "l'effetto dello sconosciuto". La presenza all'esercizio di questa allieva ha permesso di avere una sorta di "gruppo di controllo" per verificare se la trasmissione di un sapere e di un metodo da parte del docente, abbia comportato qualche riscontro sulle conoscenze e le competenze dei ragazzi che hanno seguito il LAM. La valutazione di questo "esperimento" non può che essere stata positiva, specialmente considerando che la presenza in classe dell'allieva "intrusa" non era stata prevista. Sono contento di come ho saputo approfittare costruttivamente di questa situazione inaspettata che mi ha dato la possibilità di un'ulteriore implementazione di questo progetto didattico.

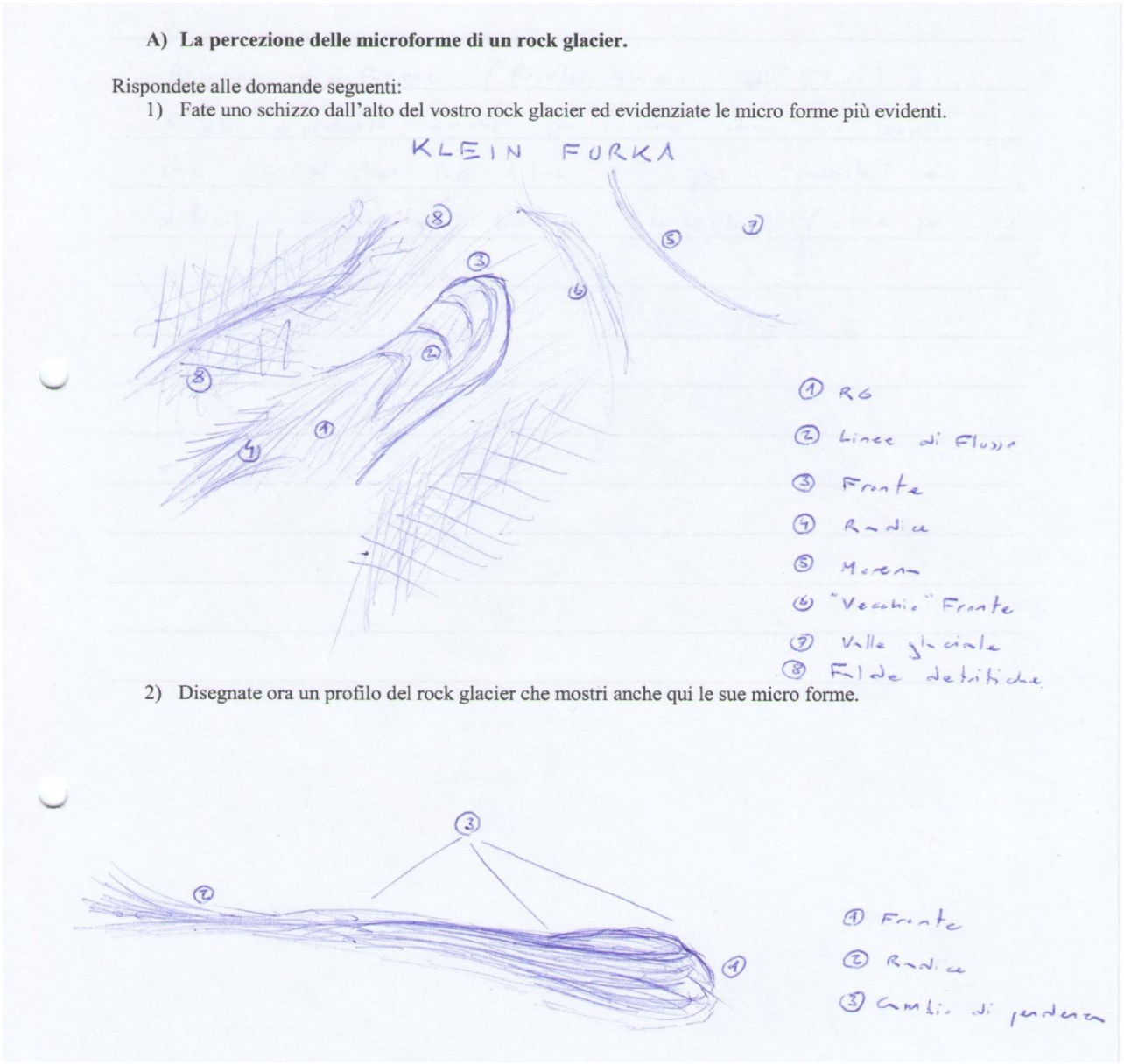


Fig. 6.15: esempio di rappresentazione (da parte di un allievo) in pianta e di profilo di un ghiacciaio roccioso e delle sue microforme. Si noti la più grande accuratezza della rappresentazione e la maggiore ricchezza di dettagli del disegno in pianta (in alto) rispetto al disegno di profilo in basso. I numeri rappresentano in ordine crescente l'evidenza soggettiva delle microforme del ghiacciaio roccioso e zone circostanti.

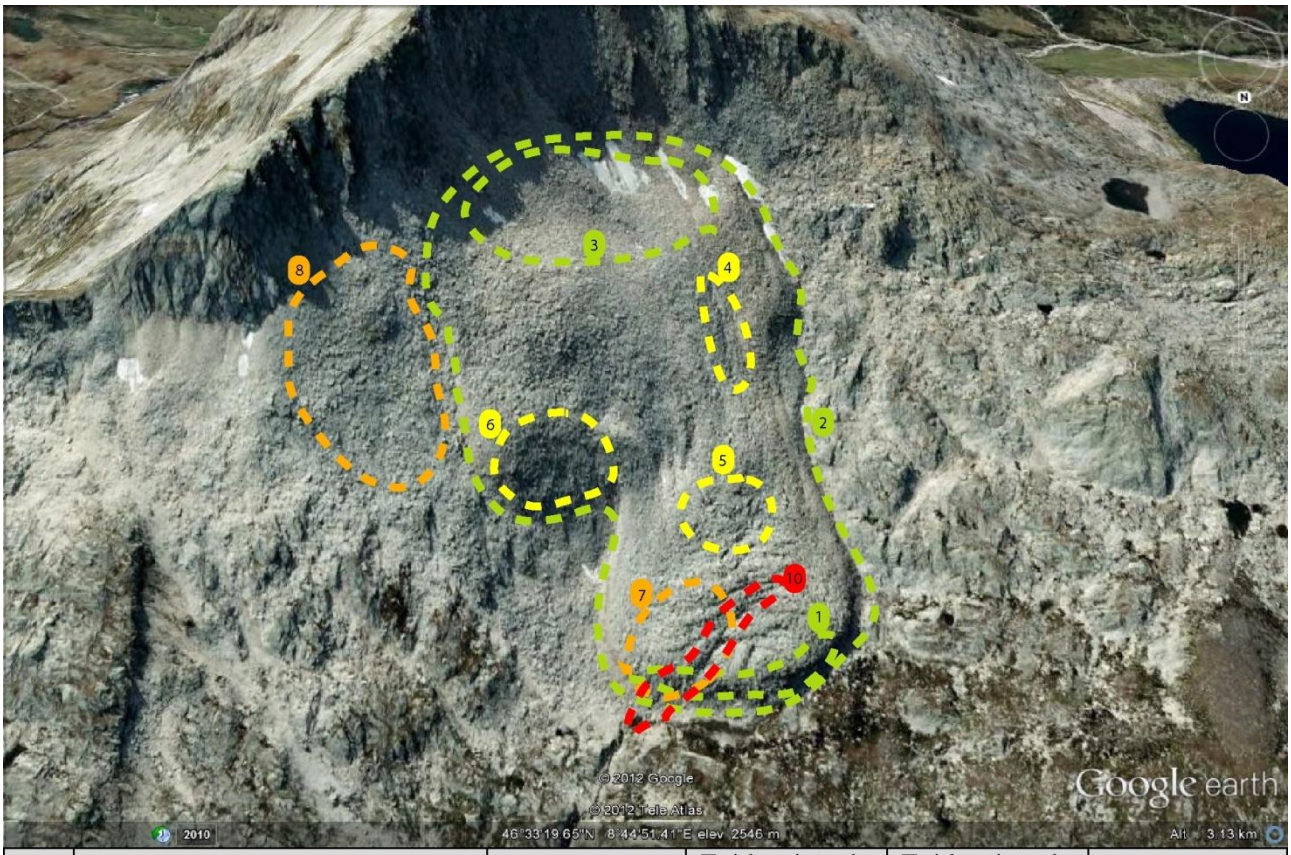
Questo esercizio ha mostrato come in generale il disegno dall'alto sia stato effettuato con più facilità rispetto al disegno di profilo. Si è constatato che la rappresentazione in pianta presentava anche una maggiore quantità e qualità dei dettagli relativi alle microforme geomorfologiche della regione (v. fig. 6.15). Le ragioni di questo fatto sono state spiegate dagli allievi con il numero nettamente superiore di immagini e cartine che mostrano il territorio dall'alto, piuttosto che in sezione. Come già evidenziato da Regolini (2011), siamo di fronte anche qui **all'effetto della popolarità** (v. tab. 6.3) che mostra come le immagini che si vedono più spesso nei media e rivolte al grande pubblico, come cartoline e cartelloni pubblicitari influenzino maggiormente la percezione. Immagini di profilo o sezioni di ghiacciaio roccioso si vedono solo su articoli e pubblicazioni scientifiche, oppure mediante appositi applicativi informatici; manca quindi una certa abitudine ad usare e quindi anche a rappresentare immagini in sezione. Questo è chiaramente limitante la comprensione di un fenomeno, dato che certi dettagli morfologici di un ghiacciaio roccioso come per esempio la pendenza del fronte, possono essere rappresentati fedelmente solo di profilo.

Fattori che influenzano la percezione di un ghiacciaio roccioso	Fattore positivo/negativo	Descrizione/esempio
Effetti di popolarità	Positivo	Le rappresentazioni in pianta sono più diffuse e più utilizzate e quindi favoriscono la rappresentazione di un ghiacciaio roccioso dall'alto.
Effetto di contrasto cromatico	Positivo	Le zone che mostrano elevati contrasti di colori e tonalità (chiaro-scuri) sono generalmente le prime ad essere identificate.
Effetto della spettacolarità	Positivo	Le forme spettacolari, "belle da vedere", come il fronte e i fianchi ripidi del ghiacciaio roccioso impressionano l'osservatore e quindi sono chiaramente identificabili.
Effetto dell'ignoranza	Negativo	Se una forma non è conosciuta, come ad esempio una depressione o un fronte sovrapposto, viene semplicemente ignorata.
Effetto della dissimulazione	Negativo	In alcuni casi le forme si trovano nascoste. Il piano di frattura si trova all'interno del ghiacciaio roccioso, quindi sotto la sua superficie, nascosto all'occhio dell'osservatore nonostante in superficie una linea possa testimoniare la sua presenza.
Effetto della scissione	Negativo	Nella maggior parte dei casi le forme sono percepite come elementi singoli e non facenti parte di processi geomorfologici più ampi. Ad esempio le linee di flusso vengono a volte descritte come dei "buchi" e non come la manifestazione di dinamicità del ghiacciaio roccioso

Tab. 6.3: fattori che influenzano positivamente (verde) e negativamente (arancio) la rappresentazione di un ghiacciaio roccioso.

7.4.2. Percezione delle microforme di un ghiacciaio roccioso: osservazioni individuali su un ghiacciaio roccioso comune

L'esercizio seguente, suggerito agli allievi propone la medesima attività svolta in precedenza, ma su un ghiacciaio roccioso comune (Ganoni di Schenadüi). Si volevano eliminare possibili problemi dovuti alla presenza di eventuali peculiarità o forme endemiche di ogni singolo ghiacciaio roccioso. Per ciò che concerne le microforme evidenziate dagli allievi, la fig. 6.16 riassume le principali microforme e la frequenza delle loro rappresentazioni. Ricordo che i ragazzi che hanno partecipato a questo colloquio erano 11. Si noti come tutti i ragazzi abbiano evidenziato subito le tre parti principali del ghiacciaio roccioso (fronte, corpo e radici). Le linee di flusso, i lobi e le depressioni sono state individuate da più della metà degli allievi, in particolare le linee di flusso (a parte una sola eccezione) sono sempre state individuate. I fronti sovrapposti, le falde detritiche e le morene hanno riscontrato maggiori difficoltà di individuazione, mentre le linee di spaccatura non sono mai state identificate.
I motivi che facilitano la percezione delle microforme, ossia i fattori positivi, vanno ricercati nell'**effetto contrasto cromatico** che si genera per esempio tra il fronte del ghiacciaio roccioso (grigio) e il prato che viene progressivamente coperto (verde). Il contrasto cromatico viene anche evidenziato da cambiamenti di tonalità dovuti a fenomeni di ombreggiamento e da repentini cambiamenti di pendenza, come possiamo notare tra i fianchi del ghiacciaio roccioso (ripidi) e il terreno (meno ripido). È stato osservato che il fronte di un ghiacciaio roccioso risulta decisamente meno percepito quando questo si trova sopra un substrato roccioso dello stesso colore, indipendentemente dalla sua forma. L'effetto di contrasto cromatico è stato anche descritto da Regolini (2011) e da Landragin (2004) in un contesto più ampio di paesaggi regionali, dove i differenti colori e toni rendevano più facilmente riconoscibili le forme geomorfologiche.
Un ultimo fattore positivo è dato dall'**effetto della spettacolarità** delle microforme, come per esempio la tipica forma a goccia che rende chiaramente identificabili i ghiacciai rocciosi attivi. Gli allievi vengono impressionati da queste forme e questo facilita molto il riconoscimento delle stesse. Quando invece le forme sono più banali, come per esempio una linea di flusso, la nostra percezione viene decisamente meno sollecitata e quindi il ricordo, affievolendosi più velocemente, inibisce la sua trasposizione in un altro contesto spaziale.



No.	Micro forma RG	Sempre evidenziata	Evidenziata da almeno 6 allievi	Evidenziata da almeno 1 allievo	Mai evidenziata
1	Fronte RG	✓			
2	Corpo RG	✓			
3	Radici RG	✓			
4	Linee di flusso		✓		
5	Crepacci e depressioni		✓		
6	Lobi		✓		
7	Fronti sovrapposti			✓	
8	Falde detritiche			✓	
9	Morene			✓	
10	Linee di spaccatura				✓

Fig. 6.16: microforme del ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi in funzione della frequenza di percezione. L'esercizio è stato svolto da 11 allievi. Ho quindi scelto di dividere la percezione delle microforme in 4 categorie: sempre evidenziata (verde), evidenziata da almeno 6 allievi (giallo), evidenziata da almeno 1 allievo (arancio) e mai evidenziata (rosso). Da notare come questi risultati siano stati ottenuti facendo osservare un ghiacciaio roccioso comune a tutti proiettato in classe (Ganoni di Schenadüi), al fine di evitare disparità di supporti a disposizione dei gruppi di allievi.

Esistono invece dei fattori che rendono la percezione più difficoltosa; un ruolo importante in questo senso è stato il cosiddetto **effetto dell'ignoranza**: in pratica si tratta semplicemente della non conoscenza di una microforma. Quando un fenomeno non è conosciuto si tende a ignorarlo, anche per pigrizia di sforzarsi a trovare una spiegazione al fenomeno dovuta alla mancanza di curiosità e motivazione di alcuni allievi di fronte ai fenomeni sconosciuti. È quindi fondamentale nel processo di apprendimento sul terreno, creare le condizioni necessarie per incuriosire e motivare i ragazzi, processo che può essere applicato con successo solo se questi ultimi sono a loro volta favorevolmente predisposti in questo senso.
L'**effetto della dissimulazione** consiste nel non percepire ciò che non si vede direttamente, questo anche quando indizi del fenomeno in questione sono ben visibili anche in superficie. È il caso per esempio del piano di frattura di un ghiacciaio roccioso che si trova in profondità mentre la sua linea spesso è visibile in

superficie. Sta quindi al docente cercare di attirare l'attenzione degli allievi su fenomeni particolari e cercare di stimolare in loro la voglia di comprendere le loro cause e conseguenze.
L'**effetto della scissione** è infine la ragione più comune della mancata percezione delle microforme. Anche in questo caso, forse per una sorta di "pigrizia mentale" degli allievi, ci si limita a comprendere le microforme come elementi singoli decontestualizzati dai loro processi di formazione. Per esempio si è notato come l'osservazione dei licheni veniva effettuata puntualmente e precisamente ma decontestualizzata dall'assenza di linee di flusso, crepacci o depressioni che avrebbero potuto fornire utili informazioni sulla cinematica del ghiacciaio roccioso. Il docente deve in questo caso fornire, anzi, meglio, far scoprire agli allievi le giuste chiavi di lettura. Questa operazione si concretizza tuttavia dopo aver acquisito una discreta esperienza sul terreno, e solo se questa esperienza è correlata da parte degli allievi ad un sincero interesse e motivazione per il soggetto studiato.

7.4.3. RAPPRESENTAZIONE DELLE MICROFORME DI UN GHIACCIAIO ROCCIOSO

Agli allievi sono state mostrati 6 tipi di carta (v. fig. 6.9) dello stesso ghiacciaio roccioso. Anche per questa attività si è scelto il ghiacciaio roccioso di Ganoni di Schenadüi, data l'ottima definizione della sua forma e delle sue microforme. I fondi corrispondevano a una carta che definiremo "mista" (composta da una foto aerea da dati InSAR e di velocità di alcuni punti del ghiacciaio roccioso), una carta topografica 1:25´000, un modello numerico di terreno DEM a 25 m, un piano corografico 1:10´000, un interferogramma InSAR e una ortofoto. Va precisato che questi tipi di carte erano già conosciute ed in parte utilizzate dagli allievi per i loro lavori, nulla di nuovo quindi per loro. Ai ragazzi è stato chiesto in un primo momento di rispondere a 6 domande sulla rappresentazione di un ghiacciaio roccioso in base a criteri non solo estetici, ma anche funzionali al raggiungimento di obiettivi, come identificare le microforme oppure facilitare l'orientamento sul terreno. Dopo una messa in comune dei risultati e una discussione, è stato chiesto loro di ripetere l'esercizio per osservare eventuali cambiamenti. È fondamentale in un processo formativo osservare se, dopo aver discusso e messo in comune i risultati, questi ultimi abbiano permesso un riorientamento costruttivo delle proprie idee. Come si vedrà in seguito i risultati sorprendenti non sono mancati.
Data l'esiguità degli allievi (11) che hanno partecipato al colloquio del 24 aprile, si è deciso di classificare i risultati in tre categorie, a seconda di un criterio di omogeneità o eterogeneità delle risposte individuate secondo il modello seguente:

risposte omogenee = almeno 9 scelte uguali

risposte poco omogenee = almeno 6 scelte uguali

risposte eterogenee = almeno 3 scelte uguali

Preferenze soggettive relative ai fondi di carta (aspetti grafici ed estetici)

La prima domanda cercava di analizzare **quale carta piacesse maggiormente** agli allievi. Lo scopo di questa domanda era di valutare, grazie a criteri puramente estetici e soggettivi, quale fondo carta fosse più adatto ad essere utilizzato per presentare un tema di ricerca. Si ritiene scontato che per riuscire a "vendere" meglio un prodotto, è importante utilizzare dei supporti attraenti e stimolanti; questo almeno in un primo momento.
Come mostra la fig. 6.17 le risposte sono state omogenee, individuando la carta mista quella più apprezzata dagli allievi. I motivi di questo successo vanno ricercati nella maggiore quantità di dettagli e di colori che questa carta offre rispetto alle altre. Secondo gli allievi la carta mista permette di meglio identificare le caratteristiche di alcune microforme del ghiacciaio roccioso.
È interessante notare come le altre carte non siano state scelte, nonostante avessero potuto fornire informazioni che la carta mista non offre, come le altezze con le curve di livello (carte topografica e piano corografico) o le aree di movimento (interferogramma InSAR). Anche dopo aver evidenziato questo ultimo aspetto, gli allievi non hanno cambiato idea e anche dopo la discussione, le loro scelte hanno nuovamente premiato la carta mista.

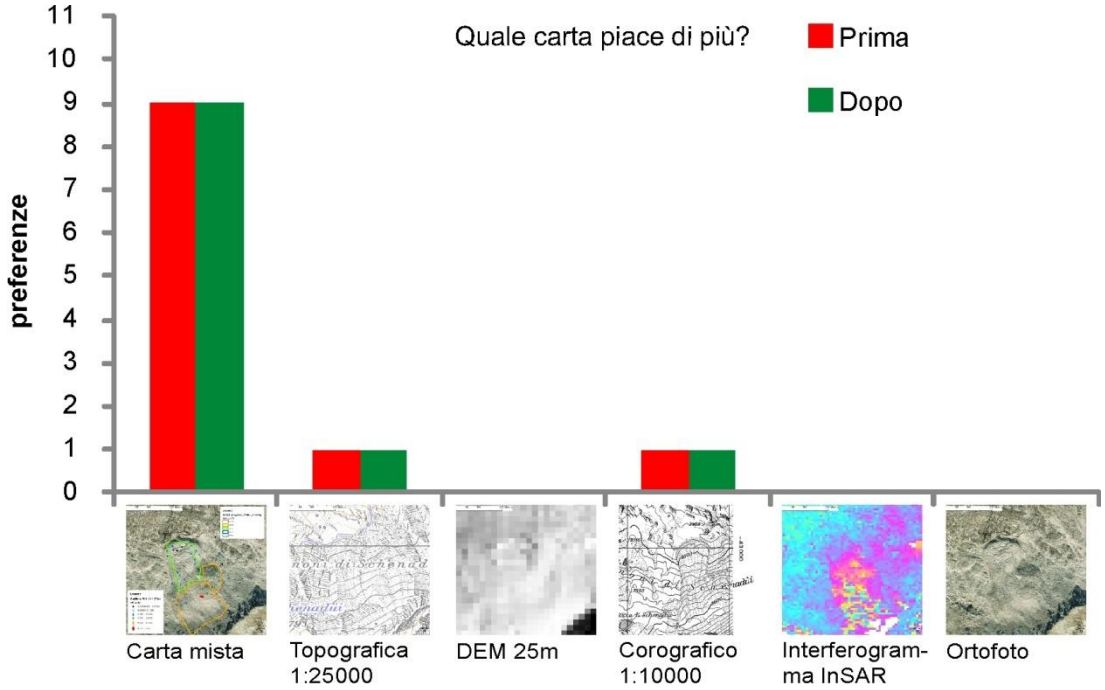


Fig. 6.17: preferenze degli allievi in base all'apprezzamento del tipo di fondo di carta. In rosso i risultati dell'esercizio e in verde i risultati scaturiti dopo la discussione e messa in comune. Si noti come sostanzialmente dopo la discussione comune non sia cambiato nulla.

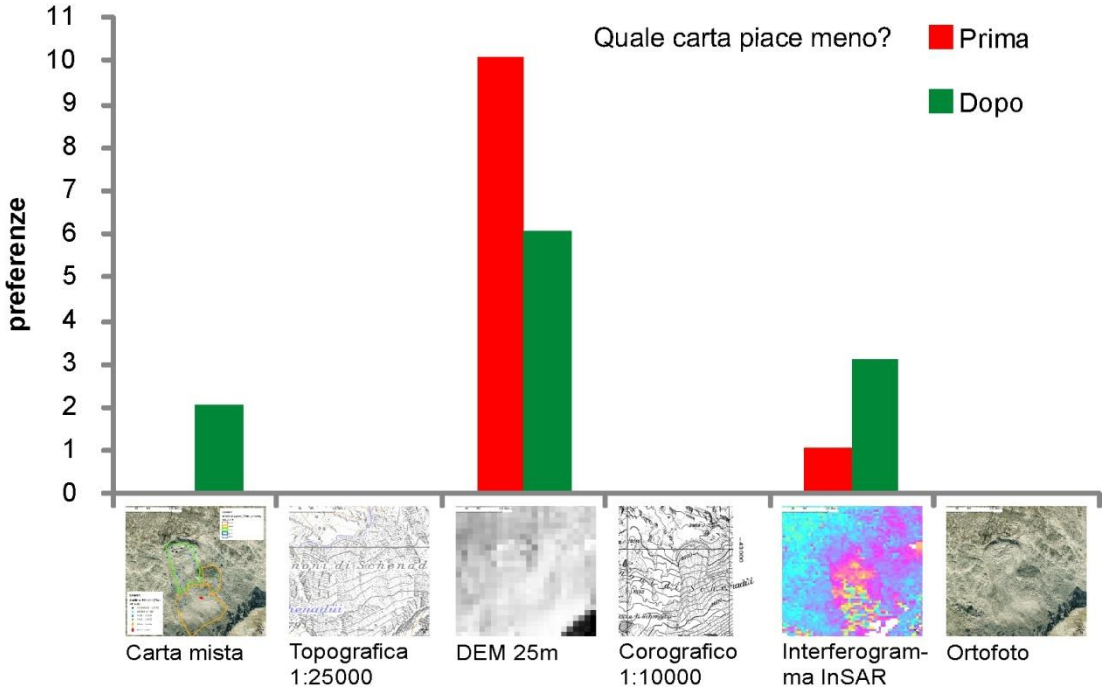


Fig. 6.18: preferenze degli allievi in base all'apprezzamento del tipo di fondo di carta. L'istogramma mostra le carte che sono piaciute meno agli allievi.

Da questi risultati si potrebbe pensare come le carte miste, cioè quelle che forniscono già delle interpretazioni "preconfezionate" con tanto di legende a certi particolari fenomeni, siano le preferite. Questo è forse da vedersi come di una mancanza d'attenzione e concentrazione, dato che cercare di comprendere carte semplici e non già interpretate da altri, comporta un maggior sforzo di comprensione prima e di analisi in seguito. Questa attitudine da parte degli allievi è probabilmente anche testimonianza dello stile di vita moderno che consiglia di arrivare al risultato per la strada più corta e facile. La strada corta e facile non

permette però di scoprire dettagli nuovi, dato che purtroppo, ci fornisce già la sua verità, corretta o sbagliata che sia.
Il contenuto della seconda domanda era in definitiva il contrario della prima, ossia si cercavano di evidenziare **le carte meno attrattive** per gli allievi. Come mostra la fig. 6.18 le risposte sono state decisamente omogenee, indicando nel modello numerico di terreno a 25 m la carta meno attraente. I motivi di questa scelta sono da ricercare nell'incomprensibilità della carta che, essendo quasi sconosciuta, ha lasciato i ragazzi indifferenti. La bassa risoluzione e la mancanza di colori non hanno certo aiutato a rendere il modello numerico di terreno particolarmente attrattivo. Anche l'interferogramma InSAR ha ricevuto una preferenza, giustificata con la difficoltà di interpretazione. In effetti per riuscire a leggere questo tipo di carta occorre una certa esperienza, che non si può certo acquisire in pochi mesi di lavoro. Durante la discussione il docente ha spiegato gli scopi e l'utilità del modello numerico di terreno e questo fatto è stato in parte compreso dagli allievi che hanno diminuito le loro preferenze per questo tipo di carta.

Preferenze relative all'utilità dei fondi di carta (aspetti funzionali)

In questa sezione cercherò di studiare quali carte hanno ricevuto i maggiori consensi in base ai loro aspetti funzionali, ossia alla loro utilità per raggiungere determinati scopi.
La terza domanda chiedeva agli allievi **quale carta permettesse il migliore orientamento sul terreno** (fig. 6.19). Qui le risposte sono state poco omogenee, anche se la carta più "votata" è stata la carta topografica 1:25´000 seguita dal piano corografico 1:10´000 e dalla foto aerea. In particolare si noti come le carte che mostrano le curve di livello, le coordinate e indicanti il nord siano state le più scelte, dato che permettono di evidenziare la quota e la direzione meglio delle altre. Qui si tratta di abitudine, di familiarità con l'utilizzo di queste carte, derivante anche da escursioni e gite effettuate. Durante la messa in comune sono state evidenziate le caratteristiche e i pregi della carta topografica 1:25´000 e del piano corografico 1.10´000, ma per quest'ultimo è stato anche fatto notare che i troppi dettagli presenti e la mancanza di colori e legende, possono confondere l'orientamento. La seconda votazione è stata quindi più omogenea, premiando senza esitazioni la carta topografica.

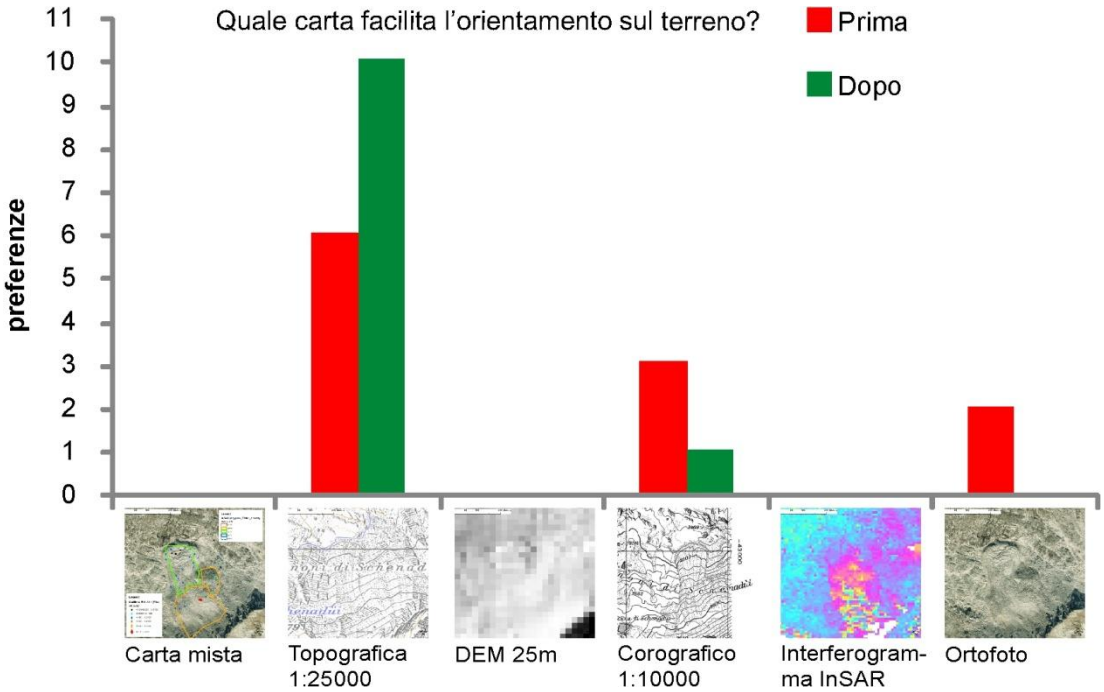


Fig. 6.19: preferenze degli allievi in base alla carta che meglio facilita l'orientamento sul terreno. Si noti come le risposte siano più omogenee dopo la messa in comune e la discussione dei risultati.

La quarta domanda chiedeva **quale carta permettesse un migliore passaggio alla realtà**. In pratica si voleva scoprire quale carta fosse più simile al paesaggio periglaciale che l'osservatore percepisce. Come mostra la fig. 6.20 le risposte sono state prima eterogenee, evidenziando una leggera preferenza per l'ortofoto.

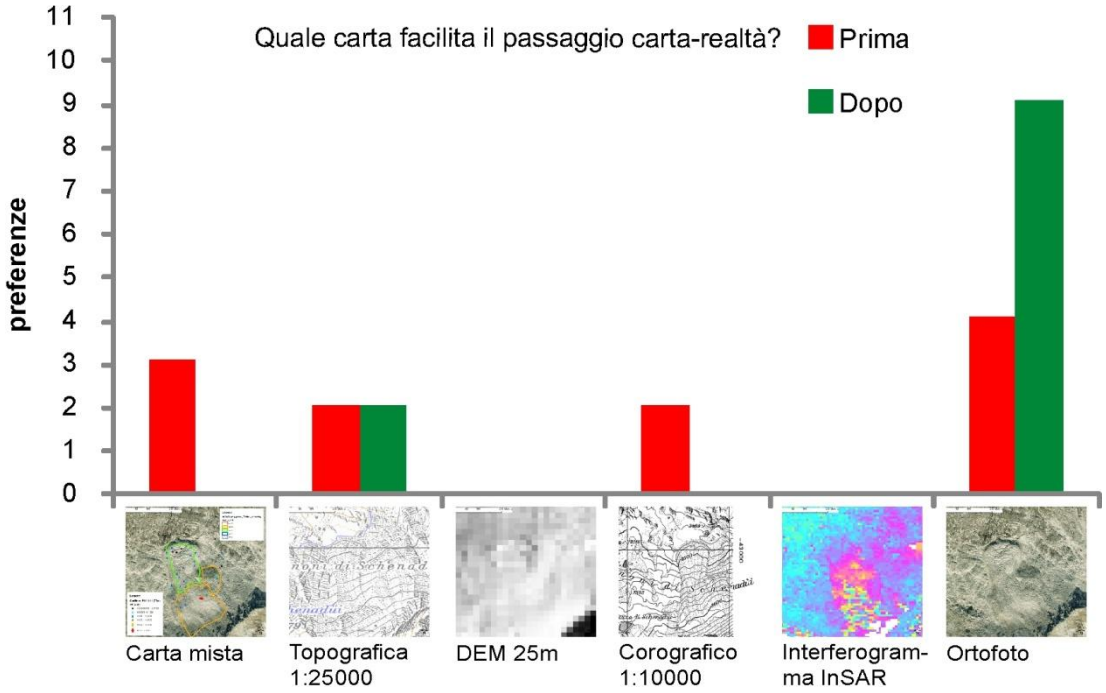


Fig. 6.20: preferenze degli allievi in base alla carta che meglio facilita il passaggio alla realtà. Si noti anche in questo caso come le risposte siano più omogenee dopo la messa in comune e discussione dei risultati.

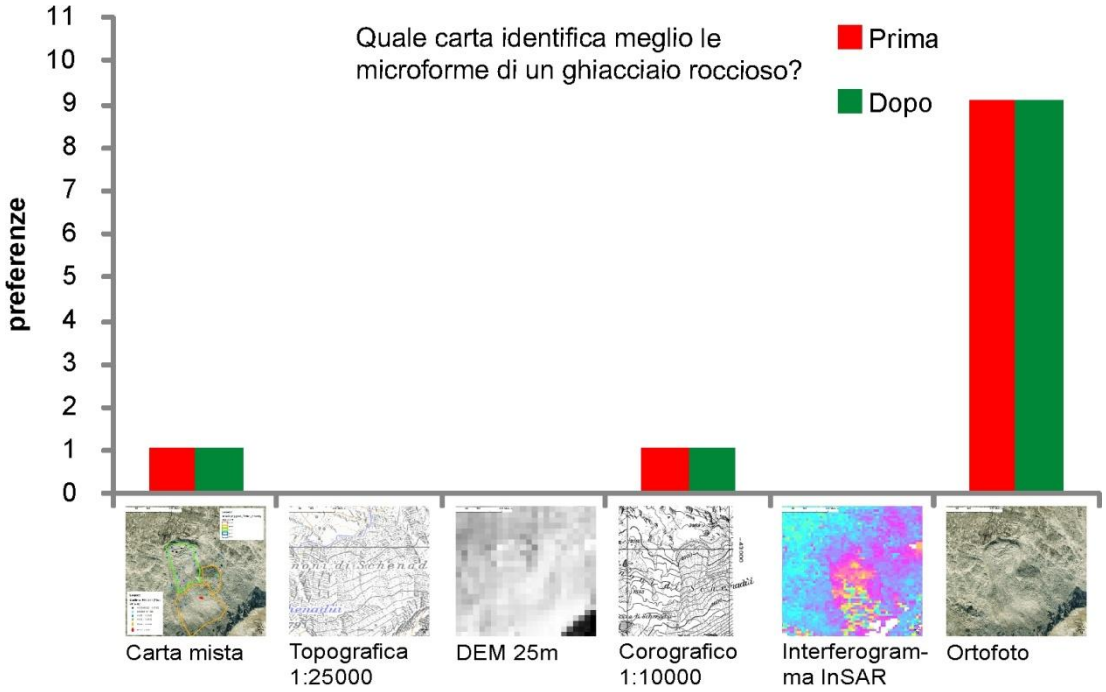


Fig. 6.21: preferenze degli allievi in base alla carta che meglio identifica le microforme di un ghiacciaio roccioso. Dopo la discussione le preferenze sono rimaste immutate.

Probabilmente i risultati di questa indagine sono stati leggermente influenzati dalla domanda poco chiara; si è osservato infatti un certo smarrimento dei ragazzi durante la risposta, di conseguenza più di uno di loro ha chiesto spiegazioni. Nonostante ciò, l'ortofoto e la carta mista sono state scelte a causa della maggiore somiglianza con la rappresentazione che ognuno di noi si fa della realtà ed è risaputo che questa avviene essenzialmente grazie al senso della vista. Queste carte, in particolare l'ortofoto, non presentano "filtri" della realtà, mostrando chiaramente i colori e i dettagli del ghiacciaio roccioso. Le altre carte rappresentano già

un'elaborazione successiva, oppure sono ottenute con apparecchiature più sensibili dei nostri sensi (in particolare l'interferogramma InSAR) e quindi non descrivono la realtà così come la vediamo. Dopo aver evidenziato questi aspetti durante la discussione, quasi tutti gli allievi hanno in seguito scelto l'ortofoto.
La quinta domanda cercava di scoprire **quale carta permettesse di meglio identificare le microforme di un ghiacciaio roccioso**. Prima e dopo la discussione le risposte sono state omogenee indicando nell'ortofoto la migliore carta per questo scopo, a causa della sua migliore definizione, dei colori e dei chiaro-scuri che permettono di evidenziare dettagli anche piccoli come linee di flusso e depressioni (v. fig. 6.21). Questi risultati mettono sempre più in evidenza l'importanza del senso della vista per rappresentare un ghiacciaio roccioso, ma in generale qualsiasi forma geomorfologica, anche a scale maggiori, come del resto già evidenziato da Regolini (2011) in contesti geomorfologici a scala regionale.
L'ultima domanda voleva scoprire **quale carta si prestasse meglio per eventuali elaborazioni future,** come per esempio elaborare carte tematiche mediante computer o sovra-disegnare elementi o aree funzionali. La fig. 6.22 ci mostra risultati decisamente sorprendenti e discrepanti tra prima e dopo la messa in comune, segno questo che, forse, qualcosa gli allievi hanno imparato dalla discussione.

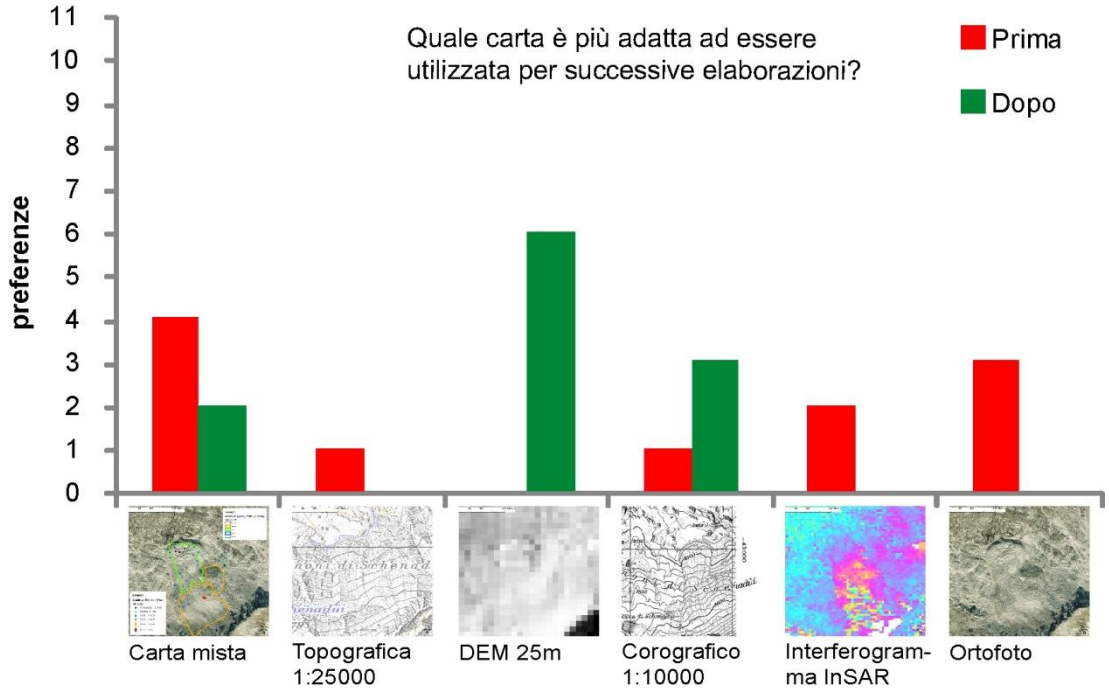


Fig. 6.22: preferenze degli allievi in base alla carta che meglio si adatta per elaborazioni successive. Si noti la discrepanza tra i risultati prima (eterogenei) e dopo (abbastanza omogenei) la discussione comune.

All'inizio si nota una grande omogeneità dei risultati, con maggiori preferenze per le carte colorate come la carta mista, l'ortofoto e anche l'interferogramma InSAR. Gli allievi hanno giustificato le loro scelte con il fatto che le fotografie aeree dell'ortofoto e della carta mista potessero fornire una rappresentazione più simile alla realtà, senza filtri e interpretazioni, in pratica più "vergini" e quindi meglio adatte ad essere sovra disegnate. Queste carte forniscono, secondo i ragazzi, una maggiore quantità di dettagli e particolari utili per future elaborazioni.
Anche in questo caso si nota come il senso della vista sia il più utilizzato per evidenziare la maggiore rappresentatività della realtà. A sostegno di questa tesi va sottolineato come spesso gli allievi abbiano giustificato le loro preferenze per le carte fotografiche con la loro abitudine ad utilizzare il programma online *Google Earth*, che in pratica consiste in un mosaico di foto aeree.
A seguito della raccolta di questi risultati, il docente ha ritenuto fondamentale illustrare le possibili applicazioni della altre carte, come l'utilizzo dei dettagliati piani corografici per disegnare le carte geologiche e geomorfologiche e l'utilizzo del modello numerico di terreno per elaborazioni informatiche di carte tematiche. Si è sottolineato come il DEM in particolare, rappresentasse il terreno "nudo" senza vegetazione e opere antropiche, quindi la vera rappresentazione allo stato "vergine" del terreno. Si sono quindi illustrate le potenzialità che questa rappresentazione può avere e che esula dalle solite interpretazioni visive. Ciò che l'occhio umano vede non sempre è libero da filtri della realtà. I ragazzi hanno subito

compreso questi fondamenti di cartografia e hanno premiato il modello numerico di terreno e il piano corografico durante la seconda votazione.
Viste le discrepanze tra la prima e la seconda votazione, si può tranquillamente affermare che questo colloquio semistrutturato ha avuto anche una funzione formativa per gli allievi, in pratica ha insegnato qualcosa sulla percezione, anche se ciò non era previsto negli obiettivi di partenza.
Al termine di questa fase sono state evidenziate le principali caratteristiche delle differenti carte usate sul terreno dagli allievi. Ognuna di esse presenta una serie più o meno grande di vantaggi e svantaggi (v. tab. 6.4) e soprattutto nessuna di queste carte può essere considerata migliore o peggiore delle altre. Chiaramente i vantaggi e gli svantaggi delle carte sono relativi agli obiettivi prefissati da raggiungere, che possono essere in funzione di percezione o rappresentazione della realtà.

Carta	Apprezzamenti generali degli utilizzatori	Considerazioni in rapporto al processo d'apprendimento	Osservazioni circa l'utilizzo sul terreno
Mista	Apprezzata a dismisura a causa dell'interpretazione preconfezionata che propone	• Comprensione facile e immediata • Propone una lettura "preconfezionata" • Non facilita la curiosità	Da usare solo se strettamente necessaria a obiettivi specifici
Topografica 1:25´000	Molto apprezzata a causa della sua grande diffusione e abitudine all'utilizzo.	• Facilità l'orientazione • Rende difficile la rappresentazione della realtà	Irrinunciabile sul terreno
DEM 25 m	Molto poco apprezzata a causa della difficoltà di comprensione	• Ideale per elaborazioni informatiche successive • Permette una visione alternativa del terreno • Poco attraente per un pubblico di non specialisti	Importante spiegare le sue potenzialità per elaborazioni successive
Piano corografico 1:10´000	Poco apprezzato a causa della mancanza di colori e per i troppi dettagli che possono confondere	• Ideale per sovra disegni • Molti dettagli • Molti dettagli possono confondere	Importante spiegare la sue potenzialità per elaborazioni successive
Interferogramma InSAR	Apprezzata in parte solo da un pubblico di specialisti	• Offre una visione del terreno sconosciuta ai sensi comuni • Difficile da leggere e interpretare	Da usare solo se strettamente necessaria a obiettivi specifici
Ortofoto	Molto apprezzata data la sua somiglianza con la realtà percepita	• Facilita la rappresentazione della realtà • Facilita l'dentificazione delle microforme • Offre una percezione della realtà solo visiva	Da utilizzare con moderazione

Tab. 6.4: valutazioni, pregi (in verde) e difetti (in arancio) delle principali carte in merito al loro uso sul terreno.

7.4.4. CONCLUSIONI E SUGGERIMENTI AL TERMINE DEL COLLOQUIO SEMISTRUTTURATO

Al termine del colloquio, agli allievi è stato lasciato un momento di discussione per eventuali commenti e suggerimenti sulla tematica della percezione e rappresentazione di un paesaggio periglaciale. In effetti la discussione è stata particolarmente animata, il che va interpretato in modo molto positivo per confermare il disteso e costruttivo clima di lavoro per gli allievi e per il docente.

Importanza del lavoro sul terreno

Gli allievi, riferendosi anche al tipo di LAM svolto, hanno sottolineato con forza e ripetutamente l'importanza di un apprendimento sul terreno per la geografia insegnata al liceo. Si sono resi conto che un apprendimento solo teorico svolto prevalentemente in classe non è assolutamente sufficiente per percepire e

rappresentare adeguatamente non solo un ghiacciaio roccioso, ma anche altri tipi di paesaggi anche slegati a tematiche di geografia fisica.

Stupore per le applicazioni del modello numerico di terreno e volontà di mettere in pratica le sue potenzialità

Se all'inizio il DEM ha lasciato indifferenti, per non dire impauriti, per ragazzi al termine del colloquio il modello numerico di terreno è stata la carta che più ha interessato. Gli allievi sono stati incuriositi dalle potenzialità scoperte legate soprattutto agli applicativi informatici, molto in voga nelle giovani generazioni. Gli allievi hanno ipotizzato di utilizzare il DEM per sviluppare carte di movimento e di localizzazione del permafrost in relazione agli ambienti periglaciali. Queste nuove ipotesi di metodo ideate sul momento sono decisamente testimoni di grande spirito scientifico e curiosità intellettuale, elementi alla base di un ottimo percorso formativo e di apprendimento.

Consapevolezza dell'importanza di avere a disposizione tante carte differenti

Gli allievi hanno compreso come sia fondamentale avere a disposizione molte carte tematiche per poter disporre della più completa visione d'insieme di un territorio. Hanno criticato al docente il fatto che per il loro lavoro all'inizio avessero a disposizione solo poche carte e quindi alcuni elementi sarebbero potuti sfuggire al loro studio.

Utilizzare il senso della vista con criterio

Già durante le escursioni sul terreno, gli allievi hanno in parte compreso l'importanza di una giusta integrazione dell'utilizzo di fotografie e disegni per percepire al meglio un ghiacciaio roccioso. Al termine del colloquio hanno sottolineato come sia importante diffidare della vista: troppi sono gli aspetti che non vengono percepiti da questo senso, anche se va precisato che la vista rimane il nostro strumento principale di percezione, senza il quale quasi nessun lavoro di rappresentazione in geografia sarebbe fattibile.

Proposta di utilizzare altre carte

Sull'onda dell'entusiasmo per aver scoperto le potenzialità dell'utilizzo combinato di più carte, è stato suggerito dai ragazzi di utilizzare altre carte per un migliore lavoro di percezione e rappresentazione, come le carte tettoniche, geologiche, delle precipitazioni, della flora, ecc… Questo al fine di comprendere ancora più in dettaglio i fenomeni geomorfologici studiati.

8. IMPLEMENTAZIONI DIDATTICHE E VALORIZZAZIONE DEI RISULTATI

In questa sezione intendo prima di tutto evidenziare alcuni punti importanti che sono risultati da questa esperienza di conduzione dei LAM sul terreno. In seguito si effettueranno alcune conclusioni di carattere più generale, legate ai risultati scolastici ottenuti, i quali hanno portato anche ad apprezzati riconoscimenti.

Socio-costruttivismo

Per ciò che concerne l'applicazione dell'insegnamento tramite la scoperta, le conclusioni da trarre sono legate alla flessibile applicazione di questo metodo. Un insegnamento troppo condotto e guidato da parte del docente, da un lato rassicura gli allievi ma non permette ai migliori di essi di inventare e scoprire nuove ipotesi e metodi dato che questi restano vincolati alla strada preimpostata. **Il docente deve effettuare un insegnamento differenziato a seconda delle capacità e attitudini dei ragazzi in modo da non scoraggiare ma rassicurare i più deboli, senza mettere troppi freni alla creatività dei migliori.**
Sarebbe interessante effettuare degli studi in futuro sull'applicazione dei differenti livelli di insegnamento tramite la scoperta in funzione anche del livello scolastico. Probabilmente il ragionamento enunciato sopra non cambierebbe; si dovrebbero tuttavia adattare i contenuti e i metodi richiesti al livello scolastico degli allievi.

Come mostra la tab. 6.5 **i differenti livelli di scoperta devono essere applicati in parti uguali senza dare la preferenza a nessuno di essi per ciò che riguarda la frequenza del loro utilizzo.** Magari all'inizio del processo formativo è utile usare più frequentemente un livello basso di conferma, al fine di familiarizzare l'allievo al metodo scientifico e in seguito cercare di elevare le richieste seguendo un livello di scoperta crescente, per giungere anche con gli allievi meno dotati, a una scoperta aperta. In questo senso **un errore che spesso si compie è di esagerare con obiettivi d'apprendimento troppo profondi**, ossia pretendere da subito da tutti gli allievi di eseguire un apprendimento usando il maggiore livello di scoperta. Questo porterebbe a una confusione e una demotivazione che si ripercuoterebbero negativamente sul processo d'apprendimento futuro e non da ultimo, peggiorerebbero le relazioni con il docente. Il ruolo del docente sarebbe in questo caso frainteso, i ragazzi avrebbero forse l'impressione che esso non segua adeguatamente il loro lavoro. Ritengo assolutamente che **i ragazzi a qualsiasi livello e ordine scolastico necessitano di sicurezza e conferme.**

Livello di scoperta	Livello cognitivo allievo	Ordine scolastico	Utilizzo docente (frequenza)	Utilizzo docente (tempistica)
1. Scoperta della conferma	Crescente	Indifferente	In parti uguali	In parallelo con la conduzione del processo formativo
2. Scoperta strutturata				
3. Scoperta guidata				
4. Scoperta aperta				

Tab. 6.5: applicazione dei livelli di scoperta.

"Fretta" d'apprendimento e d'insegnamento

I ragazzi del LAM hanno evidenziato a volte una certa "pigrizia intellettuale" nel leggere ed interpretare le carte. Avevo a volte la sensazione che essi volessero subito raggiungere dei risultati concreti e quindi partivano immediatamente con l'interpretazione di un fenomeno senza dedicare il giusto tempo alla sua osservazione e comprensione. Questo fatto è chiaramente dimostrabile dalla preferenza di carte di tipo misto, carte che forniscono una chiave di lettura già preconfezionata, quindi difficilmente implementabile.
Si consiglia quindi ai docenti impiegati sul terreno di **lasciare il giusto tempo all'osservazione e descrizione di un fenomeno e solamente in un secondo tempo passare alla sua interpretazione.**

Presa d'appunti

È risaputo che la vista è il nostro senso più usato per percepire la realtà. Ho tuttavia notato un suo abuso da parte dei ragazzi, con il risultato di non "vedere" altri particolari molto importanti. **Si consiglia quindi al docente di insegnare ai ragazzi la presa d'appunti manuale** anche di ciò che si può percepire (rumori, caldo, freddo, acqua, vento, vegetazione e animali) e di accompagnare le poche e mirate fotografie scattate con disegni e schizzi. Queste osservazioni hanno anche il pregio di rendere più coinvolgente e quindi motivante l'attività sul terreno.

Colloquio semistrutturato

Il colloquio semistrutturato è stata una incredibile fonte di risultati ed impressioni. È stupefacente come in 2 ore di colloquio, siano emersi così tanti elementi costruttivi per il docente. Chiaramente questi risultati non hanno il sostegno della legge dei grandi numeri; pur essendo il colloquio un metodo puramente qualitativo, esso ha comunque fornito indicazioni che i sistemi quantitativi non avrebbero potuto fornire, come le sensazioni dei ragazzi inerenti l'empatia con il docente.
Questo colloquio non solo è stato utile per il docente, ma anche i ragazzi ne hanno tratto beneficio, apprendendo un nuovo modo di percepire e rappresentare un paesaggio periglaciale. In considerazione di ciò e viste le potenzialità formative di questa attività, sarebbe forse stato utile svolgere questo tipo d'attività anche come preparazione alle uscite sul terreno e non solo alla fine, con lo scopo di raccogliere risultati.
Non si può quindi che consigliare ai docenti di usare questi colloqui semistrutturati durante le varie fasi della loro attività di insegnanti.

Supporti didattici

I vari supporti didattici forniti ai ragazzi sul terreno devono essere consegnati loro con moderazione e tempistiche calcolate in funzione degli obiettivi da raggiungere. Le carte devono essere possibilmente semplici e non già elaborate e interpretate da terzi. Non serve a nulla fornire loro una grande mole di materiale e cartine, questo creerebbe in loro solamente confusione e smarrimento, con conseguente demotivazione e scadimento del lavoro svolto.

Conduzione della ricerca didattica

Questa esperienza ha soprattutto mostrato come il lavoro sul terreno si sia rivelato di fondamentale importanza per motivare i ragazzi e per imprimere nella loro mente e nei loro ricordi un'esperienza, si spera, costruttiva. In geografia fisica sarebbe molto difficile creare le condizioni per un buon insegnamento senza uscire sul terreno. È solamente "calpestando" fisicamente il territorio che l'allievo acquisisce quelle giuste chiavi di lettura per la comprensione dei paesaggi. Paesaggi che non necessariamente devono essere naturali, ma possono essere anche antropizzati. Lo stesso discorso è quindi valido per la geografia umana ed economica, anche se con tempistiche e modalità differenti.
Per questo motivo è fondamentale che la scuola faciliti le escursioni sul terreno e incentivi le uscite, anche in tempo di normali lezioni. Si ricorda infatti che purtroppo tutte le uscite che si sono tenute per organizzare questi LAM sui ghiacciai rocciosi, sono state effettuate nelle vacanze scolastiche, completamente a spese del docente accompagnatore, cioè del sottoscritto.

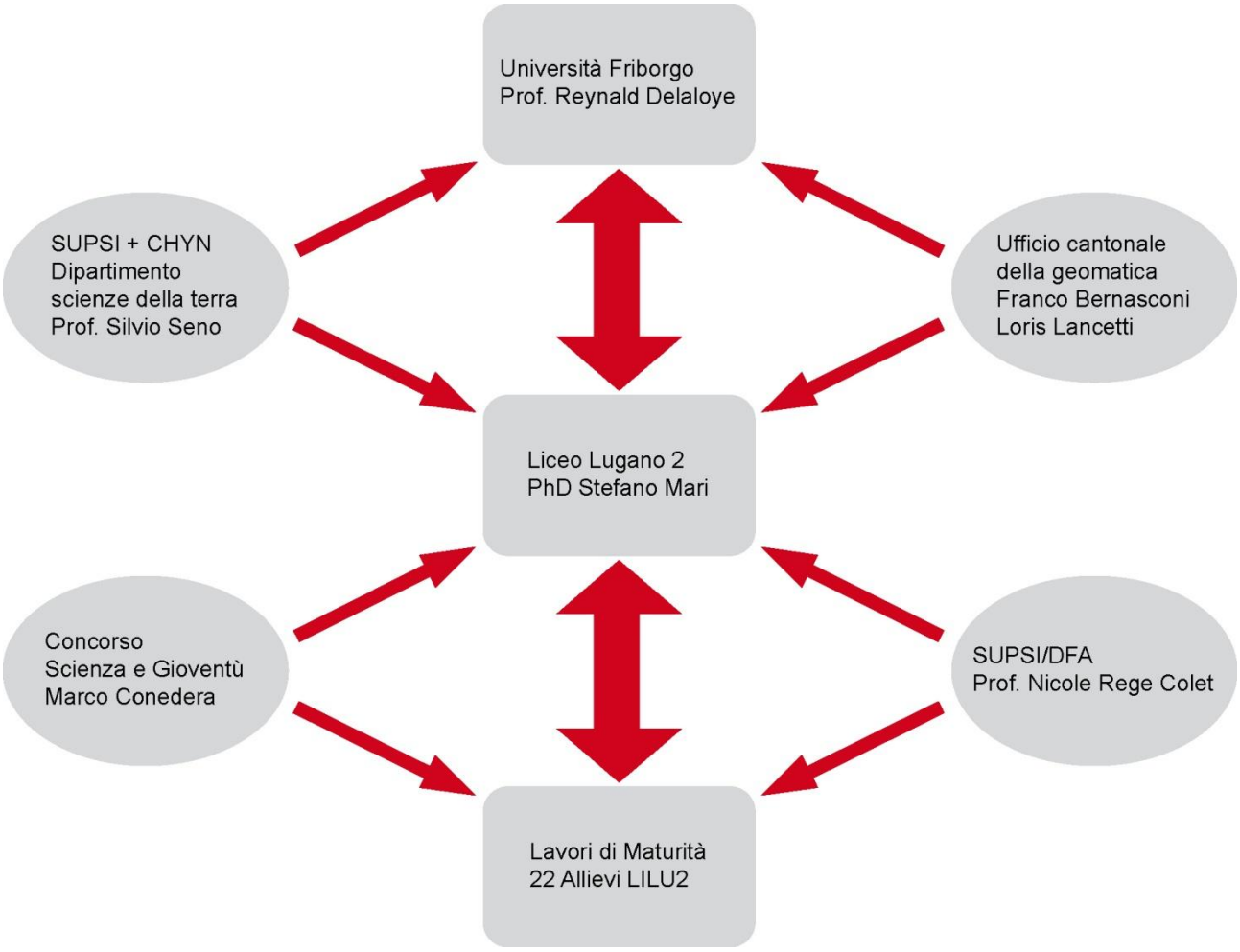


Fig. 6.23: schema che rappresenta i principali istituti e uffici coinvolti in questo lavoro. Le frecce piccole rappresentano il supporto tecnico e teorico fornito ai tre attori principali che rappresentano 3 livelli di istruzione, i quali a loro volta interagiscono tra loro scambiandosi informazioni, risultati ed esperienze.

Questa esperienza di osservazione e partecipazione ai LAM condotti in parte sul terreno e in collaborazione con differenti istituti (fig. 6.23) ha mostrato delle grandi potenzialità a livello di formazione degli allievi del LAM ma anche per la formazione del loro docente, che allo stesso tempo è anche dottorando**. Il fatto di non lavorare a compartimenti stagni, permette ai differenti ordini scolastici e uffici un proficuo scambio di risultati ed esperienze a vantaggio di tutti, evitando inutili doppioni.**
I moderni sistemi informatici sono stati fondamentali in questa ricerca: è incredibile come essi evolvano rapidamente; restare al passo con i nuovi strumenti e applicativi richiede un grandissimo sforzo se non si sfruttano le sinergie che solo un sistema di collaborazione come quello appena descritto rende possibile.
Questo nuovo approccio ai LAM, svolti in parte a scuola e in parte sul terreno, è stato di grande utilità per evidenziare aspetti che con un insegnamento prevalentemente svolto in classe, non sarebbe stato possibile mettere in evidenza. Come mostra la fig. 6.24, **l'elemento chiave che permette di creare le condizioni favorevoli per un adeguato percorso formativo è la motivazione, rappresentata anche dal piacere e dall'entusiasmo di apprendere.** La giusta motivazione è favorita da differenti condizioni e situazioni che il docente deve cercare di rendere possibili. Occorre evitare però di caricare il docente di troppe responsabilità, dato che in questo processo anche l'allievo deve compiere la sua parte: serve a poco infatti un bravo insegnante se poi l'atteggiamento dei ragazzi è lacunoso; un buon allenatore che non dispone di talenti non potrà che ottenere solo mediocri risultati.

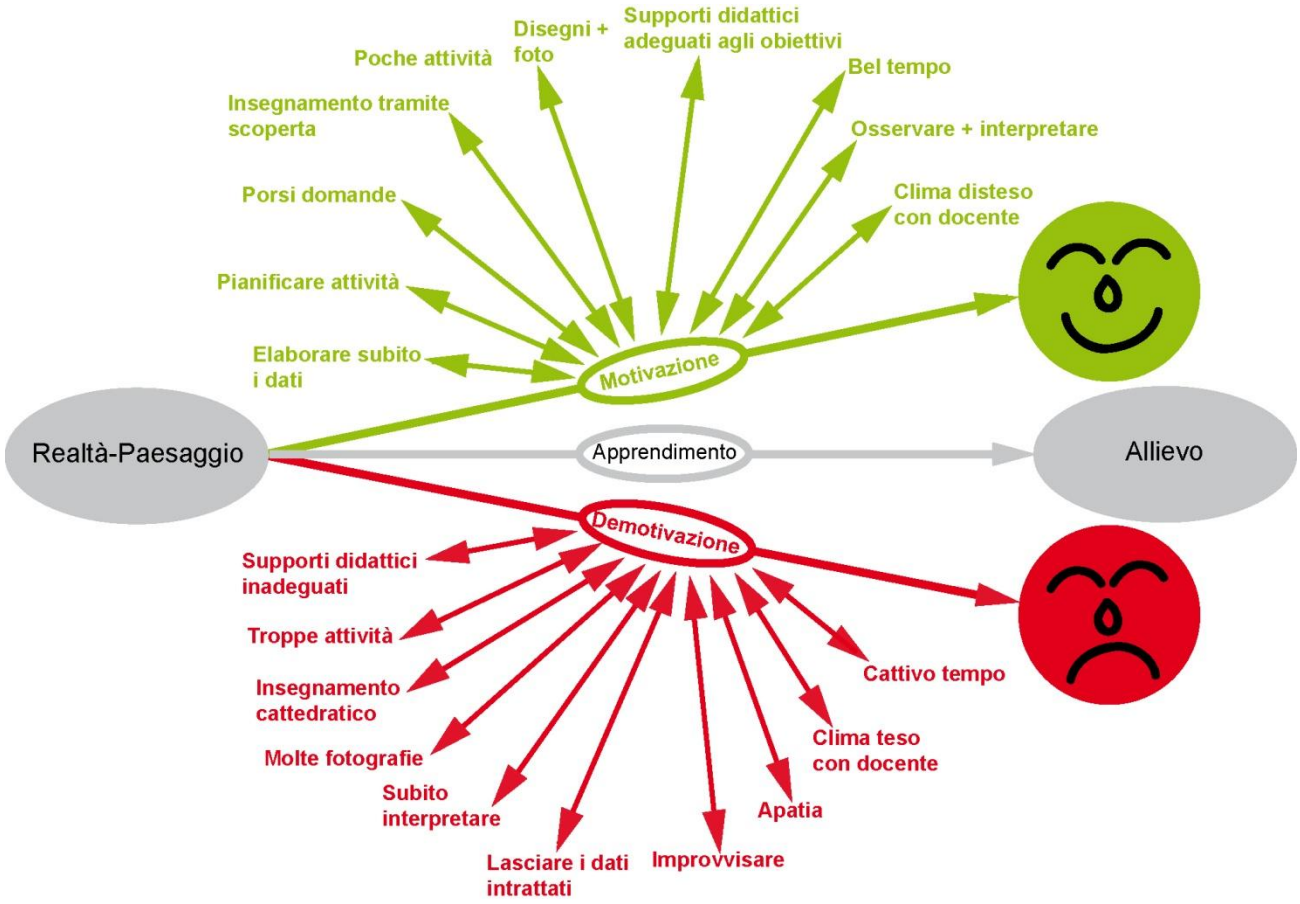


Fig. 6.24: elementi e situazioni che favoriscono (verde) o inibiscono (rosso) il raggiungimento di buoni o cattivi risultati nel percorso formativo realtà-allievo.

Riconoscimenti

Il fatto di disporre di buoni talenti è stato reso particolarmente evidente dai concorsi ai quali alcuni allievi hanno preso parte. Concorsi che almeno hanno avuto il pregio di costituire un termine di paragone con altri LAM di altre materie condotti da altri docenti. In particolare al termine del primo anno, due allievi hanno preso parte al concorso finale per la premiazione del miglior LAM del liceo di Lugano 2, piazzandosi al secondo posto assoluto con il loro lavoro sui ghiacciai rocciosi Blauberg e Kleinfurka (Bodeo & Censi, 2010). Va tuttavia precisato che questi due allievi presentavano delle basse medie finali sulla maturità. Il loro

risultato va quindi letto con grande soddisfazione, anche in considerazione che è stato ottenuto solamente al termine del primo anno di sperimentazioni didattiche.
Si ricorda che i LAM sono stati svolti a coppie per motivi di sicurezza sul terreno. Le esperienze accumulate durante il primo anno sono state preziose per migliorare il percorso di apprendimento e i risultati non sono di certo mancati. La qualità media del LAM prodotta è sensibilmente aumentata, come mostra la tab. 6.6 dove si può notare la progressione delle note attribuite.



Fig. 6.25: (A) Luca Bizzozzero (a sinistra) e Gino Sartori davanti allo stand del concorso Scienza e Gioventù 2012 tenutosi all'Università della Svizzera Italiana a Lugano. Si notino i poster, le apparecchiature e alcune rocce per presentare i risultati. (B) consegna del Premio Helsinn al Liceo di Lugano 2 (Giornale del Popolo, 18.05.2012). (C) consegna del Premio Helsinn al Liceo di Lugano 2 (20 minuti, 18.05.2012).

Il secondo anno ho avuto a disposizione due allievi particolarmente brillanti, i quali hanno prodotto un lavoro (Bizzozzero & Sartori, 2011) di qualità superiore e caratterizzato da un testo che presenta una mole di dati e osservazioni quasi sempre pertinenti e di ottima fattura. Questi allievi hanno dimostrato una grande padronanza dei supporti informatici e una lodevole capacità di inventare e verificare nuove ipotesi di lavoro. Il concetto di metodo scientifico è stato qui applicato con un livello tassonomico tipicamente accademico.

Ottima anche l'applicazione delle regole bibliografiche. La presentazione di questo lavoro ha mostrato un'ottima struttura e forma. Ben fatte le immagini mostrate, spesso rielaborate con pertinenza. Le spiegazioni sono state precise e corrette anche da un punto di vista scientifico. L'impegno e la motivazione durante le lezioni in classe e soprattutto durante le numerose escursioni sul terreno sono state lodevoli. Gli allievi hanno dimostrato spirito d'iniziativa e grande autonomia di lavoro.

Allievi primo anno (2010) iniziali dei cognomi	**Nota LAM**	**Allievi secondo anno (2011) iniziali dei cognomi**	**Nota LAM**
PB	5	GG	5.5
DL	5	AM	5.5
BC*	5.5	BN	5
DB	5	M	4.5
BA	4.5	BS**	6
RW	4.5	BC	6
Media	**4.92**	**Media**	**5.42**
* 2° posto miglior LAM LILU2 2010		** 1° posto miglior LAM LILU2 2011 ** Premio speciale Scienza e Gioventu finale CH 2012 ** Interviste e pubblicazioni varie	

Tab. 6.6: risultati e riconoscimenti degli allievi che hanno svolto il LAM negli anni 2010 e 2011. Si notino i migliori risultati e i maggiori riconoscimenti ottenuti il secondo anno.

Particolarmente soddisfacenti sono stati i risultati anche degli altri gruppi del LAM 2011, in particolare eccellente è stato il lavoro di Barchi & Compagno (2011), anche se per motivi di regolamento (che limita al massimo di presentare 1 lavoro per docente) non hanno potuto presentare il loro lavoro ai concorsi.
Il lavoro di Bizzorero & Sartori (2011) è stato premiato come miglior LAM del liceo di Lugano 2 nel 2011, ma soprattutto ha ricevuto un premio speciale al concorso di Scienza e Gioventù 2012 (fig. 6.25-A), consistente in una partecipazione ad un campo di studio di due settimane in Portogallo. Questa esperienza al concorso nazionale ha permesso a questi allievi di far conoscere il loro lavoro ad altre persone, in particolare giornalisti e addetti ai lavori, i quali li hanno contattati in un secondo tempo per ottenere delle interviste e delle pubblicazioni sui giornali e alla radio. ll loro lavoro è stato anche pubblicato dalla rivista GEA (v. Bizzozzero & Sartori, 2012).
Non è questa la sede adatta e nemmeno mia intenzione, eseguire autoproclami e autoincensamenti, tuttavia tengo a sottolineare come il mio lavoro svolto con i LAM sui ghiacciai rocciosi (e anche i lavori portati a termine da altri 2 professori attivi nella ricerca del Liceo di Lugano 2), abbiano portato al mio liceo (LILU2) un gradito premio per l'innovazione e la scienza consegnato dalla ditta Helsinn Healthcare di Pambio Noranco. Questa ditta farmaceutica, particolarmente attiva nella ricerca, ha tenuto una cerimonia per la consegna del premio alla sede di Lugano 2 il 16 maggio 2012, alla presenza del direttore del liceo, del direttore dell'ufficio dell'insegnamento medio superiore e del direttore dell'Università della Svizzera Italiana (fig. 6.25-B; fig. 6.25-C). Anche in questa occasione i ragazzi hanno avuto modo di presentare i loro lavori e di esporre i poster. Per dei ragazzi di quarta liceo si tratta indubbiamente di una grandissima soddisfazione e di un ulteriore stimolo per proseguire negli studi e soprattutto nella vita con motivazione e consapevolezza delle proprie possibilità.Misurare e confrontare la qualità dell'insegnamento impartito è molto difficile, ma questi concorsi e riconoscimenti che ho ottenuto hanno mostrato che la via intrapresa combinando la ricerca con l'insegnamento, unitamente a un'osservazione didattica, è sicuramente una buona strada per una implementazione didattica nella scuola media superiore. Il valore aggiunto di questo progetto è stato anche di combinare le attività scolastiche con le attività svolte alle università ed istituti privati di ricerca. È un peccato che queste istituzioni lavorino solamente a comparti stagni, ognuno guardando solo ai propri obiettivi specifici. È solo con una collaborazione attiva, con uno scambio di risultati ed esperienze, che il singolo individuo, la società, la scuola e la ricerca a tutti i livelli potranno trarre i massimi benefici.
Inndefinitiva il docente si sente gratificato nel suo compito, ha la possibilità di tenersi costantemente aggiornato con i progressi scientifici, metodologici ed informatici che avanzano a passi sempre più grandi.

9. CONCLUSIONI

Aspetti disciplinari e didattici

Il principale concetto didattico trattato in questa parte è stato l'**insegnamento tramite la scoperta**, approfondendo alcuni suoi **modelli di riferimento**. Questo metodo socio-costruttivista, è stato applicato all'insegnamento della geomorfologia sul terreno per i miei allievi di quarta liceo durante i loro LAM.
I risultati di questa ricerca didattica sono stati raccolti usando alcuni metodi didattici che a loro volta si sono rivelati dei veri e propri soggetti di ricerca, come l'**inchiesta esplicatoria**, l'**osservazione partecipante** e il **colloquio semistrutturato**. Questa parte didattica mi ha quindi permesso di mettere in pratica anche un approfondimento metodologico in psicopedagogia.
In pratica questa ricerca si è tradotta in un approfondimento del metodo scientifico e dell'insegnamento tramite la scoperta, in un contesto geomorfologico svolto sia in classe che terreno con i miei allievi del LAM. Specialmente questa parte di ricerca sul terreno ha rappresentato il vero **valore aggiunto** per me e per questa tesi, che comunque rimane principalmente una tesi in geomorfologia.
Questo complemento didattico è stato per me di fondamentale importanza per conferire a questo lavoro di dottorato una giustificazione didattica, che comportasse quindi delle ricadute pratiche sulla mia professione di insegnante di SMS. Questo è stato possibile da un **"*transfer*"** di conoscenze tra la ricerca svolta in psicopedagogia e in geomorfologia, che ha portato una continua implementazione del percorso didattico, il quale, a sua volta, ha comportato un significativo impatto sulla qualità dell'insegnamento impartito.
Credo di aver dimostrato le positive ricadute della **ricerca applicata per il docente**. La figura del docente-ricercatore sarà sempre più importante in futuro per poter far fronte alle nuove sfide che il modo della scuola ci propone. La ricerca svolta dal docente, permette di esplorare e scoprire in continuazione nuovi orizzonti che a loro volta si rivelano sempre più ampi e sconfinati, ma è proprio questa ampiezza che dovrebbe sollecitare perennemente la curiosità del docente. Si apre quindi un circolo virtuoso fatto di curiosità, studio e scoperte, importantissimo per valorizzare la figura del docente, anche di fronte all'opinione pubblica e non da ultimo per mantenere alta la motivazione e il piacere di insegnare anche dopo molti anni di carriera.

Valutazione sulla qualità della ricerca

La compilazione di questa parte didattica è stata comunque per me abbastanza problematica: non avendo effettuato degli studi universitari specifici in scienze dell'educazione, ho avuto delle difficoltà a livello di vocabolario. Durante la stesura di questa parte mi sono a volte mancate le parole e i concetti appropriati da utilizzare per descrivere un particolare fenomeno o processo didattico. Mi sono inoltre reso conto che anche la struttura e la forma con cui si deve redigere una ricerca in psicopedagogia sono abbastanza differenti dalle modalità che normalmente si usano in geologia e geografia fisica. In queste scienze la struttura dei lavori di ricerca è più rigida e il linguaggio è più distaccato, dato che normalmente i soggetti di ricerca sono delle cose e non delle persone, come si è verificato in questo caso. Comunque grazie a questa parte ho avuto la possibilità di allargare i miei orizzonti di ricercatore anche in altre aree disciplinari.

Parte VII: DISCUSSIONE, CONCLUSIONI GENERALI E PROSPETTIVE FUTURE

Dopo aver trattato e analizzato in modo dettagliato i vari soggetti di studio specifici, in questa parte verrà effettuata una breve discussione generale (cap. 1), nella quale si integreranno i principali risultati scoperti nelle parti precedenti. Chiaramente si effettuerà una selezione delle conclusioni specifiche, utilizzando solamente quelle che permettono di rispondere agli obiettivi generali che stanno alla base di questa tesi.
Nel secondo capitolo di questa parte si illustreranno le molteplici prospettive e gli sviluppi futuri per le due specifiche attività di ricerca di questo lavoro, ossia per ciò che concerne lo studio del permafrost nelle Alpi Ticinesi e l'insegnamento della geomorfologia nel settore del medio superiore in Ticino.

1. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI GENERALI

È importante ricordare a questo punto che gli obiettivi generali di questa tesi si interessavano alla problematica geomorfologica e alla sua trasposizione nell'insegnamento sul terreno e dunque:

- **studiare la distribuzione e le caratteristiche del permafrost al Sud delle Alpi e dei movimenti di terreno ad esso associati, in un contesto alpino;**

- **osservare come gli allievi del liceo percepiscono e rappresentano la realtà, al fine di implementare l'insegnamento del permafrost e della geomorfologia in generale sul terreno.**

Il primo obiettivo è stato impiegato come contesto di ricerca per raggiungere il secondo obiettivo. Questi due obiettivi generali hanno permesso di formulare le 5 questioni di ricerca (v. cap. 1.1 – cap. 1.5) che hanno permesso di concepire e sviluppare le rispettive unità di ricerca specifiche (parte II, III, IV e V). Solo con l'integrazione dei risultati e le conclusioni che si sono ottenute in queste singole parti, sarà ora possibile rispondere alle singole questioni di ricerca (fig. 7.1).

1.1. ESISTONO DEI MOVIMENTI DI VERSANTE IN ZONA DI ALTA MONTAGNA IN TICINO? A QUALI FORME SONO ASSOCIATI?

Con questa prima questione di ricerca l'obiettivo era quello di verificare o meno l'esistenza dei movimenti di versante in ambiente periglaciale in Ticino e, in caso affermativo, il punto in cui essi sono situati. Elaborando poi una mappa di questi movimenti si scopre l'estensione della loro superficie e delle classi di velocità, associando questi movimenti alle forme geomorfologiche che li hanno prodotti.
In Ticino sono stati catalogati 203 poligoni di movimento InSAR, 173 dei quali in ambiente periglaciale. Possiamo quindi osservare come il permafrost sia responsabile anche in Ticino della maggior parte dei movimenti di terreno. All'interno dell'ambiente periglaciale un ruolo importante è svolto dall'altimetria, in particolare in relazione all'altitudine delle vette dei monti soprastanti che alimentano per esempio i ghiacciai rocciosi (fig. 7.1-A). In effetti la maggior parte di questi movimenti in zona di permafrost potenziale sono stati catalogati come ghiacciai rocciosi attivi (76). Importanti sono stati anche i ghiacciai coperti (57), ma questi sono da catalogare come forme glaciali. La distribuzione spaziale delle forme glaciali presenta una maggiore densità nelle Alpi Ticinesi Occidentali, mentre la densità di questi movimenti in ambiente periglaciale è abbastanza omogenea a livello cantonale. **Le velocità InSAR sono superiori nelle Alpi Ticinesi Occidentali rispetto alle Alpi Ticinesi Orientali. Le cause di questa differente cinematica non possono essere evidenziate, data la grande interazione reciproca dei vari parametri geo-topo-climatici in gioco. Nonostante ciò, nelle Alpi Ticinesi Occidentali il clima è maggiormente oceanico è più adatto alle forme glaciali (come i ghiacciai coperti) piuttosto che a quelle periglaciali (come i ghiacciai rocciosi). Un ghiacciaio coperto presenta al suo interno un certo volume di ghiaccio sedimentario che, durante il periodo 2009-2012 è parzialmente fuso, specialmente in estate questa**

fusione ha prodotto degli importanti movimenti verticali che, a causa della particolare geometria d'acquisizione di InSAR, sono prontamente stati registrati. Nelle Alpi Ticinesi Orientali, caratterizzate da un clima più secco, manca nel terreno questo volume di ghiaccio sedimentario, di conseguenza le velocità verticali di questi terreni sono inferiori (fig. 7.1-C).
In generale i movimenti InSAR in Ticino sono risultati complessivamente più lenti che nel Vallese, con velocità InSAR nell'ordine di cm-dm/a, mentre sono assimilabili per magnitudine e distribuzione spaziale a quelli catalogati per la Regione Gottardo. Oltre a movimenti lenti, in Vallese si sono registrati anche molti movimenti veloci, specialmente nella Mattertal. Rispetto al Vallese la densità dei movimenti InSAR in ambiente periglaciale è stata inferiore. La ragione di questa differenza è da attribuire alle minori altimetrie medie dei terreni delle Alpi Ticinesi e della Regione Gottardo rispetto alle importanti altimetrie del Vallese, le quali comportano una maggiore estensione della fascia potenzialmente favorevole alla presenza di movimenti in ambiente periglaciale e quindi anche dei movimenti veloci (fig. 7.1-B).

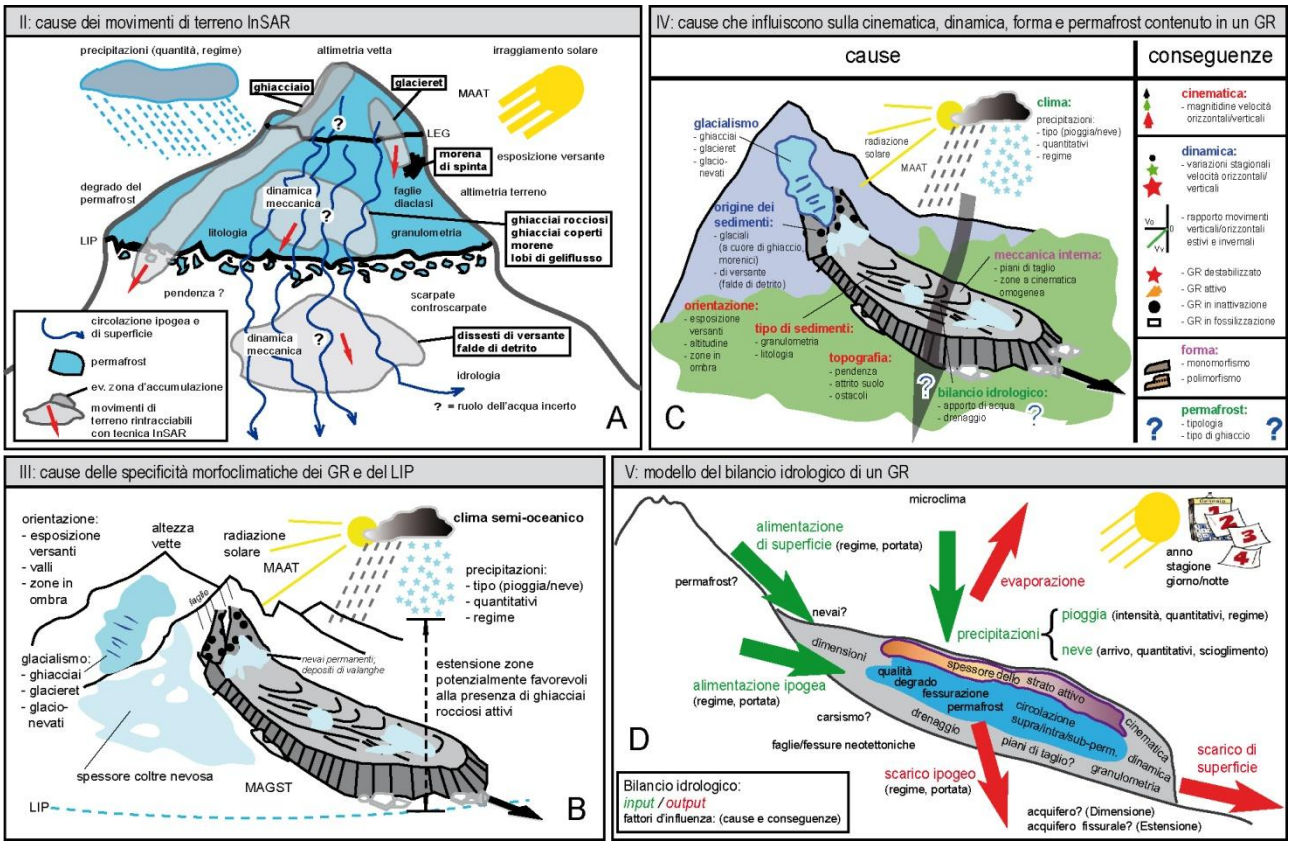


Fig. 7.1: sintesi dei 4 modelli elaborati nelle parti II (A), III (B), IV (C) e V (D).

1.2. QUALI DI QUESTI MOVIMENTI SONO CAUSATI DALLA REPTAZIONE DEL PERMAFROST?

L'obiettivo è quello di scoprire se e in che modo la reptazione del permafrost possa influenzare i movimenti di terreno.
Per rispondere a questa domanda si deve partire dal presupposto che il ghiacciaio roccioso è la forma più evidente della reptazione (*creep*) del permafrost e quindi si è deciso di effettuare un catasto completo dei ghiacciai rocciosi In Ticino. **Si sono catalogati 203 ghiacciai rocciosi, di cui 57 attivi, 34 inattivi e 112 fossili.** A scala regionale i ghiacciai rocciosi sono ripartiti in modo abbastanza uniforme tra le Alpi Ticinesi Occidentali e Orientali, anche se con delle leggere differenze di densità a favore dei terreni orientali, tuttavia trascurabili se rapportate a scala delle Alpi, dove sono presenti aree, come in Vallese, dove la densità è nettamente maggiore. Una differenza importante è invece emersa dalle velocità InSAR dei ghiacciai rocciosi attivi, con i corpi più veloci situati nei territori Occidentali. La spiegazione è la stessa fatta nel capitolo precedente (cap. 1.1) sulla maggiore velocità dei movimenti di terreno: i maggiori movimenti verticali sono più facilmente misurabili con InSAR.

In generale la distribuzione sul territorio dei ghiacciai rocciosi riflette quindi la distribuzione dei movimenti di terreno InSAR (v parte II, cap.5.1), fatta eccezione per la zona tra la Valle Bedretto e l'Alta Valle Maggia, dove sono presenti molti movimenti InSAR attribuibili però a ghiacciai coperti piuttosto che a ghiacciai rocciosi, causati dal clima maggiormente oceanico.
Sulla base dei ghiacciai rocciosi attivi e inattivi catalogati, è stato possibile determinare un modello della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo a scala regionale (PERMATI). Il confronto dei valori ottenuti con altre regioni delle Alpi Svizzere ha permesso di mostrare che le condizioni morfoclimatiche delle Alpi Ticinesi sono differenti rispetto alle Alpi Pennine o alle Alpi Retiche. Le principali cause della differente ripartizione del LIP sono da ricercare nella MAAT e nelle precipitazioni caratteristiche delle Alpi Ticinesi, in particolare per ciò che concerne i quantitativi, il regime e l'altezza della copertura nevosa (fig. 7.1-B).
I valori MAGST emersi dal monitoraggio termico sembrano essere influenzati dai parametri locali (topografia ed esposizione) più che dai parametri climatici (fig. 7.1-B). **Nonostante ciò il 2011 particolarmente caldo, ha prodotto in tutti i siti monitorati GST un aumento di MAGST di circa 1°C. È quindi molto probabile che anche in Ticino, sul lungo periodo, il permafrost tenda lentamente a riscaldarsi a seguito del riscaldamento climatico, anche se con tempi e modi ancora da scoprire**. In futuro, disponendo di una serie di dati più completa, sarebbe interessante scoprire delle differenze di MAGST dei terreni orientali e dei terreni occidentali e verificare se il LIP delle regioni occidentali risulti essere veramente inferiore o perlomeno uguale al LIP delle regioni orientali per tutti i quadranti.
In definitiva anche nelle Alpi Ticinesi, come nel resto delle Alpi, la reptazione del permafrost svolge un ruolo molto importante sui movimenti di terreno in ambiente periglaciale; il particolare clima semi-oceanico del Cantone produce dei movimenti dei ghiacciai rocciosi e una ripartizione del permafrost assimilabili ai terreni che presentano le medesime condizioni morfoclimatiche, come la Regione Gottardo (in Svizzera) o la regione dell'Adamello-Presanella (nelle Alpi Centrali Italiane).

1.3. QUALI SONO LE SPECIFICITÀ CINEMATICHE E DINAMICHE DI QUESTI MOVIMENTI?

L'obiettivo è quello di scoprire le caratteristiche dei movimenti dei ghiacciai rocciosi e le loro differenze dinamiche e cinematiche, nel territorio formato dalle Alpi Ticinesi e dalla Regione Gottardo.
I 12 ghiacciai rocciosi monitorati hanno evidenziato una certa lentezza per ciò che concerne i loro movimenti, in modo particolare se paragonati ai ghiacciai rocciosi delle Alpi Vallesane. I valori scoperti sono tuttavia confrontabili per magnitudine a quelli delle Alpi Retiche e delle Alpi Centrali Italiane. A livello regionale non è stato possibile evidenziare significative differenze cinematiche tra le Alpi Ticinesi Orientali e Occidentali, al contrario di quanto scoperto con il catasto dei movimenti InSAR ma in questo caso, come già spiegato, ha svolto un ruolo importante lo scioglimento in estate del ghiaccio sedimentario contenuto in misura più importante nei ghiacciai rocciosi dei terreni occidentali. **Nonostante le basse velocità rendano non completamente affidabili i risultati dei movimenti estivi di alcuni ghiacciai rocciosi, differenze tra i terreni occidentali e quelli orientali sono state scoperte a livello dinamico, con i ghiacciai delle Alpi Ticinesi Occidentali che presentano maggiori variazioni stagionali. A livello morfologico, questi ultimi hanno evidenziato una maggiore origine glaciale (a cuore di ghiaccio o morenica).**
In ben 4 siti su 12 (Blauberg, Gütsch, Alpe Pièi e Monte Prosa Nord) sono state evidenziate delle forme di polimorfismo, fenomeno che, secondo differenti autori (Scapozza, 2008; Frauenfelder & Kääb, 2000), sembrava invece essere più raro.
I ghiacciai rocciosi di origine glaciale sono probabilmente presenti in maggior numero rispetto a quelli catalogati nella parte III. Ciò mostra l'importanza dell'integrazione dei differenti metodi d'investigazione.
La cinematica di un ghiacciaio roccioso-tipo delle Alpi Ticinesi sembra essere influenzata principalmente dai parametri di orientazione, dal tipo di sedimenti e dalla topografia, mentre la dinamica sembra essere influenzata maggiormente dalle forme di glacialismo della PEG e dall'origine dei detriti che lo compongono. La meccanica interna di un ghiacciaio roccioso è la combinazione di questi fattori e, a sua volta, è causa della forma del ghiacciaio roccioso (fig. 7.1-C)**.**
È stato inoltre interessante scoprire come alcuni siti (Alpe Pièi e Gütsch) stiano subendo un fenomeno di inattivazione/fossilizzazione regressiva, forse in risposta al riscaldamento climatico in atto.
Il confronto temporale effettuato sul periodo del monitoraggio (2009/2012) ha infatti evidenziato come i movimenti siano influenzati in primo luogo dalle condizioni climatiche stagionali. In particolare si sono misurate delle velocità più elevate a seguito del caldo record nel 2011 (ancora maggiori nel 2013). In questo

periodo tutti i siti monitorati hanno evidenziato importanti accelerazioni dei movimenti orizzontali e ancor maggiormente di quelli verticali.
Considerando la relazione significativa tra le variazioni di velocità dei ghiacciai rocciosi e MAGST da una parte, e il comportamento relativamente omogeneo dei ghiacciai rocciosi alla scala alpina dall'altra parte, ne consegue che la cinematica di un ghiacciaio roccioso è fortemente influenzata dalle variazioni climatiche alla scala sovra regionale (vale a dire della catena Alpi) o continentale (Europa Occidentale e Atlantico del Nord), caratterizzate negli ultimi decenni da un importante aumento della temperatura media dell'aria (MAAT).
È quindi probabile che anche in Ticino sul lungo periodo il permafrost tenda lentamente a riscaldarsi a seguito del riscaldamento climatico, anche se con tempi e modi ancora da scoprire.
Il corto periodo di monitoraggio impedisce comunque di azzardare altre conclusioni sui movimenti dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi in risposta al riscaldamento globale.

1.4. QUALE RUOLO SVOLGE L'ACQUA CHE ENTRA IN UN TERRENO PERIGLACIALE (GHIACCIAIO ROCCIOSO)?

L'obiettivo è quello di scoprire in che modo l'apporto di acqua che entra in ghiacciaio roccioso, in particolare durante il periodo della fusione delle nevi, possa influenzare la dinamica e la cinematica di questi corpi mobili gelati. Si vuole investigare il modo in cui l'acqua circola all'interno di un ghiacciaio roccioso Si vuole eventualmente scoprire se il riscaldamento globale potrebbe comportare dei cambiamenti qualitativi o quantitativi sull'azione di questi processi.
Mediante delle prove di multitracciamento effettuate nella Valle di Sceru (TI) e in quella di Réchy (VS), si è messo in evidenza il ruolo dell'acqua all'interno di un ghiacciaio roccioso. **L'acqua influenza maggiormente la dinamica dei movimenti dei ghiacciai rocciosi piuttosto che la loro cinematica; infatti il clima maggiormente oceanico dei territori occidentali sembra influenzare particolarmente le variazioni stagionali delle velocità orizzontali e verticali (aspetti dinamici), piuttosto che la magnitudine (aspetti cinematici) dei ghiacciai rocciosi.. Il drenaggio lento dell'acqua dal ghiacciaio roccioso provoca delle importanti accelerazioni delle velocità orizzontali a inizio estate. Una prova di multitracciamento effettuata sul ghiacciaio roccioso di Tsavolire a 22 anni di distanza da un tracciamento analogo effettuato a suo tempo da Tenthorey (1993), ha evidenziato una probabile modifica (rottura) dei percorsi sub-permafrost dell'acqua, testimoniata dalla modifica della curva di restituzione. Questa modifica dei percorsi è stata causata dall'accelerazione cinematica avvenuta in questi ultimi due decenni, a seguito dalle variazioni climatiche a scala sovra regionale, caratterizzate a loro volta da un importante aumento della temperatura media dell'aria (MAAT).**
Il ghiacciaio roccioso attivo di Becs de Bosson e quello fossile di Sceru I, hanno mostrato una circolazione dell'acqua all'interno dei loro corpi estremamente lenta, con tempi di restituzione mensili-annuali e con percentuali di restituzione dei coloranti molto basse, causate dalla presenza di probabile acquifero che ha svolto un'azione diluente.
Queste prove hanno comunque messo in evidenza che non è possibile mettere semplicemente in relazione la circolazione dell'acqua con il grado d'attività di un ghiacciaio roccioso, come i modelli idrologici ci hanno finora spiegato. In realtà, ogni ghiacciaio roccioso presenta un suo specifico tipo di circolazione che dipende da una varietà di fattori, come l'alimentazione di superficie e ipogea, le precipitazioni, lo scarico di superficie e ipogeo, l'evaporazione, la presenza di un acquifero, il tipo di permafrost, il tipo di strato attivo, il tipo di substrato roccioso e le dimensioni del ghiacciaio roccioso stesso (fig. 7.1-D).
Se la cinematica di un ghiacciaio roccioso è riconducibile a molteplici fattori d'influenza specifici, lo studio idrologico e il monitoraggio termico e cinematico, hanno confermato la presenza di una componente termica e di una componente idrologica per spiegare la dinamica dei ghiacciai rocciosi. La componente idrologica influenza maggiormente le variazioni a scala stagionale (durante il periodo della fusione della copertura nevosa), mentre quella termica, oltre a produrre delle accelerazioni stagionali (a estate inoltrata), produce anche delle variazioni cinematiche sul periodo pluriannuale.
Questa conclusione generale può quindi spiegare i caratteristici movimenti dei ghiacciai rocciosi del versante sudalpino, legati alle sue specifiche condizioni morfoclimatiche, elementi che sono alla base della principale motivazione scientifica di questo lavoro.

1.5. QUALI PERCORSI D'APPRENDIMENTO POSSO METTERE IN PRATICA PER IMPLEMENTARE L'INSEGNAMENTO DEL PERMAFROST SUL TERRENO NEL SETTORE MEDIO SUPERIORE?

Questa questione didattica aveva come obiettivo di osservare come i ragazzi iscritti ai LAM percepiscono e rappresentano la realtà che incontrano sul terreno. Questa osservazione ha permesso un'implementazione del percorso pedagogico messo in opera grazie allo studio del permafrost e dei ghiacciai rocciosi (v. questioni di ricerca precedenti, cap. 1.1-1.4).
Questa attività complementare allo studio geomorfologico ha rappresentato per me e spero per questo lavoro, un notevole valore aggiunto. Durante le escursioni sui vari siti, ho potuto osservare il lavoro degli allievi iscritti al LAM, come essi percepiscono il territorio periglaciale e come lo rappresentano. Questo lavoro si è svolto di pari passo con le investigazioni geomorfologiche condotte per questa tesi. Questo modo di condurre la ricerca ha permesso un'implementazione dei percorsi didattici e anche dei risultati geomorfologici, dato che l'aiuto che gli allievi mi hanno portato alla "causa" geomorfologica, ha sicuramente compensato il tempo speso alla "causa" didattica. **Questo aiuto da parte degli allievi si è tradotto sul terreno in due ambiti: un aiuto materiale con il trasporto delle apparecchiature, il rilevamento dei punti e l'acquisizione dei dati dei data-logger e un aiuto più intellettuale, durante le lunghe discussioni che mi hanno permesso di riflettere sulle varie problematiche e di sfruttare le ipotesi di lavoro e i risultati prodotti da loro stessi.**
L'esperienza maturata durante il primo anno di sperimentazione didattica mi ha permesso di migliorare il percorso d'apprendimento messo in campo il secondo anno. In particolare mi sono reso conto dell'importanza di una ponderata massa in campo dell'insegnamento tramite la scoperta, senza però esagerare con livelli socio-costruttivisti troppo elevati. Ho compreso l'importanza di una corretta pianificazione delle attività, di continuare a porsi delle domande e di non esagerare con le attività per gli allievi. In modo particolare tengo a sottolineare l'importanza della presa manuale degli appunti sul terreno, anche sotto forma di schizzi e disegni, al posto di troppi scatti fotografici. Da un punto di vista umano per me questa è stata una straordinaria esperienza che ha messo in evidenza l'importanza di instaurare un clima disteso, rilassato ma al tempo stesso franco e sincero nei confronti degli allievi. Gli allievi hanno apprezzato molto la mia spontaneità e la mancanza di supponenza intellettuale. Queste virtù li hanno messi a loro agio e si sono ingaggiati in attività di ricerca che mai avrei pensato facessero. Probabilmente se fossi stato più arrogante intellettualmente, più autoritario che autorevole, non avrei ricevuto da loro i risultati che hanno prodotto per me, ma soprattutto per loro stessi. Questi risultati sono stati a volte di grande spessore e qualità, ricevendo anche premi e riconoscimenti.
Oltre a un adeguato dispositivo d'insegnamento, questa parte didattica ha messo in evidenza l'importanza di instaurare dei buoni rapporti umani tra il docente e l'allievo. Per spiegare con una metafora, trovo che il percorso didattico ideale che un docente mette in pratica con i suoi allievi sia un po' come fare l'amore con una bella donna: si possono raggiungere i migliori risultati in entrambe le attività solo senza usare violenza (intellettuale nel primo caso e fisica nel secondo), con molto dialogo, ascolto, rispetto reciproco, preparazione e soprattutto tanta fantasia nell'esplorare nuove vie…

2. PROSPETTIVE E SVILUPPI FUTURI

2.1. LO STUDIO DEL PERMAFROST NELLE ALPI TICINESI

Il principale contributo scientifico che ha fornito questo lavoro è stato quello di iniziare in modo sistematico lo studio del permafrost e delle sue forme in tutto il territorio del Cantone Ticino. Questo lavoro ha permesso di colmare almeno in parte le lacune di conoscenza sulle caratteristiche degli ambienti periglaciali in Ticino rispetto ad altri cantoni Alpini come il Vallese e i Grigioni. Le specifiche condizioni morfoclimatiche del Ticino hanno fornito interessanti spunti di discussione e di confronto sulle caratteristiche del permafrost e delle sue forme come i ghiacciai rocciosi. Il permafrost in Ticino è prima di tutto risultato ben presente sul territorio e le sue caratteristiche in linea con altre regioni che presentano altimetrie simili, mentre i ghiacciai rocciosi, se da una parte si sono rivelati abbastanza lenti, dall'altra parte hanno evidenziato una dinamica che riflette lo specifico clima semi-oceanico delle Alpi Ticinesi.
I risultati di questo lavoro si sono inseriti nelle attività di ricerca sul permafrost in Svizzera, condotte anche dall'Università di Friborgo. Grazie a questo lavoro 4 ghiacciai rocciosi hanno potuto essere inseriti nella rete svizzera sul monitoraggio del permafrost PERMOS. Lo studio condotto a scala locale si è rivelato di

fondamentale importanza per meglio comprendere le caratteristiche del permafrost e dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi, anche se questo lavoro di monitoraggio termico e cinematico ha comportato un notevole impegno sul terreno che, per una sola persona, può essere sostenuto solo per pochi anni. A questo proposito, **la più grande soddisfazione che ho avuto da questo lavoro è stata quella di sapere che questo lavoro di monitoraggio potrà continuare anche in futuro, su tutti i siti studiati in questa tesi,** grazie all'istituto di geografia dell'Università di Friborgo che continuerà il monitoraggio sui siti della Regione Gottardo e soprattutto grazie alla collaborazione con l'amico Cristian Scapozza che, avendo creato con il sottoscritto il GPT, si occuperà invece dei siti delle Alpi Ticinesi.
Se all'inizio il GPT funzionava esclusivamente su base volontaria, ora il lavoro di questo gruppo è stato integrato nei progetti di ricerca dell'Istituto di Scienze della Terra della SUPSI di Trevano, dove Cristian Scapozza lavora come ricercatore. Importanti finanziamenti per questo gruppo sono stati concessi anche da una fondazione privata, come la Fondazione Berla di Lugano, che ha come obiettivo la promozione della formazione professionale e accademica di giovani ricercatori. Il GPT, oltre a garantire la continuità del monitoraggio, dovrebbe pubblicare a scadenza biennale dei rapporti sui risultati cinematici e termici dei siti (v. Mari *et al.*, 2010; Scapozza *et al.*, 2014) e soprattutto fungere da coordinatore tra i futuri progetti di ricerca sul permafrost In Ticino.
S**arà interessante osservare, sul lungo periodo, l'evoluzione cinematica e dinamica dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi, in modo da poter analizzare questi risultati in relazione al riscaldamento in atto a scala sovra regionale**. Si vuole osservare se anche in Ticino, come per altri siti delle Alpi dove questo tipo di monitoraggio è iniziato già da tempo, se effettivamente le velocità dei ghiacciai rocciosi stanno accelerando a causa del riscaldamento globale. Queste risposte saranno di fondamentale importanza per una migliore comprensione dei rischi legati all'instabilità dei versanti, che si potrebbero produrre in ambienti periglaciali.
Questo lavoro ha messo in evidenza l'importanza del ruolo dell'acqua per spiegare i fenomeni dinamici dei ghiacciai rocciosi, ma ha anche evidenziato l'estrema complessità delle interazioni che questo elemento produce sulla loro meccanica interna. In particolare si sono evidenziate differenze dinamiche importanti a seconda dell'origine dei sedimenti dei ghiacciai rocciosi. Di conseguenza in futuro sarebbe opportuno organizzare delle nuove campagne di tracciamento su un ghiacciaio roccioso di origine glaciale come per esempio Passo di Grandinagia e su uno di origine di versante come per esempio Monte Prosa Nord, al fine di meglio comprendere le relazioni tra la circolazione dell'acqua all'interno dei ghiacciai rocciosi e la loro dinamica. Questo progetto dovrebbe svolgersi nuovamente con la collaborazione dei futuri allievi del LAM del liceo di Lugano 2, del CHYN e dell'Istituto di Scienze della Terra della SUPSI di Trevano per l'analisi e la fornitura del materiale. A questo proposito, tengo a ribadire come l'elaborazione di questa tesi sia stata possibile solo con la collaborazione di differenti persone, uffici e istituti di ricerca. Ho quindi avuto la possibilità di stabilire dei contatti, che spero di mantenere per i progetti a venire, sia in campo geomorfologico che in quello didattico.
In conclusione i risultati scaturiti da questo lavoro non devono ritenersi un punto d'arrivo, essere cioè una risposta a una semplice questione scientifica, ma piuttosto vogliono rappresentare una base di partenza per altri approfondimenti in questi ambiti.

2.2. L'INSEGNAMENTO DELLA GEOMORFOLOGIA NEL SETTORE MEDIO SUPERIORE

Parlare di prospettive e sviluppi futuri in campo didattico significa continuamente cercare e sperimentare nuovi percorsi e modalità didattici. Nel mio caso questa continua ricerca non dovrebbe rappresentare un problema, visto che la mia professione di insegnante mi mette a contatto tutti i giorni con gli allievi e quindi non mi mancano certo le possibilità di sperimentazione. Come del resto già evidenziato, l'aggiornamento didattico dovrebbe far parte integrante delle professione di un insegnante.
Se invece si entra più nello specifico di questo lavoro (v. parte VI), le prospettive didattiche future dell'insegnamento della geomorfologia di ambienti periglaciali non sono sempre facili da implementare, principalmente a causa della difficoltà di accesso di questi ambienti durante il normale orario scolastico. L'unica possibilità resta quella di recarsi in montagna durante i mesi di luglio e agosto quando i siti sono privi della copertura nevosa. Nonostante ciò, quanto scoperto con questa ricerca didattica, sarà applicato all'insegnamento della geografia fisica su terreni di più facile accesso e in zone climaticamente meno estreme. Si potrebbero per esempio studiare gli ambienti fluviali, i dissesti di terreno o le pianure alluvionali del Cantone Ticino. A questi contesti particolari, i principi e le metodologie usati per lo studio dei ghiacciai

rocciosi possono tranquillamente essere applicati esattamente allo stesso modo e sono sicuro che nuovi interessanti risultati non mancheranno di certo. Spero di avere davanti a me ancora diversi anni d'insegnamento e la volontà di proporre nuovi lavori di maturità, visto che l'esperienza è diventata ancora più grande.
Sono sicuro che questo lavoro ha portato nuovi impulsi alla ricerca didattica in geografia, ma se questi impulsi non vengono adeguatamente trasmessi, non saranno serviti a molto, se non a chi li ha studiati. **Di conseguenza è mia intenzione organizzare magari in futuro un corso d'aggiornamento per i docenti di geografia del settore medio e medio superiore in geografia fisica e in didattica della geografia fisica applicata sul terreno.** Questo corso dovrebbe illustrare ai colleghi le nuove metodologie di ricerca, specialmente in campo informatico (come per esempio gli applicativi GIS) e cercare di fornire delle chiavi di lettura al paesaggio fisico e alle sue forme e processi. Questi elementi non sono fini a se stessi, ma sono fondamentali in un secondo tempo per la comprensione di processi e situazioni sociali ed economiche. Purtroppo i programmi di geografia che si svolgono alle medie e nei licei non tengono sufficientemente in considerazione gli aspetti fisici del territorio, i quali suscitano grande interesse e curiosità negli allievi, forse in maggior misura degli aspetti di geografia umana o economica. A sostegno di questa tesi, basti osservare il sempre elevato numero di iscritti ai lavori di maturità in geografia fisica. Con questo non intendo dire che la geografia fisica debba essere preponderante nelle programmazione annuale di un docente di geografia, ma semplicemente che dovrebbe essere maggiormente integrata nei vari dispositivi di formazione applicati alle varie unità didattiche.

2.3. CONSIDERAZIONI FINALI

Il lettore mi permetta a questo punto un bilancio conclusivo del lavoro svolto per questa tesi, sulla base delle motivazioni personali che l'hanno ideata (v. parte I, cap. 1.1).
Questo lavoro di dottorato non si è svolto come consuetudine, vale a dire in università subito dopo la laurea, bensì lontano dall'istituto di ricerca e dopo 12 anni dal suo conseguimento. Nel frattempo ho operato nel mondo del lavoro, senza più nessun contatto con il mondo accademico. Eccezion fatta per il periodo 2012-2013, in cui ho potuto ridurre il mio impegno al liceo del 40% (corrispondente a due giorni) grazie alla borsa di ricerca ricevuta dal Cantone, per il resto ho condotto queste ricerche esclusivamente durante il mio tempo libero, ragion per cui questa tesi è durata 6 anni. Questo lungo periodo è stato estremamente intenso per me, ma anche per la mia famiglia, che ha dovuto prestare molta pazienza a causa del poco tempo che potevo dedicarle. Inoltre all'inizio ho dovuto effettuare un grande sforzo per la comprensione dei nuovi metodi d'investigazione che, in questi 12 anni di mia assenza dal mondo accademico, sono nati ed evoluti specialmente a livello informatico. Quando non capivo come usare un programma, quando non avevo punti di riferimento vicino a me per problemi scientifici o di metodo e anche quando il tempo per svolgere la ricerca incalzava, i momenti di sconforto non sono certo mancati; più di una volta sono stato sul punto di smettere, ma poi ho tenuto duro, cercando di continuare a piccoli passi, uno alla volta, anche se questi mi sembravano troppo piccoli e il traguardo troppo lontano per le mie capacità. Ora questi piccoli passi sono diventati una lunga marcia che mi ha permesso di tagliare il traguardo. Se mi guardo indietro e ripenso a quanto fatto mi rendo conto che ho comunque compiuto una grande impresa, indipendentemente dalla qualità e dallo spessore scientifico di questo lavoro. Anche se questo lavoro non dovesse essere accettato dalla giuria di esperti che lo giudicherà, questi 6 anni mi hanno comunque permesso di implementare le mie conoscenze a livello disciplinare e metodologico, come nessuna altra modalità di formazione avrebbe potuto fare. **Queste implementazioni passano però in secondo piano se penso alla soddisfazione personale e, oserei dire fierezza, che ho ricevuto dalla consapevolezza di essere riuscito a portare a termine questa tesi. Se mai un giorno mia figlia Eleonora avrà la pazienza e la voglia di leggere queste pagine, spero che possa essere orgogliosa del suo papà.**

Ora però, come per tutte le cose, sento che per me è giunto il momento di "dire basta"; spero di trovare le prossime soddisfazioni in un'altra mia passione alquanto diversa da questa: i lavori manuali, attività per le quali mi sento maggiormente portato!

«Questa conclusione… abbiam pensato di metterla qui, come il sugo di tutta la storia.
La quale, se non v'è dispiaciuta affatto, vogliatene bene a chi l'ha scritta… Ma se invece fossimo riusciti ad annoiarvi, credete che non s'è fatto apposta.»

A. Manzoni, *I promessi sposi, 1827*

BIBLIOGRAFIA

20 minuti (2012, 18 maggio). *La Helsinn premia gli scienziati del futuro.*

Ambrosetti-Giudici, S. & Scapozza, C. (2006). *Inventaire des géotopes géomorphologiques du Parc Adula*. Lausanne, Institut de Géographie (Travail Personnel de Recherche non publié).

Ambrosi, C. & Strozzi, T. (2008). Studio dei fenomeni franosi in Ticino: foto interpretazione e analisi delle deformazioni con interferometria radar da satellite. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 96: 19-27.

Arenson, L. (2002). *Unstable alpine permafrost: a potentially important natural hazard – variations of geotechnical behaviour with time and temperature*. Doctoral thesis 14801, Institute for Geotechnical Engineering, ETH Zurich.

Arenson, L., Hoelzle, M., Springman, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structures of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 117-135.

Assier, A. (1981). *Glaciers et glaciers rocheux du Queyras*. Paris, Mémoire de maîtrise en géographie (non publié).

Atlante della Svizzera 3 (2010). DVD. Projektleitung ETH Zürich, Institut für Kartografie, Wolfang-Pauli-Strasse 15, CH-8093 Zürich.

Aubert, D. (1980). Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. *Bulletin de la Murithienne*, 97: 101–169.

Auer, M., Meister, R., Stoffel, A. (2007). Altezze medie della neve 1983-2002. Università di Berna, Istituto di Geografia. *Atlante Idrologico della Svizzera (HADES)*, tavola 3.11.

BAFU (2013). *Übersicht der 2012 bei INFO-TRACER gemeldeten Markierversuche.* INFO-TRACER Koordinationsstelle für Markierversuche Sektion Hydrogeologie, Bern.

Balch, E.S. (1900). *Glaciers or freezing caverns*. Philadelphia, Allen Lane & Scott, 377 pp.

Bamler, R. & Hartl, P. (1998). Syntetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems*, 14: 1-54.

Banchi, H. & Bell, R. (2008). The Many Levels of Inquiry. *Science and Children*, 46(2), 26-29, October 2008.

Barboux, C., Delaloye, R., Lambiel, C. (2014). Inventorying slope movements in Alpine environment using DInSAR. *ESPL*, DOI: 10.1002/esp.3603

Barchi, N. & Compagno, L. (2011). *Studio e monitoraggio del ghiacciaio roccioso Ganoni di Schenadüi*. Lavoro di maturità. Liceo di Lugano 2. Savosa.

Baroni, C., Carton, A., Seppi, R. (2004). Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello–Presanella Massif (Italian Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 15: 243-259.

Barsch, D. (1969). Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. In: Kaiser K. (Ed.): Glazialmorphologie. *Z. Geomorphologie NF* (*suppl.*), 8, 11-30.

Barsch, D. (1971). Rock glaciers and ice-cored moraines. *Geografiska annualer*, 53A, 203-206.

Barsch, D. (1973). Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. *Z.* für *Gletscherkd. und Glazialgeol.*, 9, 143-167.

Barsch, D. (1978). Active rockglaciers as indicators of discontinuous permafrost. An example from the Swiss Alps. *Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost, National Research Centre and National Research Council, Ottawa, Canada*, 349-352.

Barsch, D. (1996). *Rockglaciers: indicators for the present and Former geoecology in high mountain environments.* Berlin, Springer-Verlag, 331pp.

Belloni, S., Carton, A., Dramis, F., Smiraglia, C. (1993). Distribution of permafrost, glaciers and rock glaciers in the Italian mountains and correlation with climate: an attempt to synthesize. *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, Beijing, China, 5-9 July 1993*, 36-41.

Beniston, M. & Haeberli, W. (2001). Sensivity of mountain regions to climate change. In: Lozan J.L., Grassi H., Hupfer P. (Eds.): *Climate of the 21st Century: changes and risks*. Hamburg, GEO Publications, 237-244.

Berthling, I. Etzelmüller, B., Eiken, T., Sollid, J.L. (1998). Rock Glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: Internal Structure, Flow Velocity and Morphology. *Permafrost and Periglacial Process*, 9, pp. 135-145.

Berweger, R. & Lack, A. (1986). *Diplomarbeit in Photogrammetrie: Blockgletscher-vermessung im Val de Réchy*. Ingenieurschule beider Basel, in German, unpublished.

Bichi, R. (2007). *La conduzione delle interviste nella ricerca sociale*. Carocci, Roma.

Bieler, P.-L. (1978). Le paléoclimat de la région de Nendaz : nouvelles interprétations au sujet du réchauffement post-würmien. *Bulletin de la Murithienne*, 95: 9–20.

Bille, R.P., Richard, J.L., Bressous, B., Videraz, PH., Tenthorey, G., Ruedin, P., Chappaz, M. (1984). Les richesses naturelles du Vallon de Réchy. *WWF Valais*, Martigny, 126.

Binggeli, V. (1965). Der Blockstrom im Val Cadlimo. *Regio Basiliensis*, 6: 149-155.

Bizzozero, L. & Sartori, G. (2011). *Contributo allo studio geomorfologico e geofisico degli ambienti periglaciali delle Alpi Urane: rock glacier Blauberg e Kleinfurka*. Lavoro di maturità. Liceo di Lugano 2. Savosa.

Bodeo, A. & Censi, G. (2010). *Descrizione e monitoraggio di due Rock Glaciers nella zona del Furkapass (Canton Uri)*. Lavoro di maturità. Liceo di Lugano 2. Savosa.

Bodin, X., Thibert, E., Fabre, D., Ribolini, A., Schoeneich, P., Francou, B., Reynaud, L., Fort, M. (2009). Two decades of responses (1986-2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. – In: *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, 4: 331-334.

Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., Noetzli, J. (2012). A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere*, 6, 125-140. doi:10.5194/tc-6-125-2012.

Bonardi, L. (2008). Clima e storia delle Alpi nell'ultimo millennio. *Ciclo di conferenze: i cambiamenti climatici, Lugano, palazzo dei congressi, 15 aprile 2008.*

Bouët, M. (1985). *Climat et météorologie de la Suisse romande*. Lausanne. Payot (2ème édition).

Bozzini, C., Conedera, M., Krebs, P. (2012). A new monoplotting tool to extract georeferenced vector data and orthorectified raster data from oblique non-metric photographs. *International Journal of Heritage in the Digital Era*, 1: 499-518. DOI: 10.1260/2047-4970.1.3.499.

Brown, J. (1997). Circumpolar active layer monitoring (CALM) network – November 1997. *Frozen Ground*, 21 , 22-23.

Brown, J., Ferrians, O.J. Jr., Heginbottom, J.A., Melnikov, E.S. (1998). Revised February 2001. Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions. *Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.*

Brugman, M. (1987). *Water flow at the base of a surging glacier*. PhD Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, 267 pp.

Bruner, J. S. (1961). "The act of discovery". *Harvard Educational Review*, 31 (1): 21–32.

Buchli, T., Merz, K., Zhou, X., Kinzelbach, W., Springman, S.M. (2013). Characterization and Monitoring of the Furggwanghorn Rock Glacier, Turtmann Valley, Switzerland: Results from 2010 to 2012. doi:10.2136/vzj2012.0067. *Vadose Zone Journal*, 12.

BWG (2005). *Hinweiskarte der potentiellen Permafrostverbreitung in der Schweiz.* Bern, Bundesamt für Wasser und geologie (BWG).

Campana, B. (1989). *Un geologo parla del suo paese*. Bellinzona, Stato del cantone Ticino.

Carrara, A., D'Elia, B., Semenza, E. (1985). Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi. *Geologia Applicata e Idrogeologia,* 20(2): 223–243.

Chadwick, B. (1965). *The structural and metamorphic geology of the Lukmanier Region, Ticino-Grison, Switzerland.* Diss. Univ. London (unveröffentl.).

Chadwick, B. (1968). Deformation and metamorphism in the Lukmanier Region, Central Switzerland. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 79, 1123-1150.

Conedera, M., Bozzini, C., Scapozza, C., Rè, L., Ryter, U., Krebs, P. (2013). Anwendungspotenzial des WSL-33 Monoplotting-Tools im Naturgefahrenmanagement. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 164: xxx-34 xxx. DOI: 10.3188/szf.2013.0xxx.

Cotti, G., Felber, M., Fossati, A., Lucchini, G., Steiger, E., Zanon, P.L. (1990). *Introduzione al paesaggio naturale del Cantone Ticino. Tomo primo: le componenti naturali*. Bellinzona, Dipartimento dell'Ambiente.

Delaloye, R. & Lambiel, C. (2005). Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift,* 59, 194-203.

Delaloye, R. & Monbaron, M. (2003). Snow effects on recent shifts (1998-2002) in mean annual ground surface temperature at alpine permafrost sites in the western Swiss Alps. *8th Int. Conf. on Permafrost, Zürich 2003*. Extended Abstracts Vol., 23-24.

Delaloye, R. & Morand, S. (1998). *Du Val Ferret au Grand-Combin (Alpes Valaisannes): Inventaire des glaciers rocheux et analyse spatiale du pergélisol à l'aide d'un système d'information géographique (IDRISI).* Travail de diplôme, Inst. Géogr., Univ. Fribourg.

Delaloye, R. & Reynard, E. (2001). Les éboulis gelés du Creux du Van (Chaîne du Jura, Suisse). *Environnements périglaciaires*, 8, 118-129.

Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse de doctorat, Université de Fribourg. GeoFocus 10, 240 pp. (disponible sur http://doc.rero.ch/record/5309?ln=fr).

Delaloye, R. (2009). *Mesures GPS Mattertal 2008.* Rapport, Département de Géosciences Université de Fribourg.

Delaloye, R. (2013). *Blockgletscher und Hangrutschungen Mattertal (2009-2013)* Zwischenbericht 2012. Rapport, Département de Géosciences Université de Fribourg.

Delaloye, R., Gärtner-Roer, I. et Lambiel, C. (2009). *Morphology, structure, development and kinematics of destabilised, rapidly moving rockglaciers (Valais Alps, Switzerland).* DeRoVa project. SNF Proposal, Div.2.

Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R. (2005). *ESA SLAM project, phase 2, Bas-Valais. Validation of InSAR data in permafrost zone*. Bern, Federal Office of Water and Geology (FOWG), Final Report.

Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H., Strozzi, T. (2007a). ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland). *Proceedings HMRSC-IX, Graz, 14-15 Sept. 2006. Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung,* 43: 113-120.

Delaloye, R., Lambiel, C., Lugon, R., Raetzo, H., Strozzi, T. (2007b). Typical ERS InSAR signature of slope movements in a periglacial mountain environment (Swiss Alps). *Proceedings 'Envisat Symposium 2007', Montreux, Switzerland 23–27 April 2007* (ESA SP-636, July 2007): 3P7.

Delaloye, R., Lambiel, C., Roer, I. (2010a). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. Seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65: 135–145.

Delaloye, R., Métrailler, S., Lugon, R. (2003b). Evolution du pergélisol dans les complexes glaciers/glaciers rocheux des Becs-de-Bossonet de Lona (Nax, St-Martin, VS). *Bull. Murithienne*, 121, 7-20.

Delaloye, R., Morard, S., Barboux, C., Abbet, D., Gruber, V., Riedo, M., Gachet S. (2013). Rapidly moving rock glaciers in Mattertal. *In: Graf K. (ed), Mattertal – ein tal in Bewegung. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 29. Juni – 1. Juli 2011, St. Niklaus. Birmensdorf, Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL, pp. 21-31. http://www.wsl.ch/ dienstleistungen/publikationen/pdf/12481.pdf (ultima consultazione: 24.09.2014).*

Delaloye, R., Perrouchoud, E., Lambiel, C. e Lugon, R. (2008a). *InSAR Haut-Valais, inventaire des mouvements de terrain par analyse de signaux d'interférométrie radar satellitaire (période 1993-2000).* Berne, Office fédéral de l'environnement (OFEV), rapport final.

Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Kääb, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I., Thibert, E. (2008b): Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps. – In: Kane, D.L. & K.M. Hinkel (eds): *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, June 29-July 3, 2008, Fairbanks, Alaska 1:* 343-348.

Delaloye, R., Reynard, E., Lambiel, C. (2001). Pergélisol et construction de remontées mécaniques: l'exemple des Lapires (Mont-Gelé, Valais). *Le gel en géotecnique, Publications de la Societé Suisse de Mécanique des Sols et des Roches,* 141, 103-113.

Delaloye, R., Reynard, E., Lambiel, C., Marescot, L., Monnet, R. (2003a). Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 175-180.

Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C., Barboux, C., Mari, S., Stocker, A., Techel, F., Raetzo, H. (2010b). The contribution of InSAR data to the early detection of potentially hazardous active rock glaciers in mountain areas. *Proceedings ESA Living Planet Symposium 2010, Bergen, Norway (ESA SP-686).*

Desaulniers, D. (2013). *Citer selon les normes de l'APA.* Repéré à http://guides.bib.umontreal.ca/disciplines/20-Citer-selon-les-normes-de-l-APA?tab=106.

Dipartimento del territorio (2002). *Permafrost in Ticino*. Bellinzona, Dipartimento del territorio della repubblica e cantone Ticino (comunicato stampa del 27.03.2002).

Dogliotti, M., & Rosiello, L. (1999). *Lo Zingarelli. Vocabolario della lingua italiana di Nicola Zingarelli*. Ed. Zanichelli, 12.ma edizione.

Donadini, F. (1999). *Die Sackung von Peccia, oberes Maggia Tal*. ETH Zürich, 128 pp (MSc Thesis, in German).

Dousse, J.-P., Lugon, R. (1996). Analyse spatiale numérique du pergélisol alpin dans les Alpes Valaisannes. In: Haeberli, W., Hoelzle, M., Dousse, J.-P., Ehrler, C., Gardaz, J.-M., Imhof, M., Keller, F., Kunz, P., Lugon, R., Reynard, E. (1996): *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen*. Arbeitsbericht NFP 31, Zürich, Hochschulverlag AG an der ETHZ, 19-24.

Dramis, F., Giraudi, C., Guglielmin, M. (2003). Rock glacier distribution and paleoclimate in Italy. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003*, 199-204.

Evin, M. (1983). *Structure et mouvement des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Institut de Géographie Alpine de l'Université de Grenoble, Thèse de 3eme cycle.

Evin, M. (1984). Caractéristiques physico-chimiques des eaux issues des glaciers rocheux des Alpes du Sud (France). *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, 20, 27-40.

Evin, M. (1987). *Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du Sud*. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Grenoble, 308 pp.

Evin, M., & Assier, A. (1983). Glacier et glaciers rocheux dans le Haut-Vallon du Loup, (Haute-Ubaye, Alpes du Sud, France). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie,* 19, 27-41.

Federici, P.R., Pappalardo, M., Ribolini, A. (2000). On the ELA and lower limit of discontinuous permafrost boundary in the Maritime Alps (Italian side). *Atti della Accademia delle Scienze di Torino. Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali*. Vol. 2: 141-156. ISSN: 0001-4419

Feuillet, T. & Portal, C. (2008). Les glaciers rocheux des Pyrénées centrales: un patrimoine naturel à découvrir. *Pyrénée***,** vol. 235: 267-280.

Finger, D., Hugentobler, A., Huss, M., Voinesco, A., Wernli, H.R., Fischer, D., Weber, E., Jeannin, P-Y., Kauzlaric, M., Wirz, A., Vennemann, T., Hüsler, F., Schädler, B. and Weingartner, R. (2013). Identification of glacial melt water runoff in a karstic environment and its implication for present and future water availability. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 3261-3277.

Fontana, G. (2006). *Valorisation géomorfologique de la région du Lucomagno à travers la création d'un itinéraire didactique basée sur un inventaire des géotopes*. Lausanne, Institut de Géographie (Travail Personnel de Recherche non publié).

Fontana, G. (2008). *Analyse et propositions de valorisation d'un paysage géomorphologique. Le cas de la Greina*. Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de Master (non publié).

Fontana, G., Ambrsetti-Giudici, S., Scapozza, C. (2007). Geoheritage and Geomorphosites in the Blenio Valley (Ticino, Switzerland). In: H. Veit, T. Scheurer & G. Köck G. (eds.), *Landscape development in mountain regions. Proceedings of the Forum Alpinum 2007, Engelberg, Switzerland, 18–21 April. Vienna, Austrian Academy of Science Press, Digital Edition*, pp. 64–65.

Francou, B. & Reynaud, L. (1992). 10 years of surficial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes,* 3: 209-213.

Francou, B. (1993). *Hautes montagnes, passion d'exploration.* Masson.

Frauenfelder, R. & Kääb, A. (2000). Towards a paleoclimatic model of rock glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 31, pp. 281-286.

Frauenfelder, R. (2005). Regional-scale modelling of the occurrence and dynamics of rockglaciers and the distribution of paleopermafrost. Zürich, Geographischen Institut. *Schriftenreihe Physische Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik,* no. 45.

Frauenfelder, R., Haeberli, W., Hoelzle, M. (2003). Rock glacier occurrence and related terrain parameters in a study area of the Eastern Swiss Alps. – In: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, 21-25 July 2003*: 253-258.

Frauenfelder, R., Haeberli, W., Hoelzle, M., Maisch, M. (2001). Using relict rock-glaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alps. *Norsk Geografisk Tiddskrift*, 55: 195-202.

French, H.M. (1996). *The periglacial environment*. London, Longman, 341 pp. (2nd edition).

French, H.M. (2000). Does Lozinski's periglacial realm exist today? A discussion relevant to modern usage of the term "Periglacial". *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 35-42.

Gaia, M. (2007). *Dal tempo alla meteo*. Muzzano. Edizioni San Giorgio. ISBN 978-88-85922-01-3.

Galster, F., Cavargna-Sani, M., Epard, J-L., Masson, H. (2012). New stratigraphic data from the Lower Penninic between the Adula nappe and the Gotthard massif and consequences for the tectonics and the paleogeography of the Central Alps. *Tectonophysics*, 579: 37-55. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.05.029.

Gardaz, J.M. (1998). *Permafrost prospecting, periglacial and rock glacier hydrology in mountain areas. Case studies in the Valais Alps, Switzerland.* PhD Thesis, University of Fribourg, 122 pp.

Gärtner-Roer, I. & Nyenhuis, M. (2010). Volume estimation, kinematics and sediment transfer rates of active rockglaciers in the Turtmann Valley, Switzerland. – In: *Otto, J.C. & R. Dikau (eds): Landform – structure, evolution, process control. – Lecture Notes in Earth Sciences,* 115, Berlin, Heidelberg: Springer: 185-198.

Gärtner-Roer, I., Christiansen, H.H., Etzelmüller, B., Farbrot, H., Gruber, S., Isaksen, K., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Noetzli, J. (2010). Primary impacts of climate change on the cryosphere –

Permafrost: In: Voigt, T., Füssel, H-M., Gärtner-Roer, I., Huggel, Ch., Marty, Ch., Zemp, M. (eds.) Impacts of climate change on snow, ice, and permafrost in Europe: Observed trends, future projections, and socio-economic relevance. *Technical Paper of the European Environment Agency (EEA)*, 2010/13, 66-76.

Geosat SA (2009). *Glacier rocheux de Péterey/Tracuit (glacier Bonnard) Mesures annuelles de déplacement 2008*. Rapport, Sion/Fribourg (non publié).

Giannone, C. & Guggiari, T. (2011). *Monitoraggio annuale 2011 del ghiacciaio roccioso Prosa Nord del San Gottardo.* Lavoro di maturità. Liceo di Lugano 2. Savosa.

Giorgi, F. & Mearns, L.O. (1991). Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Rev. Geophysics*, 29, 191-216.

Giorgi, F. & Mearns, L.O. (1999). Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, 104, 6335-6352.

Giornale del Popolo (2012, 18 maggio). *Un contributo per la scienza.*

Goldstein, R., Engelhard, R.; Kamb, B., Frolich, R. (1993). Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: application to an Antartic ice stream. *Science,* 262: 1525-1530.

Green, D. R. (1998). 'Mental mapping and field sketching in geography at the University of Aberdeen'. *Cartographic Journal, 35* (1), 83-5.

Gruber, S. (2005). *Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing*. PhD thesis, University of Zurich, 121 pp. (disponible sur http://www.zora.uzh.ch/18100/).

Gruber, S., Hoelzle, M., Haeberli, W. (2004a). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters,* 31: L13504. DOI: 10.1029/2004GL020051.

Gruber, S., Hoelzle, M., Haeberli, W. (2004b). Rock-wall temperatures in the Alps: modeling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes,* 12: 69-77.

Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woddhatch, I., Haeberli, W. (2003). Surface temperatures in steep Alpine rock faces – a strategy for regional scale measurements and modelling. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003*: 325-330.

Grujard, M., Le Roux, A., Nove, A. (1988). *Un Paysage.* Paris, Calmann-Lévy.

Grütter, E. (1967). Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Val Verzasca. Bern, *Kümmerly & Frei, Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie,* No. 15.

Gubler, S., Endrizzi, S., Gruber, S., Purves, R. S. (2013). Sensitivities and uncertainties of modeled ground temperatures in mountain environments. *Geosci. Model Dev., 6, 1319–1336.*

Guglielmin, M. & Siletto, G.B. (2000). *Carta della criosfera*. Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio ed Edilizia Residenziale.

Guglielmin, M., Aldighieri, B., Testa, B. (2003). PERMACLIM: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations. *Geomorphology*, 51, 245-257.

Guodong, C. & Dramis, F. (1992). Distribution of mountain permafrost and climate. *Permafrost and Periglacial Processes,* 3: 83–91.

Haeberli, W. & Beniston, M. (1998). Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 27, 258-265.

Haeberli, W. & Herren, E. (1991). A contribution tot he Global Environment Monitoring System (GEMS) and the hydological Programme. *Glacier Mass Balance Bulletin,* 1. 70.

Haeberli, W. & Vonder Mühll, D. (1996). On the characteristics and possible origin of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, Suppl.-Bd. 104, 43-57.

Haeberli, W. (1973). Die Basis-Temperatur des winterliche Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpes. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, 9, 221-227.

Haeberli, W. (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich*, 17: 1-221.

Haeberli, W. (1979). Olocene push-moraines in alpine permafrost. *Geografiska annualer* 61A(1-2): 43–48.

Haeberli, W. (1983). Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps – today and in the past. *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 17-22 July 1983, 415-420.

Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich, 77:* 1-142.

Haeberli, W. (1990). Scientific, environmental and climatic significance of rock glaciers. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 823-831.

Haeberli, W. (1993). Research on permafrost and periglacial processes in mountain areas – status and perspectives. *Proceedings of the 6thInternational Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5-9 July 1993, 1014-1018.

Haeberli, W., Guodong, C., Gorbunov, A.P., Harris, S.A. (1993). Mountain permafrost and climatic change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, 165-174.

Haeberli, W., Hoelzle, M., Dousse, J.-P., Ehrler, C., Gardaz, J.-M., Imhof, M., Keller, F., Kunz, P., Lugon, R., Reynard, E. (1996). *Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen*. Arbeitsbericht NFP 31, Zürich, Hochschulverlag AG an der ETHZ.

Haeberli, W., Hoelzle, M., Keller, F., Schmid, W., Vonder, Mühll D., Wagner, S. (1993). Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost*, Beijing, China, 5–9 July 1993: 214–219.

Haeberli, W., Wegmann, M., Vonder Mühll, D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 90, 407-414.

Hantke, R. (1983). *Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Band 3: Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Mont-Blanc*. Thun, Ott-Verlag.

Harris, C. & Vonder Mühll, D. (2001). Permafrost and Climate in Europe: climate change, mountain permafrost degradation and geotechnical hazards. In: Visconti, G., Beniston, M., Iannorelli, E.D., Barba, D. (Eds.): *Global change in protected areas*. Dordrecht, Kluwer, 71-82.

Harris, C., Haeberli, W., Vonder Mühll, D., King, L. (2001). Permafrost monitoring in the high mountain of Europe: the PACE project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 3-11.

Harris, C., Vonder Mühll, D., Isaken, K., Haeberli, W., Sollid, J.L., King, L., Holmund, P., Dramis, F., Guglielmin, F., Palacios, D. (2003). Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39, 215-225.

Harris, S.A. & Pedersen, D.E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 107-120.

Harris, S.A. (1986): *The permafrost environment*. London/Sydney, Croom Helm.

Hauck, C., & Vonder Mühll, D. (2003). Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, pp. 305-318.

Hauck, C., Vieira, G., Gruber, S., Blanco, J., Ramos, M. (2007). Geophysical identification of permafrost in Livingston Island, maritime Antarctica. *Journal of geophysical research*, 112, pp. 1-15.

Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., Mostler, W. (2007). Creep of Two Alpine Rock Glaciers – Observation and Modelling (Ötztal- and Stubai Alps, Austria). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43: 145-150.

Hawling, D. (1993). 'Field "sketches": purpose, principles and practice'. *Teaching Earth Sciences*, 18 (2), 60-2.

Healey, M., & Jenkins, A. (2009). Developing undergraduate research and inquiry. *York: HE Academy.* 152 pp. (ISBN 978 1 905788 99 6).

Healey, M., & Roberts, J. (2004). Engaging students in active learning: case studies in geography, environment and related disciplines. *Cheltenham: University of Gloucestershire, Geography Discipline Network and school of Environment,* 140pp.

Hipp, T. (2012). *Mountain Permafrost in Southern Norway. Distribution, Spatial Variability and Impacts of Climate Cange.* Tesi di dottorato. Università di Oslo (Norvegia).

Hoelzle, M. (1989). *Untersuchungen zur Permafrostverbreitung im Oberengadin*. Zürich, Eidgenossische Technische Hochschule (ETHZ) (lavoro di diploma, non pubblicato), 79 pp.

Hoelzle, M. (1994). Permafrost und Gletscher im Oberengadin. *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich*, No. 132.

Hoelzle, M., Frauenfelder, R., Gruber, S., Hanson, S., Nötzli, J., Salzmann, N. (2005). Mountain permafrost: Are we able to model the real distribution? *Proceedings of the 2nd European Conference on Permafrost*, Potsdam, 12-16 June 2005, Programme and Abstracts, 130.

Hoelzle, M., Haeberli, W., Stocker-Mittaz, C. (2003). Miniature ground temperature data-logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland*, 21-25 July 2003: 419-424.

Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B., Haeberli, W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 53-68.

Hoelzle, M., Wegmann, M., Krummenacher, B. (1999). Miniature temperature data-loggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10: 113-124.

Houssaye, J. (1993). *Le triangle pédagogique, ou comment comprendre la situation pédagogique.* In: J. Houssaye (dir.). La pédagogie: une encyclopédie pour aujourd'hui. Paris: ESF.

Humlun, O. (1997). Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8: 383–408.

Hutchings, G. E. (1960). *Landscape drawing.* London: Methuen, 2.

Ikeda, A. & Matsuoka, N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadine, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 145-161.

Ikeda, A., Matsuoka, N., Kääb, A. (2003): A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps. – In: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, 21-25 July 2003*. 455-460.

Ikeda, A., Matsuoka, N., Kääb, A. (2008). Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rockglacier in the Swiss Alps: an effect of liquid water. – In: *Journal of Geophysical Research*, 113, F01021, doi:10.1029/2007JF000859.

Imhof, M. (1996a). Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alpes (Western Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes*, 7: 267–280.

Imhof, M. (1996b). *PERM-ein Programm für die automatisierte Kartierung von Permafrost in den Schweizer Alpen*. In: Haeberli, W., Hoelzle, M., Dousse, J.-P., Ehrler, C., Gardaz, J.-M., Imhof, M., Keller, F., Kunz, P., Lugon, R., Reynard, E. (1996): Simulation der Permafrostverbreitung in den Alpen mit geographischen Informationssystemen. Arbeitsbericht NFP 31, Zürich, Hochschulverlag AG an der ETHZ, 25-33.

Ishikawa, M. (2003). Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52: 105-120.

ISO 9555-1 (1994). *Mesures de débit des liquides dans les canaux découverts – Méthode de diluition en régime permanent utilisant des traceurs, partie 1: Généralités*. Organisation internationale de normalisation – Genève – Suisse.

IST-SUPSI (2012). *Carta dei dissesti del Cantone Ticino*. Institute of Earth Sciences, University of Applied Sciences and Arts of Southern Switzerland (Scuola Universitaria Professionale della Svizzera Italiana). Campus Trevano, 6952 Canobbio, Switzerland.

Jörin, U.E. & Schlüchter, C. (2005). Centennial scale Holocene Alpine glacier fluctuations. *Geophysical Research Abstracts*, 7.

Joughin, I., Tulaczyck, S., Fahnestock, M., Kwork, R. (1996). A mini-surge on the Ryder Glacier, Greenland, observed by satellite radar interferometry. *Science,* 274 (5285): 228-230.

Kääb, A. (2005) Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep. *Schriftenreihe Physische Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik*. University of Zurich: Zurich, 48, 264 p.

Kääb, A., Chiarle, M., Raup, B., Schneider, C. (2007a). Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change*, 56, vi-ix.

Kääb, A., Frauenfelder, R., Roer, I. (2007b). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global snd Planetary Change*, 56: 172-187.

Kääb, A., Haeberli, W., Hilmar, G. (1997). Analysing the Creep of Mountain Permafrost using High Precision Aerial Photogrammetry: 25 Years of Monitoring Gruben Rock Glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 8: 409-426.

Käss, W. (1992). *Geohydrologische Markierugstechnik*. Bormtraeger Verlag, Berlin, Stuttgard.

Käss, W., & Behrens, H. (1998). Tracing technique in geohydrology. London, Taylor & Francis, 581 pp.

Kaufmann, V. & Ladstädter, R. (2007). Mapping of the 3D surface motion field of Doesen rock glacier (Ankogel Group, Austria) and its spatio-temporal change (1954-1998) by means of digital photogrammetry. – In: *Proceedings of the 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography (HMRSC-IX), Graz, 14-15 Septemer 2006, Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43: 137-144.

Kaufmann, V., Ladstädter, R., Lieb, G.K. (2006). Quantitative assessment of the creep process of Weissenkar rock glacier (Central Alps, Austria). *Proceedings of the Eighth High Mountain Remote Sensing and Cartography Symposium, La Paz, Bolivia, March 20-27, 2004*: 77-86.

Keller, F. (1992). Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 133-138.

Keller, F. (Dir.) (2002). *Carta della distribuzione del permafrost in Ticino*. Samedan, Academia Engiadina (Feuilles 265 « Nufenenpass » et 266 « Val Leventina », 1:50'000).

Keller, F., Frauenfelder, R., Gardaz, J.-M., Hoelzle, M., Kneisel, C., Lugon, R., Phillips, M., Reynard, E., Wenker, L. (1998). Permafrost map of Switzerland. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife (Canada), Nordicana,* 57, 557-562.

Kellerer-Pirklbauer, A. & Kaufmann, V. (2012). About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences Volume 105/2*, 94-112, Vienna 2012.

Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G., Kleinferchner, H. (2012). A new rock glacier inventory of the eastern EuropeanAlps. *Austrian Journal of Earth Sciences*, vol. 105/2: 78-93. Vienna.

Kerschner, H. (1976). Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen). *Geographischer Jahresbericht aus Osterreich*, 36, 26-49.

Kerschner, H. (1978a). Paleoclimatic inferences from late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria. *Arctic and Alpine Research*, 10, 635-644.

Kerschner, H. (1978b). Outlines of the climate during the Egesen advance (Younger Dryas, 11000-10000 BP) in the Central Alps of the Western Tyrol, Austria. *Z. für Gletscherkd. und Glazialgeol*., 16, 229-240.

Kerschner, H. (1983). Lateglacial paleotemperatures and paleoprecipitations as derived from permafrost: glacier relationship in the Tyrolean Alps, Austria. *Proceedings of the 4th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 17-22 July 1983*, 589-594.

Kerschner, H. (1985). Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie,* 21: 363-369.

Kerschner, H. (1986). Zum Sendersstadium im Spätglazial der nördlichen Stubaier Alpen, Tirol. *Z. für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 61, 65-76.

Kerschner, H. (1990). Methoden der Schneegrenzbestimmung. *In: Liedtke, H. (Ed.): Eiszeit-Forschung. Darmstadt, Wissen-schaftliche Buchgesellschaft*, 299-311.

Kirchhofer, W. & Sevruk, B. (1999). *Hauteurs annuelles moyennes corrigées des précipitations 1951-1980.* Berne, Atlas Hydrologique de la Suisse (HADES), planche 2.2.

Kneisel, C., Hauck, C., Vonder Mühll, D. (2000). Permafrost below the timberline confirmed and characterized by geoelectrical resistivity measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 295-304.

Krainer, K. & Mostler, W. (2002). Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic and Alpine Research,* 34(2): 142-149.

Krainer, K. & Mostler, W. (2006). Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. *Geografiska annualer, Series A: Physical Geography,* 88(4): 267–280.

Krainer, K. & Ribis, M. (2012). A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences.* Vol. 105/2: 32-47. Vienna.

Kromrey, H. (2002). *Empirische Sozialforschung*. Stuttgard: Leske+Budrich.

Krummenacher, B. (1997). Minitemperatur-Data-logger UTL-1. *Arbeitshift der VAW/ETH Zürich,* 19: 10-13.

Krummenacher, B., Mihajlovic, D., Nussbaum, A., Staub, B. (eds) (2008). 20 Jahre Furggentälti. Permafrostuntersuchungen auf der Gemmi. *Geographica Bernensia,* G80, Geographisches Institut der Universität Bern.

Kruspan, P.R. (1993). *Petrographische und strukturgeologische Untersuchungen im Grenzbereich der Adula und Simano-decke südwestlich des Rheinwaldhorns (Val Malvaglia, TI).* Basel, Geologisch-Paläontologisch Institut (lavoro di diploma non pubblicato).

Laeteltin, O., Haemming, C., Raetzo, H., Bonnard, C. (2005). Landslide risk management in Switzerland. *Landslides,* 2(4): 313-320.

Lambiel, C. & Delaloye, R. (2004): Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western 144 Geographica Helvetica Jg. 65 2010/Heft 2 Swiss Alps. – In: *Permafrost and Periglacial Processes,* 15, 3: 229-241.

Lambiel, C. & Reynard, E. (2001). Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes – Hérémence area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55: 219–223.

Lambiel, C. & Reynard, E. (2003). Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). In: Maisch, M., Vonder Mühll, D., Monbaron, M. (Eds.): Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie. *Physische Geographie*, 41, 91-104.

Lambiel, C. & Schütz, P. (2008). Ground characteristics and deformation of a frozen moraine affected by tourist infrastructures (Col des Gentianes, Valais). In: C. Rothenbühler (Ed.): *Klimaveränderungen auf der Spur. Studien des Europäisches Tourismus Instituts an der Academia Engiadina, Samedan 5:* 110–122.

Lambiel, C. (1999). *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais).* Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de licence (non publié).

Lambiel, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. Travaux et recherches 33, 260 pp. (disponible sur http://doc.rero.ch/record/6234?ln=fr).

Lambiel, C. (2010). Kinematics and morphological characteristics of a destabilized rock glacier, Swiss Alps. *Thermal state of frozen ground in a changing climate during the IPY. Abstracts from the Third European Conference on Permafrost, Svalbard, Norway, 13-17 June 2010*: 256.

Lambiel, C., Delaloye, R., Strozzi, T., Lugon, R., Raetzo, H. (2008). ERS InSAR for detecting the rock glacier activity. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2009*: 1019-1024.

Lambiel, C., Reynard, E., Cheseaux, G., Lugon, R. (2004). Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarmine (Arolla, Evolène, VS). *Bull. Murithienne*, 122, 89-102.

Landholt, E. (1864). *Rapport au Conseil Fédéral sur les torrents des Alpes suisses inspectés en 1858, 1859 et 1863*. Imprimerie L. Corbaz & Comp. Lausanne. P 14-17.

Landragin, F. (2004). Saillance physique et saillance cognitive, Cognition, Représentation, Langage *(CORELA)*, 2(2) [revue électronique]. Disponibile su : http://halshs.archives-ouvertes.fr/docs/00/13/71/06/PDF/04_CORELA.pdf.

Levy, J. & Lussault, M. (2003). *Dictionnaire de la géographie.* Paris: Belin. 1033p.

Levy, P. (2009). Inquiry-based learning: a conceptual framework (version 4). *Sheffield: Centre for Inquiry-based Learning in the Arts and Social Sciences, University of Sheffield. Available from:* www.shef.ac.uk/cilass/resources [last accessed 11 May 2009].

Lugon, R., Gardaz, J-M., Vonder Mühll, D. (2000). The partial collapse of the Dolent glacier moraine (Mont Blanc Range, Swiss Alps). *Z. Geomorph. N.F.*, 122: 191-2008.

Luterbacher, J., Menzel, A., Estrella, N., Della-Marta, P.M., Pfister, C., Rutishauer, T., Xoplaki, E. (2007). Exceptional European warmth of autumn 2006 and winter 2007: historical context, the underlying dynamics, and its phonological impacts. *Geophysical Research Letters*, 34: L12704. DOI: 10.1029/2007GL029951.

Maisch, M. (1992). Die Gletschers Graubündens. *Geographischen Institut des Universität Zürich, Physische Geographie*, 33, 2 teils.

Maisch, M., Wipf, A., Denneler, B., Battaglia, J., Benz, C. (2000). *Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien.* Vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 378 pp.

Marazzi, S. (2005). *Atlante Orografico delle Alpi. SOIUSA. Suddivisione orografica internazionale unificata del Sistema Alpino.* Pavone Canavese (TO), Priuli & Verlucca editori, 416 pp.

Mari, S. & Otz, M. (1997). Bacino imbrifero e idrogeologia della sorgente del Brenno a Pertusio (Lucomagno, Cantone Ticino). *Geologia insubrica*, volume 2, no. 1*:* 85-97.

Mari, S. (1996). *Studio geologico e petrografico della regione del Lucomagno (Ti). Idrologia, idrogeologia e geofisica della sorgente del Brenno a Pertusio*. Diplomarbeit Univ. Freiburg. Institut de Mineralogie et de Pétrographie.

Mari, S., Bodin, X., Scapozza, C. (2009). Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali di interferometria radar satellitari (periodo 1994-2007) nelle Alpi Ticinesi. *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Colloque de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm), Olivone (Val Blenio, Tessin), 3-5 septembre 2009*, programme et résumés: 16.

Mari, S., Delaloye, R., Scapozza, C., Strozzi, T. (2010). Detecting and quantifying permafrost creep with space-borne radar interferometry (InSAR) in the Canton of Ticino (Southern Switzerland). *Thermal state of frozen ground in a changing climate during the IPY. Abstracts from the Third European Conference on Permafrost, Svalbard, Norway, 13-17 June 2010*: 256.

Mari, S., Delaloye, R., Scapozza, C., Strozzi, T. (2011a). Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994-2007*).* In: *C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions*, 36, pp. 145–159.

Mari, S., Scapozza, C., Delaloye, R. (2013a). Prova di multitracciamento di ghiacciai rocciosi in ambienti periglaciali (Valle di Réchy, VS). *GEA, paesaggi, territori, geografie*, 29: 11-16.

Mari, S., Scapozza, C., Delaloye, R., Lambiel, C. (2012). Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2006–2011) Rapporto no. 1 del Gruppo Permafrost Ticino. *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 100, 2012, pp. 135 - 139 (ISSN 0379-1254).

Mari, S., Scapozza, C., Delaloye, R., Lambiel, C., Ramelli, G., Abbet, D., Mari, R. (2011b). Monitoraggio DGPS di 11 rock glaciers nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 2009-2011). *Mattertal - ein Tal in Bewegung. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 29 Juni-1. Juli 2011, St, Nicklaus (VS).*

Mari, S., Scapozza, C., Pera, S., Delaloye, R. (2013b). Prove di multitracciamento di ghiacciai rocciosi e ambienti periglaciali nel Vallon de Réchy (VS) e nella Valle di Sceru (TI). *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 101, 2013, pp. 13-20 (ISSN 0379-1254).

MeteoSvizzera (2012). *Bollettino del clima dell'anno 2011. Locarno-Monti*. www.meteoschweiz.admin.ch.

MeteoSvizzera (2013a). *Andamento climatico delle stazioni della rete climatologica svizzera*. www.meteoschweiz.admin.ch.

MeteoSvizzera (2013b). *Carte Svizzera*. www.meteoschweiz.admin.ch.

MeteoSvizzera (2013c). *Bollettino del clima dell'anno 2012. Locarno-Monti.* www.meteoschweiz.admin.ch.

MeteoSvizzera (2014). *Scenari del cambiamento climatico in Svizzera CH2011*. Rapporto disponibile su http://www.meteosvizzera.admin.ch/web/it/clima/clima_domani/ch2011.html.

Mihajlovic, D., Köbling, D., Kunz, I., Schwab, S.,Kienholz, H., Budmiger, K., Imhof, M., Kummenacher, B. (2003). Developing new methods for monitoring periglacial phenomena. *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zürich,* 765-770.

Monachon, C. (1978). Essai de reconstitution de la paléogéographie des stades glaciaires dans la vallée des Fares, Isérables (VS). *Bulletin de la Murithienne,* 95: 35–43.

Monbaron, M. & Tenthorey, G. (1988) Hydrologie en zone périglaciaire au Vallon de Réchy (VS); essai de coloration sur un glacier rocheux. *Bulletin de la Societé neuchâteloise de géographie,* N. 32-33, 117-128.

Monnier, S. (2004). Identification, caractérisation et distribution spatiale des glaciers-rocheux dans la haute vallée de l'Arc (Alpes françaises du Nord). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2/2004, 139-156.

Monnier, S. (2006). *Les glaciers rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise.* Université Paris XII, Thèse de doctorat.

Monnier, S. (2007). Du glacier au glacier rocheux, depuis la fin du Petit Age glaciaire, au pied du Mont Thabor (Alpes du Nord, France). *Quaternaire*, 18, pp. 283-294.

Müller, F., Calfisch, T., Müller G. (1976). *Firn und Eis der Schweizer Alpen, Gletscherinventar*. Geographisches Institut Publ., 57, Geographisches Institut, Zürich.

O/RRM (1995, 15-16 febbraio). *Ordinanza concernente il riconoscimento degli attestati liceali di maturità*. Consiglio federale. Berna.

OASI (2013). *Mappatura solare.* www.oasi.ti.ch.

OcCC (2002). *Le climat change, en Suisse aussi. Les points principaux du troisième rapport du GIEC sur l'état des connaissances du point de vue de la Suisse*. Berne, Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC).

OcCC (2003). *Evénements extrêmes et changements climatiques*. Berne, Organe consultatif sur les changements climatiques (OcCC).

Paul, F., Bauder, A., Marty, C., Nötzli, J. (2012). Schnee, Gletschers und Permafrost 2010/11. *Die Alpen*, 10/2012: 38-44.

Paul, F., Bauder, A., Marty, C., Nötzli, J. (2013). Schnee, Gletschers und Permafrost 2011/12. *Die Alpen*, 7/2013: 52-59.

Paul, F., Kammer, K., Bauder, A., Delaloye, R., Marti, C., Nötzli, J. (2010). Neige, glaciers et pergélisol en 2008/2009. *Les Alpes*, 8/2010: 42–48.

Pelpel, P. (1986). *Se former pour enseigner*. Bordas. Paris, 166p.

PERMOS (2007). *Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004*. D. Vonder Mühll, J. Nötzli, I Roer, K Makowski & R. Delaloye (eds.), Glaciological Report (Permafrost) No. 4/5 Permafrost Monitoring Switzerland. 60 pp.

PERMOS (2010). *Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008*. J. Nötzli & D. Vonder Mühll (eds.), Glaciological Report Permafrost No. 8/9 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 68 pp.

PERMOS (2013). *Permafrost in Switzerland 2008/2009 and 2009/2010*. Noetzli, J. (ed.), Glaciological Report (Permafrost) No. 10/11 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences, 80 pp.

Perruchoud, E. & Delaloye, R. (2007). Short-term changes in surface velocities on the Becs-de-Bosson rock glacier (western Swiss Alps). – *In: Proceedings of the 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography (HMRSC-IX), Graz, 14- 15 Septemer 2006, Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 43:131-136.

Phillips, M. & Reynard, E. (1996). Influence régionale du climat et de la morphologie sur la distribution du permafrost. *Ukpik, Rapports de recherche de l'Institut de Géographie, Université de Fribourg,* 8: 197-206.

Piano degli studi liceali (2001, 6 novembre). Consiglio di Stato del Cantone Ticino. Bellinzona.

Pieracci, K. (2006). *Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude. Région du Grand Chavalard, Valais, Suisse*. Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de licence (non publié).

Raetzo, H., Laeteltin, O., Bolliger, D., Trippet, J:P. (2002) Hazard assessment in Switzerland – *Codes of Practice for mass movements. Bull. Eng. Geol. Env.*, 61 (3), 263-268.

Ramelli, G. 2010. *Structure interne, dynamique et âge des glaciers rocheux du Massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (TI).* Mémoire de master, Université de Lausanne, 141 pp. (disponibile su http://mesoscaphe.unil.ch/igul/memoires/bd/).

Ramelli, G., Scapozza, C., Mari, S., Lambiel, C. (2011). Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin). In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. *Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions*, 36, pp.177–193.

Regolamento degli studi liceali (2008, 25 giugno). Consiglio di Stato del Cantone Ticino. Bollettino Ufficiale del Cantone Ticino 2008, 340.

Regolini, G. (2011). *Cartographier les géomorphosites : objectifs, publics et propositions méthodologiques.* Thèse de doctorat, Université de Lausanne.

Regrain, R. (1991). La géographie dans les premiers cycles universitaires. *Etude préliminaire. Historiens – géographes*, n° 333. p. 155-161.

Renner, F. (1982). Beiträge zur Gletscher-Geschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen. *Geographischen Institut des Universität Zürich, Physische Geographie* No. 8.

Reynard, E., Fontana, G., Kozlik, L., Scapozza, C. (2007). A method for assessing the scientific and additional values of geomorphosites. *Geographica Helvetica*, 62: 148–158.

Reynard, E., Lambiel, C., Delaloye, R., Devaud, G., Baron, L., Chapellier, D., Marescot, L., Monnet, R. (2003). Glacier/permafrost relationship in forefields of small glaciers (Swiss Alps). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003*, 947-952.

Ribolini, A. & Fabre, D. (2006). Permafrost Existence in Rock Glaciers of the ArgenteraMassif, Maritime Alps, Italy. *Permafrost and Periglac. Process.* 17: 49–63.

Ribolini, A. (1999). Areal distribution of rock glaciers in the Argentera Massif (Maritime Alps) as a tools for recent glacial reconstructions**.** *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 22: 83-86.

Roer, I. (2005). *Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem*. PhD thesis, Department of Geography, University of Bonn.

Roer, I. (2007): Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem. *Bonner Geographische Abhandlungen,* 117.

Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C., Kääb, A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rockglaciers in the European Alps. – In: Kane, D.L. & K.M. Hinkel (eds): *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, June 29-July 3, 2008, Fairbanks, Alaska 2*: 1505-1510.

Roer, I., Kääb, A., Dikau R. (2005a). Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps) – probable controls. – In: *Norwegian Journal of Geography,* 59, 2: 157-163.

Roer, I., Kääb, A., Dikau R. (2005b). Rockglacier kinematics derived from small-scale aerial photography and digital airborne pushbroom imagery. – In: *Zeitschrift für Geomorphologie,* 49, 1: 73-87.

Ronzon, F. (2008). *Sul campo: breve guida pratica alla ricerca etnografica*. Roma, Meltemi.

Rosen, P., Hensley, S., Joughin, F.I., Madsen, S., Rodriguez, E., Goldstein, R. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE,* 88(3): 333-382.

Rott, H. & Siegel, A. (1999). Analysis of Mass Mouvement in Alpine Terrain by Means of SAR Interferometry. *Proceedings of IGARSS'99, Hambourg, Germany*.

Sailer, R. & Kerschner, H. (1999). Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. *Annals of glaciology,* 28: 141-145.

Sartori, D. (2011). *"Il profilo del docente SMS"*. Ufficio dell'insegnamento medio superiore (UIMS). Bellinzona.

Sawada, Y., Ishikawa, M., Ono, Y. (2003). Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology*, 52, 131-130.

Sc/nat (2009). *Un été chaud compense un hiver riche en neige.* Communiqué de presse. Académie des sciences naturelles. Berne, 1er avril, 2009.

Scapozza, C. & Antognini, M. (2009). Nota breve sul ritrovamento di antichi legni alla base del fronte del rock glacier di Piancabella (Valle di Blenio, Ticino). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali,* 97: 77–80.

Scapozza, C. & Mari, S. (2010). Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali,* 98: 15–29.

Scapozza, C. & Ramelli, G. (2011). Datazione relativa con il martello di Schmidt delle età di esposizione di alcuni rock glaciers delle Alpi Bleniesi (Ticino, Svizzera). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali,* 99: 13–24.

Scapozza, C. & Reynard, E. (2007). Rock glaciers e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la Cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica* 10(2): 29–40.

Scapozza, C. & Reynard, E. (2008). Ghiacciai rocciosi e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la Cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica*, **9.**

Scapozza, C. (2006). *Inventaire des glaciers rocheux entre la Cima di Gana Bianca et la Cima di Piancabella (Val Blenio, Tessin)*. Lausanne, Institut de Géographie, Travail personnel de recherche (non publié).

Scapozza, C. (2007a). *Note sur la découverte de fragments de bois fossile, glacier rocheux de Piancabella (Val Blenio, Suisse).* Lausanne, Institut de Géographie (rapport non publié).

Scapozza, C. (2007b): *Interpolation déterministe et géostatistique de données de polarisation spontanée (PS) en environnement périglaciaire alpin (Val Blenio, Suisse).* Lausanne, Institut de Géographie (rapport non publié).

Scapozza, C. (2008). *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales.* Thèse de Master, Université de Lausanne, 286 pp. (disponibile su http://doc.rero.ch/record/8799?ln=fr).

Scapozza, C. (2009a). Répartition du pergélisol dans les Alpes tessinoises. *Geoscience Actuel*, 1/2009: 20–23.

Scapozza, C. (2009b). Contributo dei metodi termici alla prospezione del permafrost montano: esempi dal massiccio della Cima di Gana Bianca (Val Blenio, Svizzera). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 97: 55–66.

Scapozza, C. (2011). *Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin*. Thèse de doctorat, Lausanne, Institut de Géographie.

Scapozza, C. (2013). *Classificazione dei dissesti usata presso l'Istituto di Scienze della Terra, SUPSI*. E-mail del 10 maggio 2013.

Scapozza, C. (accettato). Il modello regionale della linea di equilibrio dei ghiacciai per lo stadio di riferimento 1850 nelle Alpi Ticinesi orientali (Svizzera). *Geologia Insubrica*.

Scapozza, C., & Fontana, G. (2009). Le Alpi Bleniesi: storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. *Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale, Lugano*, 10: 1-111.

Scapozza, C., Conedera, M., Bozzini, C., Mari, S., Lambiel, C. (2014). Multi-temporal rock glacier kinematics in the Southern Swiss Alps. *ESPL*, DOI: 10.1002/esp.3599

Scapozza, C., Gex, P., Lambiel, C., Reynard, E. (2008a). Contribution of self-potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June– 3 July 2009*: 1583–1588.

Scapozza, C., Lambiel, C., Gex, P., Reynard, E. (2011a). Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le Sud des Alpes Suisses. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1/2011: 15–32.

Scapozza, C., Lambiel, C., Reynard, E. (2008b). Glaciers rocheux et distribution régionale du pergélisol discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales (Suisse). In: C. Rothenbühler (Hrsg.), *Klimaveränderungen auf der Spur. Samedan, Studien des Europäisches Tourismus Instituts an der Academia Engiadina,* 5, pp. 57–67.

Scapozza, C., Lambiel, C., Reynard, E., Fallot, J-M., Antognini, M., Schoeneich, P. (2010). Radiocarbon dating of fossil wood remains buried by the Piancabella rock glacier, Blenio Valley (Ticino, Southern Swiss Alps): implications for rock glacier, treeline and climate history. *Permafrost and Periglacial Processes* 21: 90-96. DOI: 10.1002/ppp.673

Scapozza, C., Mari, S., Antognini, M., Lepori, V., Ambrosi, C. (2014). Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2011-2012 e 2012-2013) Rapporto no. 2 del Gruppo Permafrost Ticino. *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali, 102, 2014, p. 59-69 (ISSN 0379-1254).*

Scapozza, C., Mari, S., Valenti, G., Strozzi, T., Gex, P., Fontana, G., Müller, G., Lambiel, C., Delaloye, R., Reynard, E. (2008c). Permafrost map of the Eastern Ticino Alps. *Abstract volume 6th Swiss Geoscience Meeting, Lugano, Switzerland, 21-23 November 2008,* Abstract 6.26: 203-204.

Scapozza, C., Scapozza, V., Fontana, G. (2008d). Morfologia periglaciale delle Alpi Ticinesi orientali. *GEA, paesaggi, territori, geografie*, 24: 14-22.

Scapozza, C., Tapia, R., Tuia, D. (2006). Modélisation par télédétection de la répartition du permafrost dans les Hautes Alpes Calcaires (Suisse). *Actes du Colloque International de Géomatique et d'Analyse spatiale (SAGEO 2006)* [CD-Rom], Strasbourg, France, 11-13 septembre 2006, 4 p.

Scapozza, G., Scapozza, C., Scapozza, E. (2011b). Morphogenèse de la région de la Greina depuis le Dernier Maximum Glaciaire. In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. *Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions*, 36, pp. 99–111.

Schmidt, E. (1950). Der Beton-Prüfhammer – Ein Gerät zur Bestimmung der Qualität des Betons im 13 Bauwerk. *Schweizerische Bauzeitung*, 68: 378-379.

Schnegg, P. (2013). *Observations de la turbidité du fluorimètre 618*. Comunicazione personale, e-mail del 31 marzo 2013.

Schneider, B. & Schneider, H. (2001): Zur 60jährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeits-schwankungen am Blockgletscher im Äusseren Hochebenkar, Ötztaler Alpen, Tirol. – In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 37, 1: 1-33.

Schneider, P., & Jäckli, H. (1994). *Hydrogeologische Untersuchungen in der Piora-Mulde*. SBB, Alp Transit Ber. 425 bm.

Schoeneich, P. (1992). Glaciers rocheux fossiles des Préalpes vaudoises. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 82, 35-55, et *Bull. de Géologie Lausanne*, 318.

Schrott, L., Otto, J-C., Keller, F. (2012). Modelling alpine permafrost distribution in the Hohe Tauern region, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, vol. 105/2: 169-183. Vienna.

Schudel, B., Biaggi, D., Dervey, T., Klozel, R., Müller, I., Ross, J., Schindler, U. (2002). *Utilisation des traceurs en hydrogéologie, guide pratique.* Groupe de travail Traçage de la societé suisse d'hydrogéologie SSH. Berichte des BWG, Serie Geologie No 3 – Bern.

Schumskii, P.A. (1964). *Principles of structural geology*. New York, Dover Publications.

Schwarb, M., Frei, C., Schär, C., Daly, C. (1999). *Hauteurs annuelles moyennes des précipitations dans la zone alpine européenne 1971-1990.* Berne, Atlas Hydrologique de la Suisse (HADES), planche 2.6.

Science et Vie Junior (2005). Hors série n°. 62, octobre 2005. Disponibile su: http://illusioniste74.skyrock.com/262198667-le-dalmatien.html.

Scotti, R. (2013). *Spatial and temporal variability of glaciers and rock glaciers in the central italian alps (Lombardy region)*. Tesi di dottorato. Università Bicocca. Milano.

Scotti, R., Brardinoni, F., Alberti, S., Frattini, P., Crosta, GB. (2012). A regional inventory of rock glaciers and protalus ramparts in the central Italian Alps. *Geomorphology* 186 (2013) 136–149.

Scotti, R., Brardinoni, F., Crosta, GB., Frattini, P., Valbuzzi, E. (2011). Rock glacier inventory in the Orobic Alps and the Livigno Valley, central Italian Alps. *European Geosciences Union General Assembly 2011*. Vienna.

Seppi, R. (2006). *Rock glaciers of the Central Alps as environmental indicators (Adamello-Presanella Group and eastern sector of the Ortles-Cevedale Group)*. PHD Thesis. University of Pavia.

Seppi, R., Baroni, C., Carton, A., Bassi, L. (2004). Caratteristiche morfodinamiche di due rock glaciers attivi nel Gruppo Adamello-Presanella. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 81 (2004): 75-85. ISSN 0392-0534.

Seppi, R., Carton, A., Baroni, C. (2005). Proposta di una nuova scheda per il censimento dei rock glaciers da fotografie aeree: applicazione sull'Alta Val Ultimo (Gruppo Ortles – Cevedale). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Suppl. 7: 329-338.

Signorelli, M. (1972). *Storia della Vallemaggia.* Tipografia Stazione. Locarno.

Smiraglia, C. (1985). Contributo alla conoscenza dei rock glaciers della Alpi Italiane. I rock glaciers del Monte Confinale (Alta Valtellina). *Rivista Geografica Italiana*, 92, 117-140.

Smiraglia, C. (1989). Misure di velocità superficiale al rock glacier orientale di Val Pisella (Gruppo del Cevedale, Alta Valtellina). *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 12, 41-44.

Smiraglia, C. (1992). Observations on the rock glaciers of Monte Emilius (Valle d'Aosta, Italy). *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 163-168.

Spinedi, F. & Isotta, F. (2004). Il clima in Ticino negli ultimi 50 anni. *Dati statistiche e società*, 4(2). 4-39.

Spinedi, F. (2007). *Accenni sul tempo e il clima del Ticino.* Dipartimento *federale dell'interno DFI, Ufficio federale di meteorologia e climatologia Meteo Svizzera*. Locarno 14 maggio 2007 (non pubbl.).

Spinedi, F. (2010). *2009: piuttosto caldo e leggermente umido.* www.meteoschweiz.admin.ch.

Spinedi, F. (2011). *2010: alti e bassi.* www.meteoschweiz.admin.ch.

Stearns, S.R. (1966). Permafrost (perennially frozen ground). *US Army Cold Regions Research And Engeneering Laboratory.* I-A2, 72p.

Steens, L. (2003). *Cartographie périglaciaire de la région du Basodino-Cristallina*. Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, Mémoire de licence (non publié).

Steiger, P. (1998). *Wälder der Schweiz*. Thun, Ott-Verlag.

Stocker-Mittaz, C., Hoelzle, M., Haeberli, W. (2002). Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: first step. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 271-282.

Strozzi, T. & Valenti, G. (2007). Misura del movimento superficiale dei ghiacciai ticinesi con interferometria radar da satellite. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 95: 85-88.

Strozzi, T., Gudmundsson, G.H., Wegmüller, U. (2002). Estimation of the surface displacement of Swiss alpine glaciers using satellite radar interferomety. *Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our Cryosphere from Space, Bern, Switzerland.*

Strozzi, T., Kääb, A., Frauenfelder, R. (2004). Detecting and quantifying permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing*, 25: 2919-2931.

Strozzi, T., Valenti, G., Re, L., Raetzo, H., Graf, K., Viesmann, A., Vegmüller, U., Werner, C. (2007). *Large scale motion survey Tre Valli. Service for Landslides Monitoring (SLAM)*. (Unpublished conference report, 21.03.2007).

Strozzi, T., Wegmüller, U., Tosi, L., Bitelli, G., Spreckels, V. (2001). Land subsidence monitoring with differential SAR interferometry. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 67(11): 1261-1270.

Strozzi, T., Wegmüller, U., Werner, C., Wiesmann, A., Santoro, M., Delaloye, R., Raetzo, H., Ambrosi, C. (2008). Survey of landslide activity in the Swiss Alps with ALOS PALSAR. *Proceeding of the 2008 Joint PI Symposium of the ALOS Data Nodes, Rhodes, Greece, 3-7 November 2008.*

Sugiyama, S., Bauder, A.,Huss, M., Riesen, P. and Funk, M. (2008). Triggering and drainage mechanisms of the 2004 glacier-dammed lake outburst in Gornergletscher, Switzerland. *Journal of Geophysical Resear*, 113, F04019, doi:10.1029/2007JF000920.

TCS (2013).Ghiacci gonfi di roccia che ci minacciano, dossier permafrost. *Touring, il giornale della mobilità*, 6, pp. 6-9.

Tenthorey, G. & Gerber, E. (1990). Hydrologie du glacier rocheux de Murtel (Grisons) Description et interpretation de tracage d'eau. *Session scientifique de la Société Suisse de Géomorphologie, Fribourg, 22/23 juin 1990.*

Tenthorey, G. & Gerber, E. (1991). *Recherche de pergelisol, Yukon Territory, Canada.* Rapport pour l'ASSN, 17.

Tenthorey, G. (1984). Géomorphologie du Val de Réchy. Les richesses naturelles du Vallon de Réchy en vue de sa mise sous protection. *WWF-Valais,* 95-109.

Tenthorey, G. (1987). Etude sur le périglaciaire dans les Alpes penniques valaisannes: état de la recherche. *Ukpik,* 5, 151-159.

Tenthorey, G. (1989). Etude géomorphologique et hydrologique des terrains périglaciaires du Haut-Val de Réchy (Nax, VS): présentation du projet. *Bulletin de la Murithienne,* 107: 59-67.

Tenthorey, G. (1991). Recherché hydrologique en milieu périglaciaire dans les Alpes penniques Valaisannes, Haut-Val de Réchy, Suisse. *Régionalisation du Périglaciaire*, Caen, Fasc. XVI, 75-80.

Tenthorey, G. (1992). Perennial névés and the hydrology of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3*:* 247-252.

Tenthorey, G. (1993). *Paysage géomorphologique du Haut-Val de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux*. Thèse de doctorat, Université de Fribourg, 307 pp.

Tenthorey, G. (1994). Hydrologie liée aux glaciers rocheux, Haut-Val de Réchy (Nax, VS). *Bulletin de la Murithienne*, 112: 97-116.

UFAM (2005). *Carta indicativa della distribuzione potenziale del permafrost in Svizzera*. Berna, Ufficio federale dell'ambiente (UFAM) (http://www.bafu.admin.ch/naturgefahren/06140/06149/index.html?lang=it).

UFAM (2006). *Permafrost: panoramica della potenziale distribuzione in Svizzera.* Berna, comunicato stampa dell'ufficio federale dell'ambiente del 19.06.06.

UFAM (2013). *Il cambiamento climatico in Svizzera, indicatori riguardanti cause, effetti e misure.* Ufficio federale dell'ambiente UFAM, ufficio federale di meteorologia e climatologia MeteoSvizzera. Berna, UZ-1308-I.

Valeggia, C., Kappenberger, G., Valenti, G., Bauder, A., Casartelli, G., Strozzi, T., Corti, G., Martini, O., Eisen, O., Spinedi, F., Weiss, S. (2006). La misurazione dei ghiacciai in Ticino. *Estratto del quaderno "dati" N. 2. Ufficio di Statistica del Cantone Ticino.*

Valenti, G. (2006). Il permafrost in Ticino. *Dati, statistiche e società*, 6(2), 46-50.

Valenti, G. (2013). *Movimenti franosi in Ticino.* E-mail del 21.05.2013 (non pubblicata).

Varnes, D.J. (1978). Slope movements types and processes. In: R.L. Schuster, R.J. Krizek (Eds.): *Landslides: analysis and control*. Transportation Research Board Special Report 176: 11–33.

Vonder Muehll, D., Noetzli, J., Roer, I., Makowski, K., Delaloye, R. (2007). *Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004.* – Glaciological Report (Permafrost) No. 4/5 of the Cryospheric Commission (CC) of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT) and the Department of Geography, University of Zurich.

Vonder Mühll, D. (1999). Permafrost – Verbreitung und ausgewählte Aspekte. *Hydrologischer Atlas der Schweiz,* Blatt 3.9.

Vonder Mühll, D., Keller, F., Imhof, M., Krummenacher, B., Mihajlovic, D., Delaloye, R., Gardaz, J.-M., Wenker, L., Hoelzle, M., Kääb, A. (1999). Permafrost – estensione e particolarità. Università di Berna, Istituto di Geografia. *Atlante Idrologico della Svizzera (HADES)*, tavola 3.9.

Vonder Mühll, D., Nötzli, J., Makowski, K., Delaloye, R. (2004). *Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002*. Glaciological Report (Permafrost) No. 2/3.

Wahrahftig, C., Cox, C. (1959). Rock glaciers in the Alaska range. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70, 383-436.

Washburn, A.L., (1979). *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. London, Arnold.

Werlen, B. (2000). *Sozialgeographie, eine Einfürung*. Basel. Haupt.

Wernli, H. R. (1994). Markierversuche in der Molasse. *Gas-Wasser-Abwasser (GWA), 1/1994*, 15-22.

Worthington, S. (2001). *Evaluetion tracer injection mass*. E-mail vom 14.03.2001 (unpubliziert).

Zeller, G. (1964). *Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio*. Bern: Kümmerly & Frei, Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie, 13.

Zenklusen Mutter, E., Blanchet, J., Phillips, M. (2010). Analysis of ground temperature trends in Alpine permafrost using generalized leaste squares. *Journal of geophysical research*, vol. 115, Fo4009.

CURRICULUM VITAE

Dati personali

Nato il 10 aprile 1971 a Sorengo (TI, Svizzera)
Patrizio di Lopagno, Capriasca (TI, Svizzera)
Coniugato con Cristina Toeschi-Mari, padre di Eleonora Mari

Qualifiche accademiche (professionali)*

1990:	maturità federale tipo C (scientifico) – Liceo Cantonale di Bellinzona.
1995:	*attestato di saldatore-battilastra per carrozzerie di automobili, Friborgo (Svizzera).
1996:	diploma in geologia-mineralogia - Università di Friborgo (Svizzera).
1997:	diploma DMG in geografia - Università di Friborgo (Svizzera).
1999:	master DFA-SUPSI abilitazione in geografia, scuole medie.
2000:	master DFA-SUPSI abilitazione in scienze, scuole medie.
2003:	master DFA-SUPSI abilitazione in geografia, scuole medie superiori.
2008-2014:	studente PhD in geografia fisica - Dipartimento di Geoscienze, Università di Friborgo (Svizzera).

Esperienze professionali

1997:	geologo presso l'Istituto geologico - idrogeologico del Cantone Ticino – Cadenazzo (Svizzera).
1998-1999:	geologo presso ALP-TRANSIT + studio Bestenheider SA – Bellinzona (Svizzera).
1998-2002:	insegnante di geografia/scienze alle scuole medie di Cadenazzo, Castione e Agno (Svizzera).
1998-2003:	insegnante di geografia/scienze alle scuole commerciali professionali di Bellinzona e Lugano (Svizzera).
1998-:	insegnate di geografia, ecologia e scienze sociali per i corsi serali MPC della scuola commerciale professionale di Lugano (Svizzera).
2005-:	esaminatore in geografia per gli esami federali di maturità federale del Cantone Ticino.
2002-:	insegnante di geografia al Liceo di Lugano 2, Savosa (Svizzera).

Pubblicazioni:

Mari, S. & Otz, M. (1997). Bacino imbrifero e idrogeologia della sorgente del Brenno a Pertusio (Lucomagno, Cantone Ticino). *Geologia insubrica*, volume 2, no. 1: 85-97.

Mari, S., Bodin, X., Scapozza, C. (2009). Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali di interferometria radar satellitari (periodo 1994-2007) nelle Alpi Ticinesi. *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Colloque de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm), Olivone (Val Blenio, Tessin), 3-5 septembre 2009*, programme et résumés: 16.

Mari, S., Delaloye, R., Scapozza, C., Strozzi, T. (2010). Detecting and quantifying permafrost creep with space-borne radar interferometry (InSAR) in the Canton of Ticino (Southern Switzerland). *Thermal state of frozen ground in a changing climate during the IPY. Abstracts from the Third European Conference on Permafrost, Svalbard, Norway, 13-17 June 2010*: 256.

Mari, S., Delaloye, R., Scapozza, C., Strozzi, T. (2011). Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994-2007). *In* Lambiel C., Reynard E. & Scapozza C. (eds.). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 *septembre 2009, Olivone. Lausanne: Université, Institut de géographie, Géovisions* 36: 145-159.

Mari, S., Scapozza, C., Delaloye, R., Lambiel, C., Ramelli, G., Abbet, D., Mari, R. (2011). Monitoraggio DGPS di 11 rock glaciers nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 2009-2011). *Mattertal - ein Tal in Bewegung. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 29Juni-1. Juli 2011, St, Nicklaus (VS).*

Mari, S., Scapozza, C., Delaloye, R., Lambiel, C. (2012). Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2006–2011). Rapporto no. 1 del Gruppo Permafrost Ticino. *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 100, 2012, pp. 135 - 139 (ISSN 0379-1254).

Mari, S., Scapozza, C., Delaloye, R. (2013). Prova di multitracciamento di ghiacciai rocciosi in ambienti periglaciali (Valle di Réchy, VS). *GEA, paesaggi, territori, geografie*, 29: 11-16.

Mari, S., Scapozza, C., Pera, S., Delaloye, R. (2013). Prove di multitracciamento di ghiacciai rocciosi e ambienti periglaciali nel Vallon de Réchy (VS) e nella Valle di Sceru (TI). *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali*, 101, 2013, pp. 13-20 (ISSN 0379-1254).

Mari, S. (2015, accettato). Studio e insegnamento dei movimenti di versante in ambiente periglaciale in Ticino e nella Regione Gottardo. *GEA, paesaggi, territori, geografie*, 31.

Mari, S. (1996). *Studio geologico e petrografico della regione del Lucomagno (Ti). Idrologia, idrogeologia e geofisica della sorgente del Brenno a Pertusio*. Diplomarbeit Univ. Freiburg. Institut de Mineralogie et de Pétrographie.

Delaloye, R., Strozzi, T., Lambiel, C., Barboux, C., **Mari, S.**, Stocker, A., Techel, F. et Raetzo, H. (2010). The contribution of InSAR data to the early detection of potentially hazardous active rock glaciers in mountain areas. *Proceedings ESA Living Planet Symposium 2010, Bergen, Norway (ESA SP-686).*

Ramelli, G., **Mari, S.**, Scapozza, C., Abbet, D., Delaloye, R., Lambiel, C. (2010). Rock glacier kinematics in the Central and Southern Swiss Alps. *Thermal state of frozen ground in a changing climate during the IPY. Abstracts from the Third European Conference on Permafrost, Svalbard, Norway, 13-17 June 2010*:

Ramelli, G., Scapozza**,** C., **Mari, S.**, Lambiel, C. (2011). Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin). In : C. Lambiel, E. Reynard & C. Scapozza (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. *Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone*. *Lausanne, Université, Institut de géographie, Géovisions*, 36, pp.177–193.

Scapozza, C. & **Mari, S.** (2010). Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 98: 15-29.

Scapozza, C., **Mari, S.**, Antognini, M., Lepori, V., Ambrosi, C. (2014). Il permafrost nelle Alpi Ticinesi (2011-2012 e 2012-2013) Rapporto no. 2 del Gruppo Permafrost Ticino. *Bollettino della Società ticinese di scienze naturali, 102, 2014, p. 59-69 (ISSN 0379-1254).*

Scapozza, C., Conedera, M., Bozzini, C., **Mari, S.**, Lambiel, C. (2014). Multi-temporal rock glacier kinematics in the Southern Swiss Alps. *ESPL*, DOI: 10.1002/esp.3599.

Scapozza, C., **Mari, S.**, Valenti, G., Strozzi, T., Gex, P., Fontana, G., Müller, G., Lambiel, C., Delaloye, R., Reynard, E. (2008). Permafrost map of the Eastern Ticino Alps. *Abstract volume 6th Swiss Geoscience Meeting, Lugano, Switzerland, 21-23 November 2008, Abstract* 6.26: 203-204.

DICHIARAZIONE DI AUTENTICITÀ

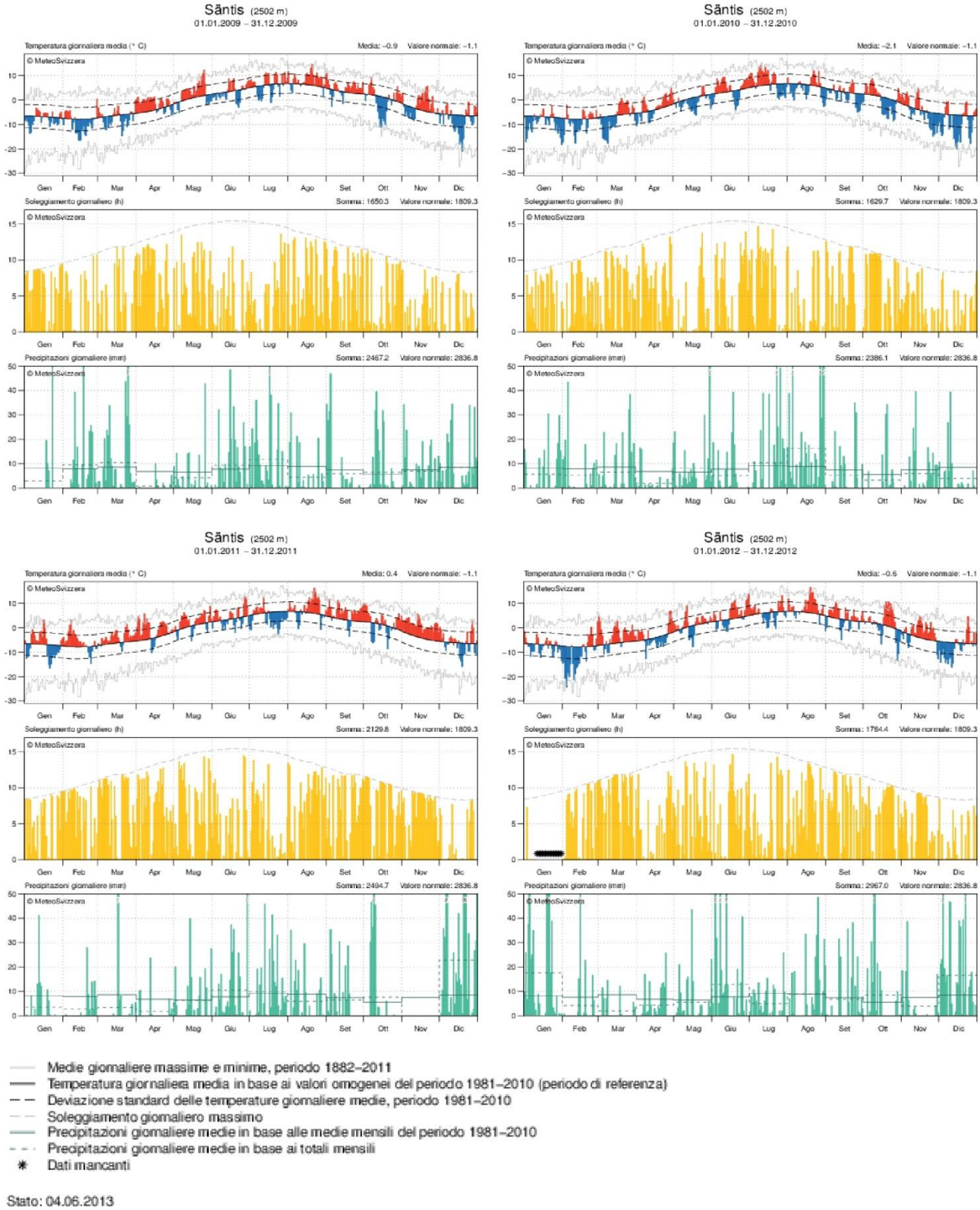
Stefano Mari
Université de Fribourg
Département des Géosciences, Unité de Géographie
Ch. Du Musée 4
1700 Fribourg
stefano.mari@unifr.ch

Je soussigné Stefano Mari certifie sur l'honneur d'avoir rédigé ma thèse de doctorat intitulée «studio e insegnamento dei movimenti di versante in ambiente periglaciale in Ticino e nella Regione Gottardo» moi-même et que celle-ci a été réalisée sur la base d'un travail personnel sans aide illicite.

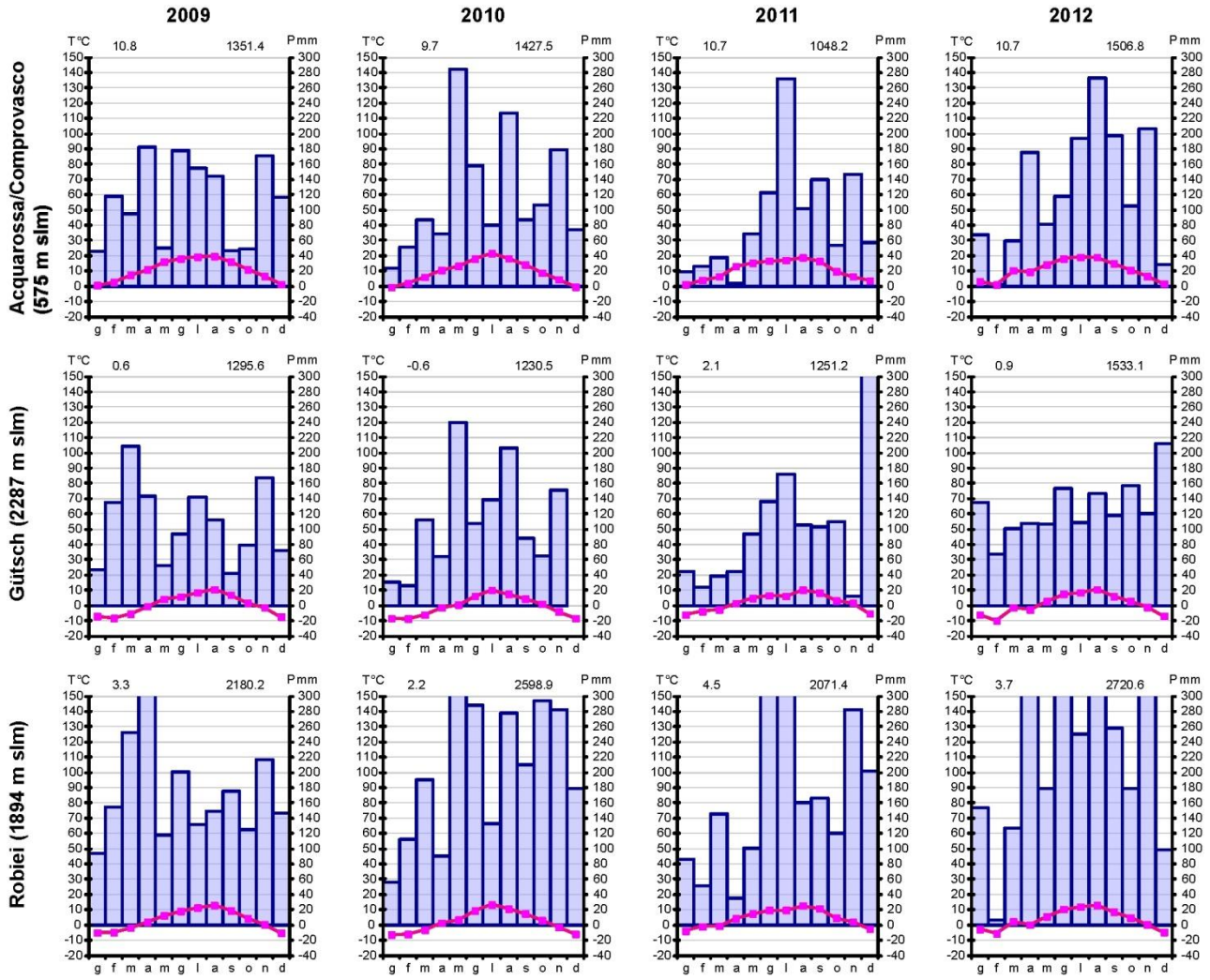
Fait à Cademario, le 11 novembre 2014

Stefano Mari

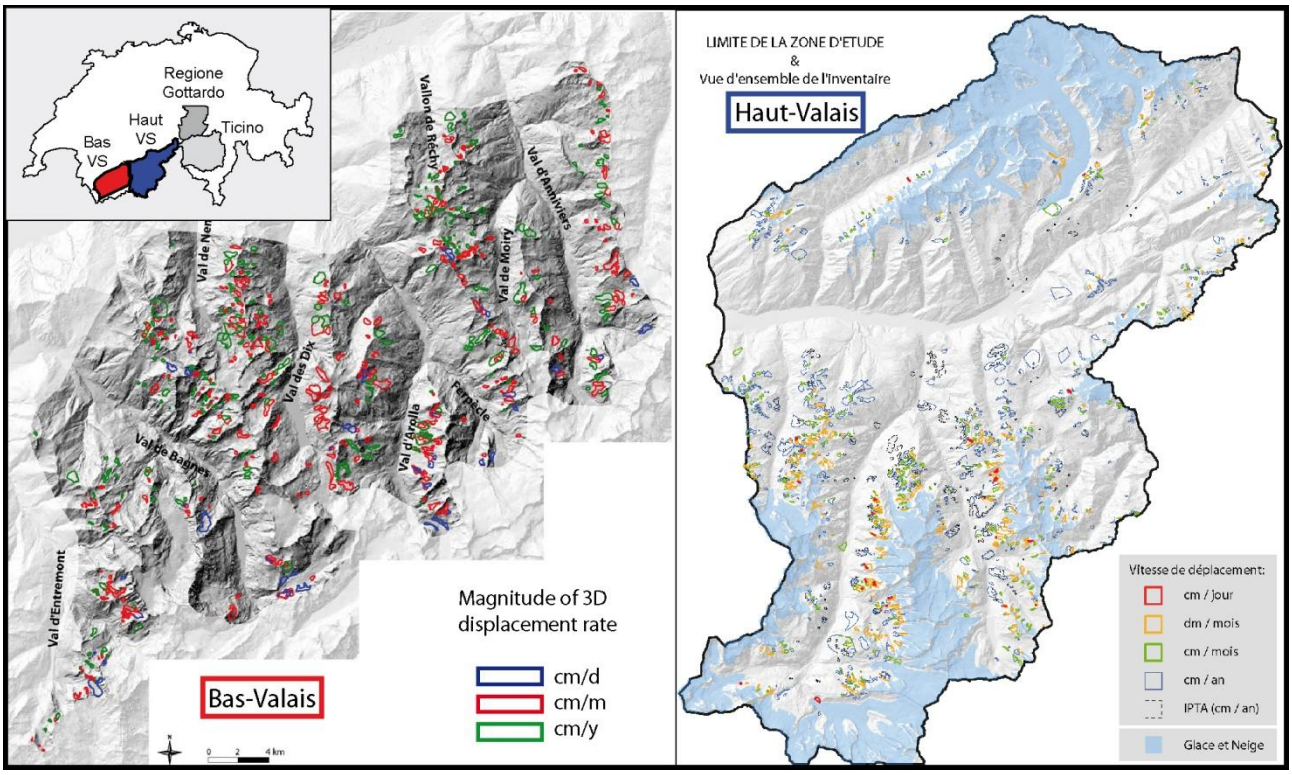
ALLEGATI



Allegato 1.1: andamento climatico annuale delle temperature (in rosso sono indicati gli scarti positivi e in blu quelli negativi rispetto alla norma 1981-2010), del soleggiamento e delle precipitazioni per la stazione di riferimento del Säntis (2502 m slm) dal 01.01.2009 al 31.12.2012 (MeteoSvizzera, 2013a).



Allegato 1.2: grafici climatici delle stazioni di riferimento Acquarossa/Comprovasco (575 m slm, Alpi Ticinesi Orientali), Gütsch (2287 mslm, Regione Gottardo) e Robiei (1894 m slm, Alpi Ticinesi Occidentali) per gli anni 2009, 2010, 2011 e 2012. I valori in cima al chimogramma si riferiscono alla temperatura media annuale (°C) e al totale annuale delle precipitazioni (mm) (dati MeteoSvizzera, 2013a).



Allegato 2.1: catasto dei movimenti di terreno in Basso (a sinistra) e Alto Vallese (a destra). Nell'immagine piccola in alto sono localizzati, oltre ai catasti dell'Alto e Basso Vallese, il catasto InSAR della Regione Gottardo (Delaloye *et al.*, 2010b) e il catasto InSAR Ticino soggetto principale discusso in questa tesi. Per questo lavoro sono stati determinati più di 2000 movimenti di terreno (immagine rielaborata da Delaloye *et al.*, 2005; 2008a). Nella carta della Svizzera sono stati messi come riferimento le zone Regione Gottardo e Ticino studiate in questa parte. I colori delle legende sono differenti. Il catasto del Basso Vallese è poi stato adattato a quello dell'Alto Vallese ed elaborato 3 anni dopo, in modo da uniformarne i parametri che caratterizzano i poligoni di movimento (Delaloye *et al.*, 2008a).

Anno	ERS *ascending*	ERS *descending*	ALOS-palSAR	JERS	TerraSAR-X *ascending** / COSMO-SkyMed
1992	2894d-19920709_20000611				
1993				1144d-19930617_19960804	
1994				44d-19940306_19940419	
1995	1086d-19950722_19980712 2976d-19950722_20030914	1d-19950810_19950811 735d-19950811_19970815 736d-19950810_19970815 1120d-19950811_19980904			
1996	350d-19960707_19970622 420d-19960707_19970831 1085d-19960707_19990627	1d-19960411_19960412 1d-19960725_19960726 351d-19950810_19960726 385d-19960726_19970815 1086d-19960725_19990716		44d-19960620_19960803loc 44d-19960620_19960803luz 44d-19960803_19960916luz 44d-19960805_19960918 44d-19960803_19960916loc 44d-19960801_19960914 88d-19960620_19960916loc 88d-19960620_19960916luz 88d-19960622_19960918 88d-19960621_19960917sie 88d-19960621_19960917gri	
1997	70d-19970622_19970831 665d-19970831_19990627 734d-19970622_19990626	140d-19970606_19971024 385d-19970815_19980904			
1998	1890d-19980712_20030914	35d-19980731_19980904 314d-19980731_19990610			
1999	1d-19990313_19990314 1d-19990626_19990627 351d-19990904_20000820	70d-19990716_19990924 105d-19990716_19991029			
2000					
2001					
2002					
2003	385d-20030706_20040725	35d-20030620_20030725 1190d-20030725_20061027 1575d-20030620_20071012			
2004	280d-20040829_20050605 735d-20040829_20060903 1050d-20040725_20070610 1085d-20040829_20070819	245d-20041022_20050624 350d-20040917_20050902 385d-20041022_20051111			
2005	105d-20050710_20051023 350d-20051023_20061008 455d-20050710_20061008 455d-20050605_20060903 875d-20050605_20071028	140d-20050624_20051111 315d-20050902_20060714 770d-20050729_20070907			
2006	35d-20060625_20060730 420d-20060903_20071028		46d-20061015_20061130 46d-20060913_20061029 92d-20060609_20060909 92d-20060613_20060913 138d-20061130_20070417 138d-20060613_20061029 184d-20061130_20070602 184d-20061015_20070417 230d-20061015_20070602 276d-20060909_20070612 322d-20060909_20070728		
2007	105d-20070715_20071028	35d-20070525_20070629 35d-20070629_20070803 70d-20070525_20070803 140d-20070525_20071012	46d-20070912_20071028 46d-20070728_20070912 46d-20070612_20070728 46d-20070417_20070602 92d-20070728_20071028 92d-20070612_20070912		
2008					
2009					16d-20090704B_20090720B
2010					32d-20100909B_20101011B
2011					11d-20110802_20110813* 11d-20110813_20110824* 22d-20110802_20110824*
Totale immagini	**26**	**28**	**17**	**13**	**5**

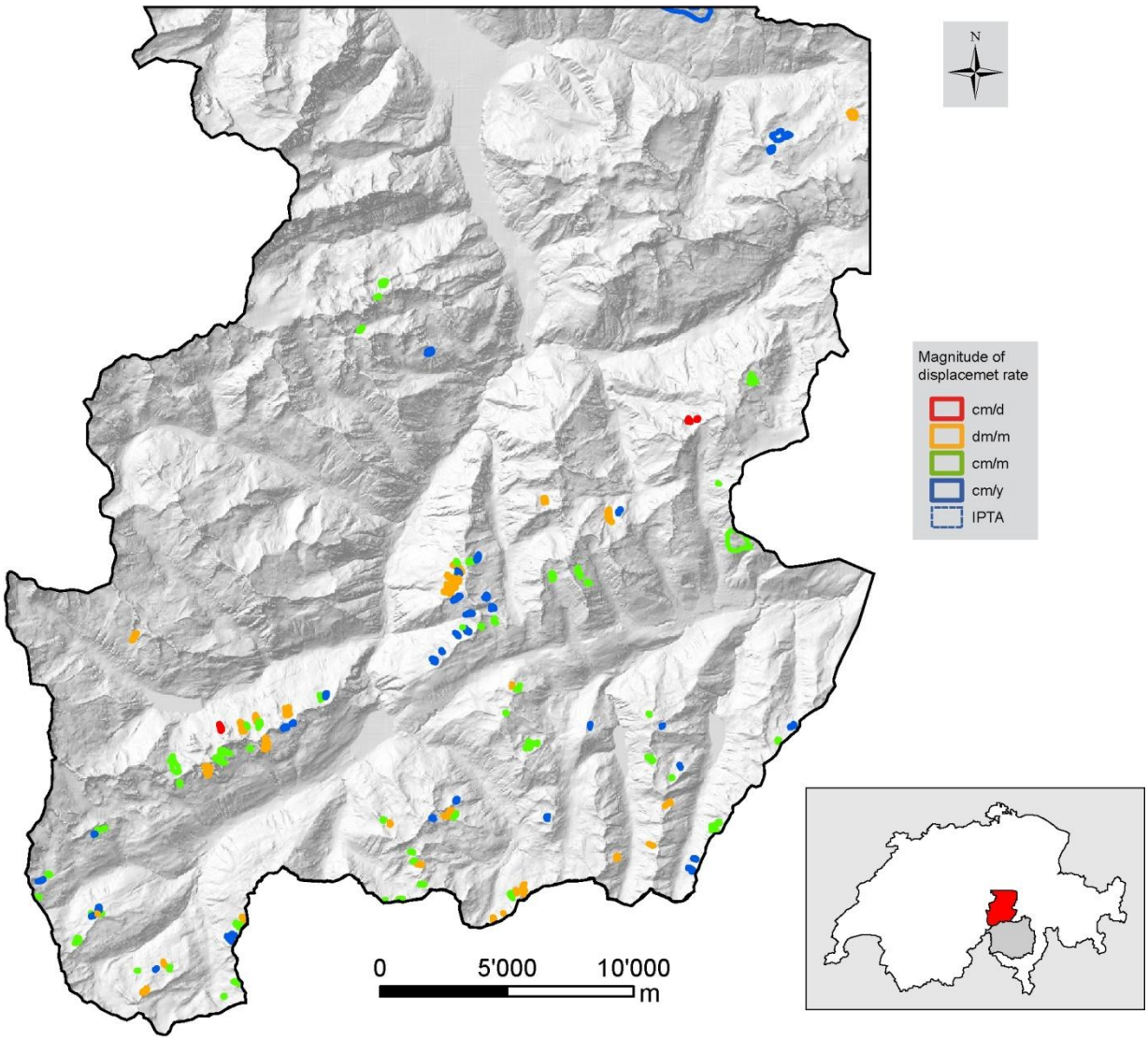
Allegato 2.2: interferogrammi InSAR disponibili, con una risoluzione temporale "*timelapse*" (d=giorni) e date "ggmmaaaa_ggmmaaaa". Evidenziate in rosso le immagini che presentano difficoltà di lettura a causa della meteo/neve, in verde le immagini di ottima qualità, in blu le immagini invernali.

N.	CODE	LANDFORM	REMARKS	REGION	RELIABILITY	VELOCITY
1	BeL-1	rock glacier	coherent ERSa 35d-20060625-20060730 mod CSM decorr 32d-20100909-20101011	BeL	med	cm/m
2	BeL-2a	debris-covered glacier	?? thermokastic holes?? mod. CSM 32d-20100909-20101011d	BeL	med	cm/d
3	BeL-4a	debris-covered glacier	coherent at ALOS 46d-20060913-20061029	BeL	high	cm/m
4	BeL-4b	debris-covered glacier	decorr. ALOS 46d-20070728-20070912 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	BeL	high	dm/m
5	BeL-3a	debris-covered glacier	decorr. ALOS 46d-20070728-20070912 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	BeL	high	dm/m
6	BeL-3b	debris-covered glacier	decorr ALOS 46d-20060913-20061029 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	BeL	high	cm/m
7	BeL-5b	rock glacier	coherent at ALOS 46d-20070912-20071028	BeL	high	cm/m
8	BeL-5a	rock glacier	avalanche deposit? decorr ERSa 351d-19990904-20000820	BeL	medium	cm/y
9	BeL-6a	debris-covered glacier	decorr ALOS 46d mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	BeL	medium	dm/m
10	BeL-6b	debris-covered glacier	decorr ALOS 46d-20060913-20061029	BeL	high	cm/m
11	BeL-6c	debris-covered glacier	coherent at ALOS 322d-20060909-20070728; geomorpho to be comfirmed	BeL	medium	cm/y
12	BeL-7b	debris-covered glacier	coherent at ALOS 322d-20060909-20070728	BeL	low	cm/y
13	BeL-7a	debris-covered glacier	decorr at ALOS 46d-20070912-20071028 mod. CSM 32d-20100909-20101011d	BeL	low	dm/m
14	BeR-1	debris-covered glacier	decorr. at ERSd 1d-19960725-19960726 ; snow ?? mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	medium	cm/d
15	BeR-2	debris-covered glacier	coherent at ALOS 46d-20060913-20061029 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	medium	cm/m
16	BeR-3	debris-covered glacier	decorr. at ALOS 46d-20060913-20061029 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	medium	dm/m
17	BeR-4	debris-covered glacier	decorr. at ALOS 46d-20060913-20061029 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	medium	dm/m
18	BeR-5	landslide-sagging	coherent at JERS 44d!-19960803-19960916	BeR	low	cm/m
19	BeR-6b	debris-covered glacier	coherent at ALOS 46d-20060913-20061029	BeR	med	cm/m
20	BeR-6a	debris-covered glacier	decorr ALOS 46d-20060913-20061029 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	High	dm/m
21	BeR-7	debris-covered glacier	decorr ALOS 46d-20060913-20061029 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	High	dm/m
22	Ma1-1a	rock glacier	decorr. at ALOS 46d-20060913-20061029 + 20070912-20071028-46 mod CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	high	dm/m
23	BeR-8	debris-covered glacier	decorr. at ALOS 46d-20060913-20061029	BeR	High	dm/m
24	Ma2-1	rock glacier	decorr. at ALOS 46d-20060913-20061029 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma2	high	dm/m
25	BeR-9a	rock glacier	coherent at ALOS 322d-20060909-20070728 mod. CSM 32d-20100909B-20101011d coherent	BeR	high	cm/m
26	BeR-9b	rock glacier	decorr. at ERSd 770d-20050729-20070907	BeR	medium	cm/y
27	BeR-9c	rock glacier	coherent at ERSd 770d-20050729-20070907	BeR	low	cm/y
28	BeR-9d	rock glacier	coherent at ERSd 770d-20050729-20070907	BeR	medium	cm/y
29	LeR1-1	rock glacier	coherent at ALOS 322d-20060909-20070728	LeR1	low	cm/y
30	LeR1-2	debris-covered glacier	decorr at ALOS 46d- 20060913-20061029	LeR1	medium	dm/m
31	LeL1-1	rock glacier	decorr. ERSd 35d-19980731-19980904	LeL1	medium	dm/m
32	LeL1-2	debris mantle	coherent at ERSd 35d-19980731-19980904	LeL1	low	cm/m
33	LeL1-3b	rock glacier	decorr ALOS 46d-20060913-20061029 mod. decorr CSM 32d-20100909d	LeL1	high	dm/m
34	LeL1-3a	rock glacier	coherent ERSd 35d-19980731-19980904 + ALOS 322d- 20060909-20070728 mod. decorr CSM 32d-20100909d	LeL1	High	cm/y
35	LeL1-3c	rock glacier	decorr. at ERSd 70d-19990716-19990924 mod. decorr CSM 32d-20100909d	LeL1	medium	cm/m
36	LeL1-4	rock glacier	decorr. ERSd 70d-19990716-19990924 mod. coherent CSM 32d-20100909d	LeL1	low	cm/m
37	LeR2-1	rock glacier	decorrelated at 46d ALOS	LeR2	med	dm/m
38	LeR2-2	rock glacier	decorrelated at 46d ALOS mod. decorr TSX 11d-20110813-20110824	LeR2	med	dm/m
39	LeR2-5a	debris-covered glacier	coherent at ALOS 46d-20070912-20071028 mod. decorr TSX 22d-20110802-20110824	LeR2	high	dm/m
40	LeR2-5b	moraine	decorr. at ALOS 46d-20070728-20070912 mod TSX decorr 22d-20110802-20110824	LeR2	med	dm/m
41	LeR2-6b	debris-covered glacier	decorr. at ALOS 46d-20060913-20061029 mod. TSX decorr 22d-20110802-20110824	LeR2	med	dm/m
42	LeR2-6a	debris-covered glacier	coherent at ALOS 46d-20060913-20061029 mod. TSX coherent 22d-20110802-20110824	LeR2	low	cm/m
43	LeL2-1a	rock glacier	decorr. at ALOS 46d-20060913-20061029 & ERSd 35d-19980731-19980904 mod. TSX 22d-20110802-20110824	LeL2	high	dm/m
44	LeL2-1b	rock glacier	coherent at ERSd-19980731-19980904	LeL2	high	cm/y
45	LeL2-3	rock glacier	coherent at ERSd 385d-19960726-19970815	LeL2	High	cm/y
46	LeL2-4	rock glacier	decorr. at ALOS 46d-20070912-20071028 mod. TSX 22d-20110802-20110824	LeL2	medium	dm/m
47	LeL2-5a	debris-covered glacier	decorr. at ALOS 46d-20060913-20061029 mod. TSX 22d-20110802-20110824 + TSX 11d-20110802-20110813	LeL2	med	dm/m
48	LeL2-6	rock glacier	coherent at ALOS 322d-20060909-20070728 mod. TSX 11d-20110813-20110824	LeL2	medium	cm/y
49	LeL2-5b	moraine	decorr at ALOS 322d-20060909-20070728	LeL2	low	cm/y
50	LeL3-4	landslide-sagging	decorr ERSd 105d-19990716-19991029	LeL3	Medium	cm/m
51	LeL3-4b	landslide-sagging	visible almost all year (best in ERSd 314d-19980731-19990610), with variable spatial extent	LeL3	high	cm/y
52	LeL3-4b	landslide-sagging	different shape of the upper part in ERSd 385d-20041022-20051111	LeL3	high	cm/y
53	LeL3-5	landslide-sagging	decorr ERSa 1085d- 20040829-20070819 + 875d-20050605-20071028	LeL3	medium	cm/y
54	LeL3-8	landslide-sagging	coherent-decorr ERSd 1086d-19960725-19990716 + many others at 2-3y	LeL3	medium	cm/y
55	LeL4-2	rock glacier	coherent at ERSd 351d-19950810-19960726	LeL4	medium	cm/y
56	LeR3-2a	rock glacier	coherent at JERS 44d-19960803-19960916	LeR3	high	cm/m
57	LeR3-2b	rock glacier	faster part in ALOS 46d-20070912-20071028 mod. TSX 22d-20110802-20110824	LeR3	medium	dm/m
58	LeR3-4a	rock glacier	visible at ERSa 665d-19970831-19990627 + 734d-19970622-19990626 + 875d-20050605-20071028	LeR3	medium	cm/y
59	LeR3-4b	rock glacier	coherent at ERSa 351d-19990904-20000820: melting of the ice core?	LeR3	high	cm/y
60	LeR3-3b	rock glacier	visible at ERSa 280d-20040829-20050605 + 735d-20040829-20060903: melting of the ice core ?	LeR3	high	cm/y
61	LeR4-4c	moraine	coherent ALOS 46d-20070728-20070912 mod. TSX 22d-20110802-20110824	LeR4	medium	cm/m
62	LeR4-4d	rock glacier	coherent ALOS 46d-20070728-20070912 mod. TSX 22d-20110802-20110824	LeR4	low	cm/m
63	LeR4-4a	rock glacier	composite landform; ALOS 322d-20060909-20070728	LeR4	medium	cm/y
64	LeR4-4b	rock glacier	push-moraine? coherent ALOS 46d-20070728-20070912 mod. TSX 22d-20110802-20110824	LeR4	high	cm/m
65	BlR3-1	landslide-sagging	Gotthard.IPTA-asc + ERSa 420d-19960707-19970831, less visible the following years, except 2005	BlR3	high	cm/y
66	BlL4-7b	landslide-sagging	coherent at ALOS 46d-20070728-20070912	BlL4	medium	cm/m
67	BlL4-7a	landslide-sagging	decorr. at ERSd 1m + Alos 46d, not visible before 2007	BlL4	medium	dm/m
68	BlL4-7c	landslide-sagging	visible at ALOS 46d-20070728-20070912	BlL4	medium	cm/m
69	BlL4-7d	landslide-sagging	visible at ALOS 46d-20070728-20070912	BlL4	low	cm/m
70	BlL4-7e	landslide-sagging	visible at ALOS 46d-20070728-20070912	BlL4	low	cm/m
71	BlL3-4	gelifluction	visible at ALOS 322d-20060909-20070728 mod. TSX decorr 22d-20110802-20110824	BlL3	high	cm/m
72	BlL3-6	rock glacier	visible at ALOS 322d-20060909-20070728	BlL3	high	cm/y
73	BlL3-5	rock glacier	visible at ALOS 322d-20060909-20070728	BlL3	high	cm/y
74	BlL2-10	rock glacier	coherent ERSd 350d-20040917-20050902 + decorr ERSd 770d-20050729-20070907	BlL3	low	cm/y
75	BlL3-4	rock glacier	decorr. JERS 88d-19960620-19960916; snow?	BlL3	low	cm/y
76	BlL3-2a	rock glacier	active part in steep slope of an almost inactive rgl: coherente ERSd 35d-20070629-20070803 + m.o.	BlL3	high	cm/m
77	BlL3-2c	rock glacier	visible ERSd 351d-19950810-19960726 + 350d-20040917-20050902	BlL3	high	cm/y
78	BlL3-2b	rock glacier	visible ERSd 350d-20040917-20050902	BlL3	low	cm/y
79	BlL3-1b	ice patch	decorr. ERSd 35d-19980731-19980904; glacier during LIA?	BlL3	medium	dm/m
80	BlL3-1c	rock glacier	frontal part in steep slope, erosion. Coherent at ALOS 46d-20070912-20071028 +46d-20060913-20061029	BlL3	high	cm/m
81	BlL3-1d	rock glacier	decorr ALOS 46d-20060913-20061029	BlL3	high	cm/m
82	BlL3-1a	rock glacier	coherent at ERSd 35d-9980731-19980904; or push moraine?	BlL3	medium	cm/m
83	BlL3-3	rock glacier	coherent at ALOS 322d- 20060909-20070728	BlL3	medium	cm/y
84	BlL3-5	landslide sagging	visible at JERS 88d-19960620-19960916	BlL3	low	cm/y
85	BlL2-4	moraine	weakly decorr. at ERSd 35d-19980731-19980904	BlL2	medium	cm/m

86	BlL2-6a	rock glacier	weakly coherent at ERSd 35d-19980731-19980904	BlL2	low	cm/m
87	BlL2-2c	rock glacier	coherent at ERSd 35d-19980731-19980904	BlL2	medium	cm/m
88	BlL1-10a	rock glacier	Coh. at ERSd 35d-19980731-19980904 +35d- 20070629-20070803;decorr. at 103d-19990716-19991029	BlL1	high	cm/m
89	BlL1-8	debris-covered glacier	buried avalanche snow patch; coherentvisible at ALOS 46d-20070912-20071028 + many others ALOS 1m	BlL1	medium	cm/m
90	BlL1-9	debris-covered glacier	decorr ALOS 46d-20060913-20061029	BlL1	low	cm/m
91	BlL1-11	rock glacier	coherent ERSd 35d-19980731-19980904 + 70d-19990716-19990924	BlL1	low	cm/m
92	BlL1-1b	rock glacier	decorr. at ERSd 35d-19980731-19980904 complex landform mod. TSX decorr 22d-20110802-20110824	BlL1	high	dm/m
93	BlL1-5	moraine	coherent at ERS 35d-19980731-19980904; decorr. at ERSd 70d-19990716-19990924	BlL1	medium	cm/m
94	BlL1-6	moraine	coherent at ERSd 35d-19980731-19980904	BlL1	medium	cm/m
95	BlL1-2	gelifluction	visible ERSd 35d-19980731-19980904 mod. coherent TSX 22d-20110802-20110824	BlL1	low	cm/m
96	BlL1-7	gelifluction	decorr ERSd 385d-19960726-19970815	BlL1	medium	cm/y
97	BlR1-1	debris mantle	coherent at ERSa 35d-20060625-20060730	BlR1	low	cm/m
98	BlR1-2	landslide-sagging	Coherent at ERSa 35d-20060625-20060730; decorr at ERSa 105d-20050710-20051023	BlR1	medium	cm/m
99	BlR2-1	gelifluction	coherent at ERSa 35d-19980731-19980904	BlR2	high	cm/m
100	BlR2-2	rock glacier	coherent at ALOS 46d-20060913-20061029	BlR2	high	cm/m
101	BlR2-3	rock glacier	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029	BlR2	high	cm/m
102	BlR2-4	landslide-sagging	coherent at ERSd 770d-20050729-20070907	BlR2	medium	cm/y
103	BlR2-5	landslide-sagging	coherent at ERSd 245d-20041022-20050624	BlR2	medium	cm/y
104	BlR2-6	landslide-sagging	decorr at ALOS 92d-20060613-20060913	BlR2	high	cm/y
105	BlR2-7	landslide-sagging	coherent at ERSd 314d-19980731-19990610 + 314d-19980731-19990610 + 351d-19950810-19960726	BlR2	high	cm/y
106	BlR2-8	rock glacier	decorr at ALOS 46d-20070728-20070912	BlR2	high	cm/m
107	BlR2-9	landslide-sagging	coherent at ERSd 735d-20040829-20060903	BlR2	medium	cm/y
108	BlR2-10	rock glacier	coherent at ERSd 350d-20051023-20061008 and many others...	BlR2	high	cm/y
109	BlR2-11	landslide-sagging	coherent at ALOS 322d-20060909-20070728	BlR2	medium	cm/y
110	BlR2-13	rock glacier	decorr at ERSd 70d-19990716-19990924	BlR2	high	cm/y
111	BlR2-12	landslide-sagging	decorr at ERSd 105d-19990716-19991029	BlR2	low	cm/m
112	BlR2-14	rock glacier	coherent at ALOS 322d-20060909-20070728	BlR2	high	cm/y
113	BlR2-15	rock glacier	coherent at ERSd 351d-19950810-19960726	BlR2	high	cm/y
114	BlR2-16	rock glacier	coherent at ERSd 351d-19950810-19960726	BlR2	high	cm/y
115	BlR2-17	rock glacier	coherent at ALOS 322d-20060909-20070728	BlR2	low	cm/y
116	BlR2-18	rock glacier	decorrt at ALOS 92d-20070728-20071028; coherent at ALOS 322d-20060909-20070728	BlR2	low	cm/m
117	BlL4-IPTA14	Artefact	2p at Gotthard.IPTA-asc.	BlL4	low	IPTA
118	LeR4-IPTA13	Artefact	1p at Gotthard.IPTA-asc.	LeR4	low	IPTA
119	BlR3-IPTA12	landslide-sagging!	+3p at Gotthard.IPTA-asc.	BlR3	high	IPTA
120	BlR3-IPTA11	landslide-sagging!	+3p at Gotthard.IPTA-asc. confirmed	BlR3	high	IPTA
121	BlL4-IPTA10	moraine	1p at Gotthard.IPTA-asc.	BlL4	low	IPTA
122	BlL4-IPTA9	Artefact	1p at Gotthard.IPTA-asc.	BlL4	low	IPTA
123	BlL3-IPTA8	landslide-sagging!	+3p at Gotthard.IPTA-asc.	BlL3	high	IPTA
124	BlR2-IPTA7	?	1p at Gotthard.IPTA-asc.	BlR2	low	IPTA
125	BlR2-IPTA6	landslide-sagging!	1p at Gotthard.IPTA-asc.	BlR2	low	IPTA
126	BlR2-IPTA5	landslide-sagging!	+3p at Gotthard.IPTA-asc.	BlR2	high	IPTA
127	LeR3-IPTA4	rock glacier!	+3p at Gotthard.IPTA-asc. confirmed	LeR3	high	IPTA
128	LeL2-IPTA3	Artefact	3p at Gotthard.IPTA-asc.	LeL2	medium	IPTA
129	LeR1-IPTA1	Artefact	1p at Gotthard.IPTA-asc.	LeR1	low	IPTA
130	LeR2-IPTA2	Artefact	2p at Gotthard.IPTA-asc.	LeR2	medium	IPTA
131	LeL3-IPTA15	landslide-sagging!	2p at Gotthard.IPTA-desc. confirmed	LeL3	medium	IPTA
132	LeL3-IPTA16	landslide-sagging!	+3p at Gotthard.IPTA-desc. confirmed	LeL3	high	IPTA
133	LeL3-IPTA17	landslide-sagging!	3p at Gotthard.IPTA-desc.	LeL3	medium	IPTA
134	LeL4-IPTA18	landslide-sagging!	+3p at Gotthard.IPTA-desc.	LeL4	high	IPTA
135	BlR2-IPTA19	landslide-sagging!	2p at Gotthard.IPTA-desc.	BlR2	medium	IPTA
136	LeL4-IPTA20	Artefact	1p at Gotthard.IPTA-desc.	LeR4	low	IPTA
137	BlL4-IPTA21	landslide-sagging!	1p at Gotthard.IPTA-desc.	BlL4	low	IPTA
138	BlL4-IPTA22	landslide-sagging!	1p at Gotthard.IPTA-desc.	BlL4	low	IPTA
139	BlL4-IPTA23	landslide-sagging!	2p at Gotthard.IPTA-desc.	BlL4	medium	IPTA
140	BlL4-IPTA25	landslide-sagging!	+3p at Gotthard.IPTA-desc. confirmed	BlL4	high	IPTA
141	BlL4-IPTA24	landslide-sagging!	1p at Gotthard.IPTA-desc.	BlL4	low	IPTA
142	Ma1-2	landslide-sagging	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029	Ma1	low	dm/m
143	Ma3- IPTA 30	landslide-sagging	+3p at Gotthard.IPTA-asc.	Ma3	high	IPTA
144	Ma3-IPTA31	landslide-sagging	2p at Gotthard.IPTA-asc.	Ma3	medium	IPTA
145	Ma3-IPTA32	Quarry	2p at Gotthard.IPTA-asc.	Ma3	medium	IPTA
146	Ma3-IPTA33	landslide-sagging	1p at Gotthard.IPTA-asc.	Ma3	low	IPTA
147	Ma2-IPTA34	landslide-sagging	3p at Gotthard.IPTA-asc.	Ma2	high	IPTA
148	Ve-IPTA35	landslide-sagging	2p at Gotthard.IPTA-asc.	Ve	medium	IPTA
149	Ma2-IPTA36	landslide-sagging	+3p at Gotthard.IPTA-desc.	Ma2	high	IPTA
150	Ve-IPTA37	landslide-sagging	+3p at Gotthard.IPTA-desc.	Ve	high	IPTA
151	Ma1-IPTA38	rock glacier	3p at Gotthard.IPTA-desc.	Ma1	medium	IPTA
152	Ma1-4	gelifluction	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029.	Ma1	low	dm/m
153	Ma1-5	debris-covered glacier	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029 mod visible CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	medium	cm/m
154	Ma1-6	ice patch	Décor. ALOS 46d-20070912-20071028. + 46d-20060913-20061029 mod. CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	high	dm/m
155	Ma1-7	rock glacier	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029 + 46d-20070728-20070912 mod CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	high	dm/m
156	Ma1-8a	rock glacier	decorr at ERSa 385d-20030706-20040725.	Ma1	high	cm/y
157	Ma1- 8b	rock glacier	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029 mod CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	high	dm/m
158	Ma2-2	rock glacier	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029	Ma2	high	dm/m
159	Ma2-3	rock glacier	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029	Ma2	high	dm/m
160	Ma1-9	rock glacier	coherent at ALOS 46d-20060913-20061029 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	medium	dm/m
161	Ma1-10	debris mantle	coherent at ALOS 46d-20060913-20061029	Ma1	low	cm/m
162	Ma1-11	debris-covered glacier	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029 mod CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	medium	dm/m
163	LeR4-20	rock glacier	decoor at ERSa 350d-19960707-19970622, ESRa 455d-20050710-20061008	LeR4	high	cm/y
164	Ma2-5	debris-covered glacier	decorr at ALOS 46d-20070728-20070912 mod. decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma2	medium	dm/m
165	Ma1-12	debris-covered glacier	decorr at ALOS 46d-20070728-20070912	Ma1	low	dm/m
166	Ma3-1a	rock glacier	decorr at ERSa 70d-19970622-19970831	Ma3	medium	cm/m
167	Ma3-1b	rock glacier	decoor at ERSa 105d-20050710-20051023	Ma3	medium	cm/m
168	Ma2-6	debris-covered glacier	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029	Ma2	high	cm/m
169	LeR3-20	rock glacier	decorr at ALOS 46d-20060913-20061029	LeR3	high	cm/m
170	BlL4-10	rock glacier	coherent at ALOS 46d-20070728-20070912 decorr ERSd 35d-20070629-20070803	BlL4	high	cm/m
171	RiL-1	landslide-sagging	decorr at ERSd 1190d-20030725-20061027	RiL	low	cm/y
172	LeL1-newf3	debris mantle	coherent CSM 32d-20100909-20101011d	LeL1	medium	cm/y
173	Ber-newp1	rock glacier	coherent CSM 32d-20100909-20101011d	Ber	medium	dm/m
174	LeL1-newf2	debris mantle	coherent CSM 32d-20100909-20101011d	LeL1	medium	cm/y
175	LeL2-newp4	rock glacier	coherent TSX 22d-20110802-20110824	LeL2	high	cm/m

176	BeL-newf5	rock glacier	decorr-coherent CSM CSM 32d-20100909-20101011d	BeL	high	cm/m
177	BeL-newp6	debris-covered glacier	decorr CSM CSM 32d-20100909-20101011d	BeL	high	dm/m
178	BeL-newp7	debris-covered glacier	decorr CSM CSM 32d-20100909-20101011d	BeL	high	dm/m
179	BeR-newf8	debris-covered glacier	decorr CSM CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	high	dm/m
180	BeR-newp9	debris-covered glacier	decorr CSM CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	med	dm/m
181	BeR-newp10	debris-covered glacier	decorr CSM CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	high	dm/m
182	BeR-newp11	debris-covered glacier	decorr CSM CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	med	dm/m
183	BeR-newp12	debris-covered glacier	decorr CSM CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	high	dm/m
184	BeR-newp13	debris-covered glacier	coherent-decorr CSM CSM 32d-20100909-20101011d	BeR	med	cm/m
185	LeR4-newf14	debris mantle	coherent TSX 22d-20110802-20110824	LeR4	high	cm/m
186	LeR3-newp15	rock glacier	decorr TSX 11d-20110802-20110813	LeR3	high	dm/m
187	LeR2-newp16	debris-covered glacier	coherent TSX 22d-20110802-20110824	LeR2	high	cm/m
188	Ma1-newf17	debris-covered glacier	decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	high	dm/m
189	Ma1-newf18	landslide-sagging	decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	high	dm/m
190	Ma1-newf19	debris mantle	coherent CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	high	cm/m
191	Ma1-newp20	debris mantle	coherent-decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	low	cm/m
192	Ma1-newp21	debris mantle	coherent-decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	low	cm/m
193	Ma1-newf22	debris mantle	decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma1	medium	dm/m
194	Ma2-newp23	debris-covered glacier	decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma2	high	dm/m
195	Ma2-newp24	debris-covered glacier	decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma2	high	dm/m
196	Ma2-newp25	debris-covered glacier	decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma2	high	dm/m
197	Ma2:newf26	debris-covered glacier	decorr CSM 32d-20100909-20101011d	Ma2	high	dm/m
198	BiR2-newp27	landslide-sagging	coherent TSX 11d-20110802-20110813 + TSX 22d-20110802-20110824	BiR2	medium	cm/m
199	BiL3-newp28	rock glacier	coherent TSX 22d-20110802-20110824	BiL3	high	cm/m
200	BiL3-newf29	debris mantle	coherent TSX 22d-20110802-20110824	BiL3	high	cm/m
201	BiL3-newp30	debris mantle	coherent TSX 22d-20110802-20110824	BiL3	medium	cm/m
202	BiL3-newp31	debris mantle	coherent TSX 22d-20110802-20110824	BiL3	medium	cm/m
203	BiL3-newp32	rock glacier	decorr TSX 22d-20110802-20110824	BlL3	high	dm/m

Allegato 2.3: tabella degli attributi del catasto dei poligoni di movimento InSAR in Ticino. Dopo aggiornamento CSM + TSX: newp = nuovo poligono di una forma già catalogata, newf = nuova forma



Allegato 2.4: movimenti di terreno InSAR nella Regione Gottardo. In grigio nella carta della Svizzera è rappresentata la zona corrispondente al catasto elaborato per il Ticino (carta elaborata da Delaloye *et al.*, 2010b).

N.	CODE	LANDFORM	REMARKS	RELIABILITY	VELOCITY
1	W6_16	debris-covered glacier	glacier tongue area; area only covered by ALOS	medium	
2	W6_13	glacier		high	
3	W6_17	rock glacier	contour uncertain; maybe slower	medium	dm/m
4	W6_20	debris-covered glacier	the glacier tongue is separated from the rest of the glacier	high	
5	W6_23	debris-covered glacier	area only covered by ALOS	high	cm/m
6	W6_25	rock glacier	debris-glacier derived, partly push-moraine	medium	cm/d
7	W6_31	rock glacier	in upper section : debris-covered glacieret; maybe slower; lower outine uncertain	medium	dm/m
8	W6_27	rock glacier	upper limit uncertain	medium	dm/m
9	W6_24	glacier		medium	
10	W6_24b	debris-covered glacier		low	cm/m
11	W6_32	push-moraine		medium	cm/m
12	W6_33	push-moraine	only covered by ALOS	low	cm/m
13	N2_01d	rock glacier	Maybe moving faster	high	cm/m
14	N2_01b	rock glacier		high	dm/m
15	N2_03	rock glacier		high	dm/m
16	N2_01a	rock glacier	Maybe moving faster	high	cm/m
17	N2_01c	rock glacier	Maybe moving faster	medium	cm/y
18	N2_04	rock glacier		high	dm/m
19	N2_02	rock glacier		high	dm/m
20	N2_05b	rock glacier		medium	cm/m
21	N2_07b	gelifluction	Rock glacier ?	medium	cm/y
22	N2_10	rock glacier	Visible on ERS interferograms after 3 months	high	cm/y
23	N2_09	rock glacier	Visible on ERS interferograms after 3 months	medium	cm/y
24	N2_05a	rock glacier	Maybe moving faster	high	cm/y
25	N2_22	rock glacier		high	dm/m
26	N2_08	gelifluction		low	cm/y
27	N2_07a	rock glacier		medium	cm/m
28	N2_06a	rock glacier	Outline uncertain	medium	cm/y
29	N2_06b	rock glacier	Landform and outline uncertain	low	cm/y
30	N2_23a	rock glacier	Maybe moving faster	high	cm/m
31	N2_23b	rock glacier	Maybe moving faster	medium	cm/y
32	N2_25	push-moraine	Landform and outline uncertain	low	cm/y
33	N2_24	push-moraine	Signal uncertain	low	cm/y
34	N3_01	landslide-sagging	Less than 1 cm/y. Signal, landform and outline uncertain.	low	cm/y
35	N3_02	rock glacier	May be snow. Signal uncertain	low	cm/m
36	N3_03	rock glacier	Landform uncertain. Only visible on ALOS 2007. Signal uncertain	low	cm/m
37	N1_05b	rock glacier	Upper part of the rock glacier. Slower than 1 cm/m.	medium	cm/m
38	N1_05a	rock glacier		high	cm/m
39	N1_06	rock glacier	Not illuminated on ERS/Envisat	medium	cm/y
40	N1_07	rock glacier	Lower outline uncertain. Upper section = debris covered glacier.	medium	dm/m
41	W7_02	rock glacier	outline uncertain	medium	cm/y
42	W7_09	debris-covered glacier	outline and velocity uncertain	low	cm/m
43	W7_14	rock glacier	velocity uncertain; maybe slower	low	cm/m
44	W7_18a	rock glacier		medium	cm/m
45	W7_19	debris-covered glacier	outline and velocity uncertain	low	cm/m
46	W7_20	debris-covered glacier	outline of the upper part uncertain (snow); directly linked to hydrology system; maybe slower	medium	dm/m
47	W7_22	rock glacier	upper part may be faster	high	cm/y
48	W7_24	debris-covered glacier	outline and velocity uncertain	medium	dm/m
49	W7_25	push moraine	outline uncertain; well visible on ALOS descending 2006, also on ENVISAT	high	cm/m
50	W7_04	rock glacier	outline uncertain; debris-covered glacier ?	low	cm/y
51	W7_26	rock glacier	mostly not illuminated by ERS; only visible on ALOS descending; debris-covered glacier	medium	cm/m
52	W7_28	rock glacier		low	cm/m
53	W7_27	rock glacier	rock glacier front	low	cm/m
54	W7_27b	rock glacier		medium	cm/y
55	W7_29	rock glacier	...or slower	high	cm/m
56	S8_02	rock glacier	slower in lower part	high	dm/m
57	S8_03	rock glacier	maybe slower	medium	cm/m
58	S8_04	rock glacier	maybe faster; outline uncertain	medium	cm/y
59	S8_05	rock glacier	maybe faster; outline uncertain	medium	cm/y
60	S8_10	push-moraine	may be slower; outline uncertain	medium	dm/m
61	S8_11	gelifluction	rock glacier ? ; outline uncertain; ALOS	medium	cm/m
62	S8_13	gelifluction	ALOS	low	cm/m
63	S8_15	push-moraine		low	cm/y
64	S8_16	push-moraine	outline and velocity uncertain	low	cm/m
65	S8_18	gelifluction	transition zone	low	cm/y
66	S8_19	rock glacier		low	cm/y
67	S8_20	rock glacier	ALOS	medium	dm/m
68	S8_23	rock glacier	outline uncertain; push-moraine	medium	cm/m
69	S8_26	rock glacier	ALOS; velocity uncertain	medium	dm/m
70	S8_27	rock glacier	big, fresh erosion scar below; ALOS	medium	cm/m
71	S8_29	gelifluction	outline uncertain	low	cm/m
72	S8_30b	push-moraine	outline uncertain; ALOS	medium	cm/m
73	S8_31a	rock glacier	well visible on ALOS 2006; may be gelifluction or alternatively snow	medium	dm/m
74	S8_31b	rock glacier	outline and signal uncertain	low	cm/m
75	S9_07	rock glacier	outline and velocity uncertain	medium	cm/m
76	S9_10	gelifluction	maybe with ice core	medium	cm/m
77	S9_20	rock glacier	outline uncertain; maybe slower	medium	dm/m
78	S9_16	rock glacier		high	dm/m
79	S9_17	rock glacier	outline uncertain, bad satelite cover	medium	cm/m
80	S9_21	rock glacier	upper section only	medium	cm/y
81	S9_22	rock glacier	sagging; maybe faster	medium	cm/y
82	S9_23	rock glacier	area only covered by ALOS; maybe slower	medium	dm/m
83	S9_24	rock glacier	outline and velocity uncertain	medium	cm/m
84	S9_29	rock glacier	bad satelite cover	medium	cm/m
85	S9_31	gelifluction	visible on ALOS	low	cm/m
86	S9_32	debris-covered glacier	contour uncertain	medium	dm/m
87	S9_33	rock glacier	outline and velocity uncertain	low	cm/m
88	S9_34	rock glacier	outline and velocity uncertain	medium	cm/m
89	S9_35	rock glacier		medium	cm/m
90	S9_36	rock glacier		high	dm/m
91	S9_37	rock glacier		medium	dm/m
92	S9_38	rock glacier	outline and velocity uncertain	low	cm/m
93	S9_40	rock glacier		high	dm/m
94	S9_39	rock glacier		high	dm/m
95	S9_41	rock glacier		high	cm/y

96	S9_42	rock glacier		medium	cm/m
97	S9_24b	rock glacier		low	cm/m
98	S9_43	rock glacier	landform uncertain; with larger lake as on topographic map	medium	cm/m
99	E10_01	rock glacier	area only overed by ALOS; maybe faster	medium	cm/m
100	E10_04	debris-covered glacier	uncertain	low	cm/m
101	E10_03	debris-covered glacier	landform uncertain; signal unclear	low	cm/m
102	E10_14	rock glacier		high	cm/y
103	E10_15	rock glacier		medium	cm/y
104	E10_27	rock glacier	only visible on ALOS; outline and landform uncertain	low	cm/m
105	E10_28	rock glacier	only visible on ALOS	medium	cm/m
106	E10_21	rock glacier		medium	cm/y
107	E10_29	rock glacier	only visible on ALOS; outline uncertain	medium	cm/m
108	E10_35	push-moraine	clear signal only on ALOS	medium	dm/m
109	E10_36	rock glacier	maybe faster	medium	cm/m
110	E10_37	rock glacier	maybe faster	high	cm/m
111	E10_36a	rock glacier	maybe faster	medium	cm/m
112	E10_38	rock glacier	maybe faster; contour uncertain	medium	cm/m
113	E10_39	rock glacier	maybe faster; contour uncertain	low	cm/m
114	E10_40	rock glacier		medium	cm/y
115	E10_41	rock glacier		medium	cm/m
116	E10_42	rock glacier		medium	cm/y
117	E10_43	rock glacier		low	cm/y
118	E10_44	rock glacier		medium	cm/m
119	E10_45	rock glacier	surrounding parts looks slower	low	cm/m
120	E10_46	rock glacier		medium	dm/m
121	E10_47	rock glacier	maybe slower	medium	dm/m
122	E10_48	rock glacier		medium	cm/y
123	E10_49	push-moraine		low	cm/m
124	E10_50	landslide-sagging	faster in 1999 (up to 5-10 cm/m); outline uncertain	medium	cm/m
125	E10_51	rock glacier		medium	cm/m
126	N4_31	debris-covered glacier	Only visible in summer	high	
127	N4_32	debris-covered glacier	Only visible in summer. Upper part also in winter. Northern outline uncertain.	medium	
128	N4_33	push-moraine	Outline uncertain	medium	dm/m
129	N4_34	gelifluction		low	cm/y
130	N4_35	gelifluction		low	cm/y
131	N5_02	rock glacier	outline and velocity uncertain; debris-covered glacier ?	low	cm/m
132	E11_01	debris-covered glacier	outline and velocity uncertain	medium	dm/m
133	E11_03	rock glacier	maybe faster	low	cm/y
134	E11_05	rock glacier		low	cm/m
135	E11_07	debris-covered glacier	outline and velocity uncertain	low	cm/m
136	E11_08	rock glacier	outline upper section uncertain	high	cm/m
137	E11_10	debris-covered glacier		high	cm/d
138	E11_09	debris-covered glacier		medium	cm/d
139	N4_20	landslide-sagging	outline uncertain, may extent further east; IPTA indicates same rate of movement until valley floor	medium	cm/y

Allegato 2.5: tabella degli attributi del catasto dei poligoni di movimento InSAR nella Regione Gottardo.

No.	ID	Nome	Tipo	Attività	Velocità InSAR	Altitudine fronte (m)	Or.	Litologia	CN 1:25'000	Lung. (m)	Area (ha)	Coord. X	Coord. Y
1	AT-1	Pizzo Nero	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2600	S	Paragneiss	1251	213	2.17	674970	149320
2	AT-2	Cassina Baggio	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2360	SE	Paragneiss	1251	344	4.93	678280	150420
3	AT-3	Passo di Grandinagia	Ice-cored - Lobate	Attivo	dm/m	2560	NE	Paragneiss	1251	474	9.48	680570	146130
4	AT-4	Cristallina I	Debris - Lobate	Attivo	dm/m	2720	NE	Paragneiss	1251	282	2.19	684690	146700
5	AT-5	Naret	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2280	N	Paragneiss	1251	689	15.93	685250	147700
6	AT-6	Ravina	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2250	NE	Paragneiss	1251	455	6.61	689620	150710
7	AT-7	Pizzo dell'Uomo I	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2470	NW	Granito	1231	353	5.03	682820	158060
8	AT-8	Pizzo dell'Uomo II	Talus - Lobate	Attivo	dm/m	2400	N	Granito	1251	349	4.22	682170	157360
9	AT-9	Pizzo dell'Uomo III	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2440	NW	Granito	1251	231	2.38	682540	157860
10	AT-10	Valletta	Talus - Lobate	Attivo	dm/m	2520	NW	Granito	1251	174	1.52	684470	156160
11	AT-11	Monte Prosa I	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2430	N	Granito	1251	396	6.52	687440	157680
12	AT-12	Monte Prosa II	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2440	NW	Granito	1251	299	4.24	687080	157460
13	AT-13	Poncione Sambuco I	Ice-cored - Lobate	Attivo	dm/m	2380	N	Paragneiss	1252	240	2.45	694580	148640
14	AT-14	Poncione Sambuco II	Talus - Lobate	Attivo	dm/m	2360	N	Paragneiss	1252	272	3.49	694840	148540
15	AT-15	Ganoni di Schenadüi	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2470	N	Ortogneiss	1252	462	8.63	700350	157000
16	AT-16	Pizzo dell'Uomo	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2420	NW	Ortogneiss	1252	251	3.34	702600	155800
17	AT-17	Pizzo del Sole I	Talus - Lobate	Attivo	dm/m	2590	N	Paragneiss	1252	187	1.44	702120	153790
18	AT-18	Pos Pécian	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2400	N	Paragneiss	1252	278	3.41	701025	153980
19	AT-19	Ganone dei Motti Ôr	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2260	SW	Paragneiss	1253	415	6.53	709170	150670
20	AT-20	Pizzo Campolungo	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2280	N	Paragneiss	1252	448	8.37	698720	146340
21	AT-21	Lei di Cima	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2240	SE	Paragneiss	1252-1272	292	3.73	699260	146050
22	AT-22	Pizzo del Lambro	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	1900	N	Paragneiss	1252	465	8.68	700850	146525
23	AT-23	Pizzo Forno	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2580	E	Paragneiss	1272	425	6.05	703250	143400
24	AT-24	Piancabella	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2440	NE	Paragneiss	1273	413	6.17	720250	145650
25	AT-25	Gana Bianca II	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2640	W	Micascisti	1253	250	2.87	719350	147050
26	AT-26	Gana Bianca III	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2580	W	Micascisti	1253	283	3.32	719430	146900
27	AT-27	Alpe Pièi	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2430	S	Micascisti	1253	319	3.85	718715	147600
28	AT-28	Pièi III	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2480	W	Micascisti	1253	336	4.19	718970	147700
29	AT-29	Stabbio di Largario	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2240	N	Micascisti	1253	712	17.25	718800	148720
30	AT-30	Gana	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2530	E	Micascisti	1253	361	3.93	719760	148200
31	AT-31	Monte Amianto	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2460	N	Micascisti	1253	561	13.22	720530	153150
32	AT-32	Bocchetta di Furnei	Ice-cored - Lob.	Attivo	cm/m	2530	W	Micascisti	1253	505	8.79	720450	153750
33	AT-33	Torrone di Nav	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2300	NW	Micascisti	1253	326	4.14	718610	156150
34	AT-34	Scaradra	Debris - Lobate	Attivo	cm/m	2440	NW	Micascisti	1253	289	4.04	720970	156850
35	AT-35	Plattenberg	Debris - Lobate	Attivo	dm/m	2600	NW	Ortogneiss	1233-1253	225	2.53	720950	158050
36	AT-36	Passo della Greina	Talus - Lobate	Attivo	dm/m	2330	N	Calcescisti	1233	139	0.84	715700	160308
37	AT-37	Scopi	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2780	SW	Calcescisti	1232	562	9.59	706370	158400
38	AT-38	Pizzo del Sole II	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2560	N	Paragneiss	1252	191	1.53	702250	153370
39	AT-39	Le Pipe	Protalus Rampart	Attivo	cm/a	2390	NE	Paragneiss	1252	427	5.42	702810	153240
40	AT-40	Scüt	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2410	N	Paragneiss	1252	257	3.59	703375	153240
41	AT-41	Pizzo Predèlp I	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2320	N	Paragneiss	1252	229	2.62	704640	153580
42	AT-42	Passo Predèlp	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2450	SW	Paragneiss	1252	228	2.41	704250	153250
43	AT-43	Torói di Sopra	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2280	N	Paragneiss	1252	343	5.60	705343	153320
44	AT-44	Pizzo d'Era	Debris - Lobate	Attivo	cm/a	2430	N	Paragneiss	1252	214	2.07	705175	152920
45	AT-45	Gana Rossa	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2240	N	Paragneiss	1253	251	2.90	707900	152100
46	AT-46	Spluga	Talus - Lobate	Attivo	IPTA	1980	NW	Ortogneiss	1292	356	5.29	694250	130815
47	AT-47	Fiorera	Talus - Lobate	Attivo	dm/m	2500	NE	Ortogneiss	1271	352	4.97	679200	137340
48	AT-48	Basodino-W	Ice-cored - Lobate	Attivo	dm/m	2700	SW	Paragneiss	1271	476	8.68	678340	140970
49	AT-49	Fiorina	Ice-cored - Lobate	Attivo	dm/m	2470	NE	Paragneiss	1271	395	6.35	678750	142750
50	AT-50	Croslina	Talus - Lobate	Attivo	dm/m	2620	SW	Paragneiss	1272	390	7.36	698530	143110
51	AT-51	Canà I	Debris - Lobate	Attivo	dm/m	2630	SW	Paragneiss	1272	415	5.59	697680	143650
52	AT-52	Cresta del Coro	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2620	NW	Paragneiss	1251	152	1.11	683850	146250
53	AT-53	Barone I	Talus - Lobate	Attivo	cm/a	2340	N	Ortogneiss	1272	285	3.10	701350	140110
54	AT-54	Foglia	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2340	E	Ortogneiss	1291	283	3.51	679150	131850
55	AT-55	Canà II	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2380	NE	Paragneiss	1271	372	6.21	695750	144430
56	AT-56	Passo del Mauro	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2180	N	Micascisti	1273-1293	344	5.67	722880	133930
57	AT-57	Gallina I	Talus - Lobate	Attivo	cm/m	2700	S	Granito	1251	323	4.45	673350	149300
58	IN-1	Piotte I	Talus - Lobate	Inattivo	-	2350	N	Paragneiss	1252	205	1.80	699370	154165
59	IN-2	Piotte II	Talus - Lobate	Inattivo	-	2340	N	Paragneiss	1252	278	3.20	699660	154150
60	IN-3	Piotte III	Talus - Lobate	Inattivo	-	2360	N	Paragneiss	1252	234	2.10	699880	154130
61	IN-4	Pos Pécianett	Talus - Lobate	Inattivo	-	2320	N	Paragneiss	1252	454	9.13	700760	154010
62	IN-5	Pos Pécian	Debris - Lobate	Inattivo	-	2330	N	Paragneiss	1252	256	3.25	701025	153980
63	IN-6	Terri	Talus - Lobate	Inattivo	-	2520	N	Calcescisti	1233	133	0.77	720550	163100
64	IN-7	Saltarescio	Talus - Lobate	Inattivo	-	2360	W	Micascisti	1253	430	5.95	719040	156010
65	IN-8	Forca	Protalus Rampart	Inattivo	-	2540	SE	Micascisti	1253	159	1.11	719850	148500
66	IN-9	Gana Bianca I	Talus - Lobate	Inattivo	-	2560	NE	Micascisti	1253	276	3.27	719800	147700
67	IN-10	Gana di Multòn	Talus - Lobate	Inattivo	-	2450	NW	Micascisti	1253	249	2.32	718250	147800
68	IN-11	Pièi I	Talus - Tongue-S.	Inattivo	-	2340	S	Micascisti	1253	705	16.60	718720	147400
69	IN-12	Cima Rossa	Talus - Lobate	Inattivo	-	2720	SW	Micascisti	1274	420	6.11	726150	144360
70	IN-13	Pass de Ganan	Talus - Lobate	Inattivo	-	2440	N	Ortogneiss	1274	537	12.02	733515	137560
71	IN-14	Pizzo Predèlp II	Talus - Lobate	Inattivo	-	2300	N	Paragneiss	1252	269	2.18	704880	153430
72	IN-15	Barone II	Talus - Lobate	Inattivo	-	2300	N	Ortogneiss	1272	367	4.61	701450	140150
73	IN-16	Pizzo del Sole	Talus - Lobate	Inattivo	-	2500	NE	Paragneiss	1252	123	0.56	702460	153360

		III											
74	IN-18	Gallina II	Protalus Rampart	Inattivo	-	2640	SE	Granito	1251	172	1.34	673460	149000
75	IN-19	Rotondo I	Talus - Lobate	Inattivo	-	2260	S	Granito	1251	433	7.88	678700	150650
76	IN-20	Rotondo II	Talus - Lobate	Inattivo	-	2550	S	Granito	1251	304	3.76	678720	150870
77	IN-21	Scheggia	Talus - Lobate	Inattivo	-	2280	N	Paragneiss	1252	268	2.58	693600	148750
78	IN-22	Passo di Ghiacciaione	Talus - Lobate	Inattivo	-	2600	N	Paragneiss	1272	435	7.92	702260	143220
79	IN-23	Pizzo dei Merli	Talus - Lobate	Inattivo	-	2540	N	Paragneiss	1272	154	1.17	703820	143170
80	IN-24	Piodisc	Talus - Lobate	Inattivo	-	2670	E	Ortogneiss	1272	275	3.26	700210	140950
81	IN-25	Spiancri	Talus - Lobate	Inattivo	-	2260	N	Micascisti	1273	349	4.28	722470	133880
82	IN-26	Cristallina II	Talus - Lobate	Inattivo	-	2650	W	Paragneiss	1251	108	0.51	683990	146580
83	IN-27	Madone di Formazzora	Talus - Lobate	Inattivo	-	2450	N	Ortogneiss	1271	170	1.34	679540	135150
84	IN-28	Acqua Fredda	Talus - Lobate	Inattivo	-	2430	NW	Ortogneiss	1271	243	2.28	685165	142120
85	IN-29	Pulpito	Talus - Lobate	Inattivo	-	2270	NW	Ortogneiss	1271	340	4.71	684830	142020
86	IN-30	Pioda Rossa	Talus - Lobate	Inattivo	-	2680	S	Ortogneiss	1272	358	3.97	699720	142450
87	IN-31	Piatto di Röd	Talus - Lobate	Inattivo	-	2360	E	Ortogneiss	1272	165	1.53	690920	143110
88	IN-32	Martschenspitz	Talus - Lobate	Inattivo	-	2300	E	Paragneiss	1291	285	3.30	679100	131500
89	IN-33	Alpe Gelato	Talus - Lobate	Inattivo	-	2300	NE	Ortogneiss	1291	221	2.04	677580	122990
90	IN-34	Ganna del Pizzo Gelato	Talus - Lobate	Inattivo	-	2400	NE	Ortogneiss	1291	180	1.41	677950	122550
91	IN-35	Ganna del Pizzo Stanga	Talus - Lobate	Inattivo	-	2260	NE	Ortogneiss	1291	272	3.01	678450	122480
92	RE-1	Poncione di Nara I	Talus - Lobate	Relitto	-	1980	SW	Paragneiss	1253	307	2.97	709185	148530
93	RE-2	Poncione di Nara II	Talus - Lobate	Relitto	-	1980	SW	Paragneiss	1253	724	13.66	709220	148350
94	RE-3	Pizzo di Nara	Protalus Rampart	Relitto	-	2060	W	Paragneiss	1253	301	4.61	709660	148300
95	RE-4	Gane di Laghetto	Talus - Lobate	Relitto	-	2080	NE	Paragneiss	1253	391	7.84	709800	147650
96	RE-5	Cambra	Talus - Lobate	Relitto	-	1930	E	Paragneiss	1253	511	9.22	710250	147500
97	RE-6	Passo dei Laghetti	Talus - Lobate	Relitto	-	2100	N	Paragneiss	1273	210	2.35	712450	143250
98	RE-7	Croce di Sasso	Talus - Lobate	Relitto	-	1880	E	Paragneiss	1273	705	17.86	713000	142800
99	RE-8	Pianca del Drus	Talus - Lobate	Relitto	-	1800	NE	Paragneiss	1273	655	13.05	713920	142100
100	RE-9	Cogn	Talus - Lobate	Relitto	-	1870	E	Paragneiss	1273	513	9.57	714300	141670
101	RE-10	Matro	Talus - Lobate	Relitto	-	1900	NE	Paragneiss	1273	527	10.65	714350	141450
102	RE-11	Supra Bolla	Talus - Lobate	Relitto	-	2300	W	Micascisti	1253	292	3.56	718650	155350
103	RE-12	Cima Sgiu I	Protalus Rampart	Relitto	-	2220	SE	Micascisti	1253	90	0.39	717770	154050
104	RE-13	Cima Sgiu II	Talus - Lobate	Relitto	-	2200	NE	Micascisti	1253	261	2.42	717770	153950
105	RE-14	Colma I	Talus - Lobate	Relitto	-	2170	N	Micascisti	1253	379	5.67	717950	153750
106	RE-15	Colma II	Talus - Lobate	Relitto	-	2170	SE	Micascisti	1253	302	3.09	718120	153350
107	RE-16	Forca di Pinadee	Talus - Lobate	Relitto	-	2160	E	Micascisti	1253	663	15.43	718650	152800
108	RE-17	Cima di Pinadee I	Talus - Lobate	Relitto	-	2240	NE	Micascisti	1253	283	3.65	718540	152430
109	RE-18	Cima di Pinadee II	Talus - Lobate	Relitto	-	2220	E	Micascisti	1253	455	7.95	718680	152300
110	RE-19	Furnei	Talus - Lobate	Relitto	-	2200	NW	Micascisti	1253	392	6.35	719800	153580
111	RE-20	Quarnei	Talus - Tongue-S.	Relitto	-	2050	E	Micascisti	1253	991	27.50	721550	148700
112	RE-21	Ürbell	Protalus Rampart	Relitto	-	2080	W	Micascisti	1253	199	1.94	721940	148300
113	RE-22	Corte di Cima	Debris - Lobate	Relitto	-	2120	NE	Micascisti	1253	238	2.31	721200	147150
114	RE-23	Guald I	Talus - Lobate	Relitto	-	2020	NE	Paragneiss	1253	519	10.74	722050	146850
115	RE-24	Guald II	Talus - Lobate	Relitto	-	1910	NE	Paragneiss	1253	581	8.58	721950	146200
116	RE-25	Sceru I	Talus-Debris Tongue-Shaped	Relitto	-	1975	NE	Paragneiss	1253 - 1273	1615	45.39	721680	145850
117	RE-26	Sasso di Luzzone	Protalus Rampart	Relitto	-	2070	N	Paragneiss	1273	241	1.90	721200	145800
118	RE-27	Sceru II	Talus - Lobate	Relitto	-	2190	NE	Paragneiss	1273	712	14.84	722350	145500
119	RE-28	Trusvalt	Talus - Lobate	Relitto	-	1900	E	Paragneiss	1273	441	4.38	721700	145400
120	RE-29	Luzzone	Talus - Lobate	Relitto	-	2150	E	Paragneiss	1273	444	6.70	719030	145500
121	RE-30	Lavill I	Protalus Rampart	Relitto	-	2040	NW	Paragneiss	1273	254	2.64	718850	145320
122	RE-31	Lavill II	Talus - Lobate	Relitto	-	2050	W	Micascisti	1273	115	0.59	720050	144000
123	RE-32	Prou	Talus - Lobate	Relitto	-	2040	S	Micascisti	1273	152	1.12	725500	139750
124	RE-33	Padella	Talus - Lobate	Relitto	-	2140	N	Paragneiss	1274	759	11.90	720800	136240
125	RE-34	Airold	Talus - Lobate	Relitto	-	1880	N	Paragneiss	1273	367	5.37	721550	135900
126	RE-35	Pizzo Magn	Talus - Lobate	Relitto	-	1960	NE	Micascisti	1273	454	7.34	722744	136250
127	RE-36	Alpe d'Albèa	Protalus Rampart	Relitto	-	1820	NW	Micascisti	1273	499	6.86	723350	135100
128	RE-37	Alpe di Cava	Talus - Lobate	Relitto	-	1900	NE	Micascisti	1273	949	29.23	723150	134650
129	RE-38	Alpe di Lago I	Talus - Lobate	Relitto	-	2010	N	Trias	1252	493	11.11	694015	155040
130	RE-39	Alpe di Lago II	Protalus Rampart	Relitto	-	2030	N	Trias	1252	199	1.83	693670	155190
131	RE-40	Garióì	Talus - Lobate	Relitto	-	2230	NW	Trias	1252	485	5.23	696655	156685
132	RE-41	Poncioni Negri	Talus - Lobate	Relitto	-	2110	W	Trias	1252	615	15.86	696160	157140
133	RE-42	Lago di Dentro	Protalus Rampart	Relitto	-	2300	W	Trias	1252	278	3.94	699770	156280
134	RE-43	Pianon de Cascinarsa I	Talus - Lobate	Relitto	-	2110	E	Paragneiss	1274	197	1.66	727340	137220
135	RE-44	Pianon de Cascinarsa II	Talus - Lobate	Relitto	-	2130	E	Paragneiss	1274	353	5.91	727525	137620
136	RE-45	Buffalora	Talus - Lobate	Relitto	-	2100	NW	Paragneiss	1274	294	4.40	732280	134710
137	RE-46	Cima d'Aion	Protalus Rampart	Relitto	-	2010	NE	Paragneiss	1294	414	7.18	733240	133750
138	RE-47	Cima del Palo	Talus - Lobate	Relitto	-	1940	N	Paragneiss	1274	555	7.62	734665	136050
139	RE-48	Passo Campolungo	Talus - Lobate	Relitto	-	2140	NE	Paragneiss	1252	504	9.06	697710	146930
140	RE-49	Pizzo Prévat	Talus - Lobate	Relitto	-	2220	NE	Paragneiss	1252	282	3.34	697940	146700
141	RE-50	Morghirolo	Talus - Lobate	Relitto	-	1980	S	Paragneiss	1252	470	9.99	699900	145830
142	RE-51	Pian Grande	Protalus Rampart	Relitto	-	2100	S	Paragneiss	1252	157	1.40	700460	146120
143	RE-52	Motta in Cö	Talus - Lobate	Relitto	-	1760	N	Paragneiss	1252	1291	57.89	700000	146660

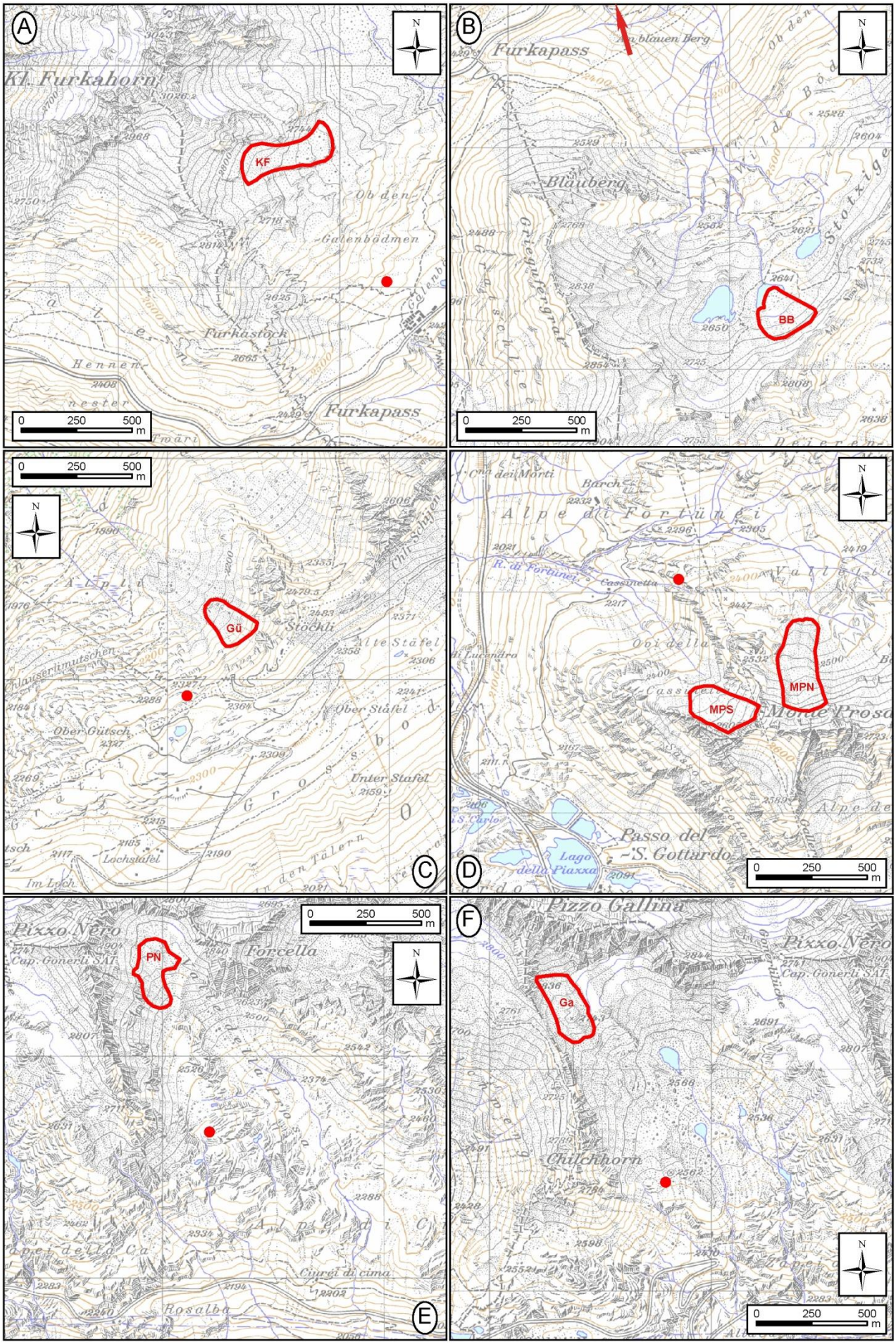
144	RE-53	Pecore	Debris - Lobate	Relitto	-	2300	S	Paragneiss	1251	202	1.62	677320	148860
145	RE-54	Maniò I	Debris - Lobate	Relitto	-	2100	S	Paragneiss	1251	290	3.61	677820	149000
146	RE-55	Maniò II	Talus - Lobate	Relitto	-	2080	S	Paragneiss	1251	616	19.22	678200	149380
147	RE-56	Vinei	Talus - Lobate	Relitto	-	2240	E	Paragneiss	1251	244	2.26	683470	153680
148	RE-57	Ganone	Talus - Lobate (deformato da avanzata glaciale)	Relitto	-	2220	N	Paragneiss	1251-1271	1288	28.19	679220	146350
149	RE-58	Lago di Ravina I	Talus - Lobate	Relitto	-	1900	N	Paragneiss	1252	516	9.46	691780	150000
150	RE-59	Lago di Ravina II	Talus - Lobate	Relitto	-	1900	N	Paragneiss	1252	552	7.97	691920	150300
151	RE-60	Barbugheira	Talus - Lobate	Relitto	-	2170	NE	Paragneiss	1252	207	1.85	697300	148220
152	RE-61	Giubine	Talus - Lobate	Relitto	-	2290	NE	Paragneiss	1272	502	9.39	698550	144670
153	RE-62	Moncucco	Talus - Lobate	Relitto	-	2400	S	Paragneiss	1272	344	4.35	703729	142752
154	RE-63	Motte Alte	Talus - Lobate	Relitto	-	1940	SE	Paragneiss	1272	751	18.60	704750	143310
155	RE-64	Pizzo Forno II	Talus - Lobate	Relitto	-	2520	S	Paragneiss	1272	187	1.45	703180	142940
156	RE-65	Ragàda	Talus - Lobate	Relitto	-	1540	NE	Ortogneiss	1272	269	2.96	703209	140330
157	RE-66	Afata	Talus - Lobate	Relitto	-	1900	N	Ortogneiss	1273	325	4.24	708210	138420
158	RE-67	Cazzane	Talus - Lobate	Relitto	-	1860	N	Ortogneiss	1313	343	5.48	716540	121080
159	RE-68	Albagno	Talus - Lobate	Relitto	-	1900	N	Ortogneiss	1313	272	3.55	716940	120830
160	RE-69	Fornone	Talus - Lobate	Relitto	-	2180	N	Paragneiss	1293	165	1.22	724860	132470
161	RE-70	Piatto di Cransunasc I	Talus - Lobate	Relitto	-	1840	NE	Ortogneiss	1291	321	5.24	685970	132950
162	RE-71	Piatto di Cransunasc II	Talus - Lobate	Relitto	-	1730	N	Ortogneiss	1291	291	2.95	686500	133010
163	RE-72	Orsalietta I	Talus - Lobate	Relitto	-	1900	N	Ortogneiss	1291	219	2.08	684250	133530
164	RE-73	Orsalietta II	Talus - Lobate	Relitto	-	1850	N	Ortogneiss	1291	264	2.22	684030	133630
165	RE-74	Mott I	Talus - Lobate	Relitto	-	2080	NE	Ortogneiss	1271	332	4.19	682290	138500
166	RE-75	Mott II	Talus - Lobate	Relitto	-	2020	NE	Ortogneiss	1271	294	3.72	682512	138400
167	RE-76	Starlaresc	Talus - Lobate	Relitto	-	2340	SE	Paragneiss	1271	383	6.99	686650	145150
168	RE-77	Cröis	Talus - Lobate	Relitto	-	1860	N	Ortogneiss	1271	240	2.03	688550	139980
169	RE-78	Brünesc I	Talus - Lobate	Relitto	-	1970	NE	Paragneiss	1272	335	4.24	691020	137550
170	RE-79	Brünesc II	Debris - Lobate	Relitto	-	1820	N	Paragneiss	1272	359	4.11	691350	137800
171	RE-80	Brünesc III	Talus - Lobate	Relitto	-	1870	NE	Paragneiss	1272	204	1.71	691690	137730
172	RE-81	Redorta I	Talus - Lobate	Relitto	-	2040	W	Ortogneiss	1272	270	2.83	698830	135870
173	RE-82	Redorta II	Talus - Lobate	Relitto	-	2150	W	Ortogneiss	1272	195	1.91	699000	136000
174	RE-83	Sasso Bianco	Talus - Lobate	Relitto	-	2180	W	Paragneiss	1272	325	4.12	695980	144900
175	RE-84	Sassada	Talus - Lobate	Relitto	-	2400	S	Paragneiss	1252	159	1.27	696370	147430
176	RE-85	Fornarelli	Talus - Lobate	Relitto	-	2410	S	Paragneiss	1252	163	1.27	695520	147590
177	RE-86	Massari I	Talus - Lobate	Relitto	-	2100	W	Paragneiss	1252	421	4.60	695260	146860
178	RE-87	Massari II	Talus - Lobate	Relitto	-	2070	W	Paragneiss	1252	149	0.82	695030	146620
179	RE-88	Scheggia	Talus - Lobate	Relitto	-	2140	W	Paragneiss	1252	219	2.03	694500	147680
180	RE-89	Passo Sassello	Talus - Lobate	Relitto	-	2210	S	Paragneiss	1252	162	1.35	691870	149180
181	RE-90	Pizzo di Röd I	Talus - Lobate	Relitto	-	2320	S	Ortogneiss	1272	248	2.97	690640	144890
182	RE-91	Pizzo di Röd II	Protalus Rampart	Relitto	-	2300	S	Ortogneiss	1272	141	0.87	690960	144840
183	RE-92	Tirz I	Talus - Lobate	Relitto	-	2180	N	Ortogneiss	1272	144	1.09	692050	144880
184	RE-93	Tirz II	Talus - Lobate	Relitto	-	2080	E	Ortogneiss	1272	289	2.72	692400	144800
185	RE-94	Herli I	Talus - Lobate	Relitto	-	2260	S	Paragneiss	1291	216	2.20	680130	132220
186	RE-95	Herli II	Talus - Lobate	Relitto	-	2390	S	Paragneiss	1291	265	2.61	680640	132380
187	RE-96	Herli III	Talus - Lobate	Relitto	-	2400	S	Paragneiss	1291	224	2.11	680850	132300
188	RE-97	Rossboda	Talus - Lobate	Relitto	-	2230	E	Paragneiss	1291	206	1.64	677800	129690
189	RE-98	Tirman	Talus - Lobate	Relitto	-	1860	NE	Ortogneiss	1291	120	0.65	680550	122280
190	RE-99	Grosshorn	Talus - Lobate	Relitto	-	1800	N	Paragneiss	1291	105	0.49	680100	128800
191	RE-100	Wyss Gufar	Talus - Lobate	Relitto	-	1900	N	Paragneiss	1291	302	3.40	682358	128960
192	RE-101	Alpe di Spluga I	Talus - Lobate	Relitto	-	1920	E	Paragneiss	1292	244	3.03	694820	130080
193	RE-102	Alpe di Spluga II	Talus - Lobate	Relitto	-	1900	E	Paragneiss	1292	172	1.04	694760	130020
194	RE-103	Alpe di Spluga III	Talus - Lobate	Relitto	-	1810	E	Paragneiss	1292	197	1.15	694170	129870
195	RE-104	Molinera I	Talus - Lobate	Relitto	-	2010	NE	Ortogneiss	1291	346	4.07	687390	124740
196	RE-105	Molinera II	Talus - Lobate	Relitto	-	1870	NE	Ortogneiss	1291	495	8.46	687750	124640
197	RE-106	Molinera III	Talus - Lobate	Relitto	-	1880	NE	Ortogneiss	1291	253	2.57	687880	124550
198	RE-107	Lago d'Alzasca	Talus - Lobate	Relitto	-	1860	N	Ortogneiss	1291	296	3.39	688670	124230
199	RE-108	Böcc di Rochett	Talus - Lobate	Relitto	-	1810	NE	Ortogneiss	1291	419	6.88	698050	124140
200	RE-109	Passo del Cocco	Talus - Lobate	Relitto	-	2090	E	Ortogneiss	1292	131	0.55	696590	132590
201	RE-110	Corte di Starlaresc	Talus - Lobate	Relitto	-	1860	N	Ortogneiss	1292	377	5.93	703060	125350
202	RE-111	Alpe Bardughé	Talus - Lobate	Relitto	-	1640	S	Ortogneiss	1293-1313	346	5.33	710670	121950
203	RE-112	Alpe Mugaglia	Talus - Lobate	Relitto	-	1700	N	Ortogneiss	1292	305	3.07	700920	133380

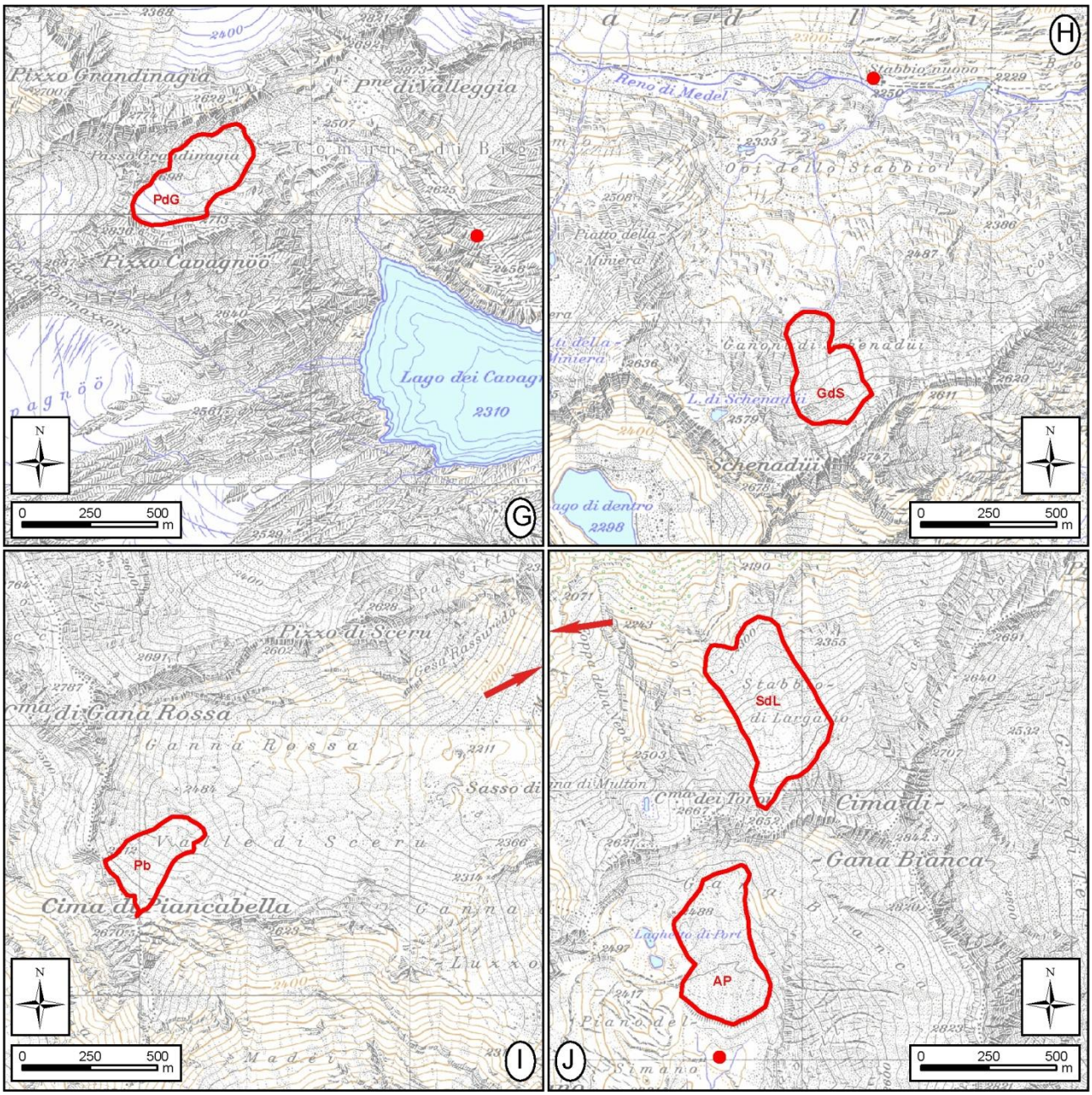
Allegato 3.1: tabella degli attributi del catasto dei ghiacciai rocciosi delle Alpi Ticinesi.

N.	Sito	Regione	Orientazione	Altimetria (m slm)	Velocità[1] (m/a)	Inizio monit.	Resposabile[4]	Osservazioni
Alpi vallesane								
1	Petit-Vélan	Gran St. Bernardo (VS)	NE	2510-2820	3.0 – 10[2]	2005	UniFR	
2	Aget	Valle di Bagnes (VS)	SE	2810-2890	0.1 - 0.3	2001	UniFR	PERMOS
3	Mille	Valle di Bagnes (VS)	NE	2350-2440	< 0.1	2003	UniFR	
4	Lac des Vaux B	Valle di Bagnes (VS)	NW	2710-2780	0.3 - 1.0[2]	2005	UniL	
5	Lapires	Valle di Nendaz (VS)	NNE	2640-2610	0.3 - 1.0	2007	UniFR	PERMOS
6	Mont-Gelé B	Valle di Nendaz (VS)	NE	2600-2740	0.3 - 1.0[2]	2000	UniL	PERMOS
7	Mont-Gelé C	Valle di Nendaz (VS)	NE	2620-2820	0.1 - 0.3	2000	UniL	PERMOS
8	Lués Rares	Valle di Nendaz (VS)	NE	2340-2420	0.1 - 0.3	2006	UniL	
9	Tsarmine	Valle di Arolla (VS)	W	2460-2640	1.0 - 3.0	2004	UniFR/L	PERMOS
10	Les Cliosses	Valle di Hérens (VS)	W	2460-2600	0.1 - 0.3	2006	UniL	
11	Becs-de-Bosson	Valle di Réchy (VS)	NW	2610-2850	0.3 - 1.0[2]	2001	UniFR	PERMOS
12	Tsaté	Valle di Moiry (VS)	NE	2680-2860	3.0 – 10[2]	2005	UniL	
13	Bonnard	Valle di Anniviers (VS)	WSW	2840-3000	0.3 - 1.0	2006	Cantone VS	
14	HuHH1	Valle di Turtmann (VS)	NNW	2630-2780	0.3 - 1.0	2001	UniZH	PERMOS
15	HuHH3	Valle di Turtmann (VS)	NW	2515-2650	1.0 - 3.0	2002	UniZH	PERMOS
16	Grosse Grabe	Valle di Zermatt (VS)	W	2400-2700	3.0 – 10[2]	2007	UniFR	
17	Gugla	Valle di Zermatt (VS)	W	2600-2800	3.0 – 10[2]	2007	UniFR	
18	Dirru	Valle di Zermatt (VS)	WNW	2520-2950	3.0 – 10[2]	2007	UniFR	
19	Chessi	Valle di Zermatt (VS)	WNW	2500-2900	1.0 - 3.0[3]	2009	UniFR	
20	Gänder	Valle di Zermatt (VS)	NW	2410-2770	3.0 - 10[2, 3]	2009	UniFR	
21	Jegi	Valle di Saas (VS)	W	2460-2730	3.0 - 10[2, 3]	2009	UniFR	
Alpi Bernesi								
22	Furggentälti	Gemmi (BE)	N	2450-2650	0.3 - 1.0	1994	UniBE	PERMOS
23	Grosses	Gufer Aletsch (VS)	NW	2360-2600	0.3 - 1.0[2]	2007	UniFR	PERMOS
Regione Gottardo								
24	**Klein Furkahorn**	**Furka (UR)**	**ENE**	**2630-2740**	**0.1 - 0.2**	**2009**	**UniFR**	
25	**Blaubergsee**	**Furka (UR)**	**N**	**2640-2700**	**0.1 - 0.2**	**2009**	**UniFR**	
26	**Gütsch**	**Andermatt (UR)**	**NW**	**2190-2240**	**< 0.1**	**2009**	**UniFR**	
Alpi Ticinesi								
27	**Monte Prosa Nord**	**Gottardo (TI)**	**N**	**2430-2600**	**0.3 - 0.6**	**2009**	**UniFR**	**PERMOS**
28	**Monte Prosa Sud**	**Gottardo (TI)**	**WNW**	**2450-2520**	**0.1 - 0.4**	**2009**	**UniFR**	**PERMOS**
29	**Pizzo Nero**	**Nufenen (TI)**	**S**	**2600-2700**	**0.1 - 0.2**	**2009**	**GPT**	
30	**Passo di Grandinagia**	**Valle Maggia (TI)**	**NE**	**2560-2800**	**0.1 - 0.2**	**2009**	**GPT**	
31	**Ganoni di Schenadüi**	**Val Cadlimo (TI)**	**N**	**2470-2640**	**0.1 - 0.3**	**2009**	**GPT**	
32	**Piancabella**	**Valle di Blenio (TI)**	**NE**	**2450-2550**	**0.1 - 0.5**	**2009**	**GPT**	**PERMOS**
33	**Stabbio di Largario**	**Valle di Blenio (TI)**	**N**	**2300-2550**	**0.3 - 0.6**	**2009**	**GPT**	**PERMOS**
AP	**Alpe Pièi**	**Valle di Blenio (TI)**	**S**	**2350-2470**	**< 0.1**	**2009**	**GPT**	
Ga	**Gallina**	**Nufenen (TI)**	**S**	**2680-2770**	**0.1-0.2[3]**	**2012**	**GPT**	
Grigioni								
34	Murtèl	Upper Engadine (GR)	NW	2630-2800	< 0.1	2009	UniZH	PERMOS
35	Marmugnun	Upper Engadine (GR)	NW	2650-2700	0.1 - 0.3	2009	UniZH	
36	Gupf	Upper Engadine (GR)	NW	2650-2700	0.3 - 1.0	2009	UniZH	
37	Chastelets	Upper Engadine (GR)	NW	2650-2700	0.3 - 1.0[5]	2009	UniZH	
38	Muragl	Upper Engadine (GR)	NW	2490-2750	0.3 - 1.0[5]	2009	UniZH	PERMOS

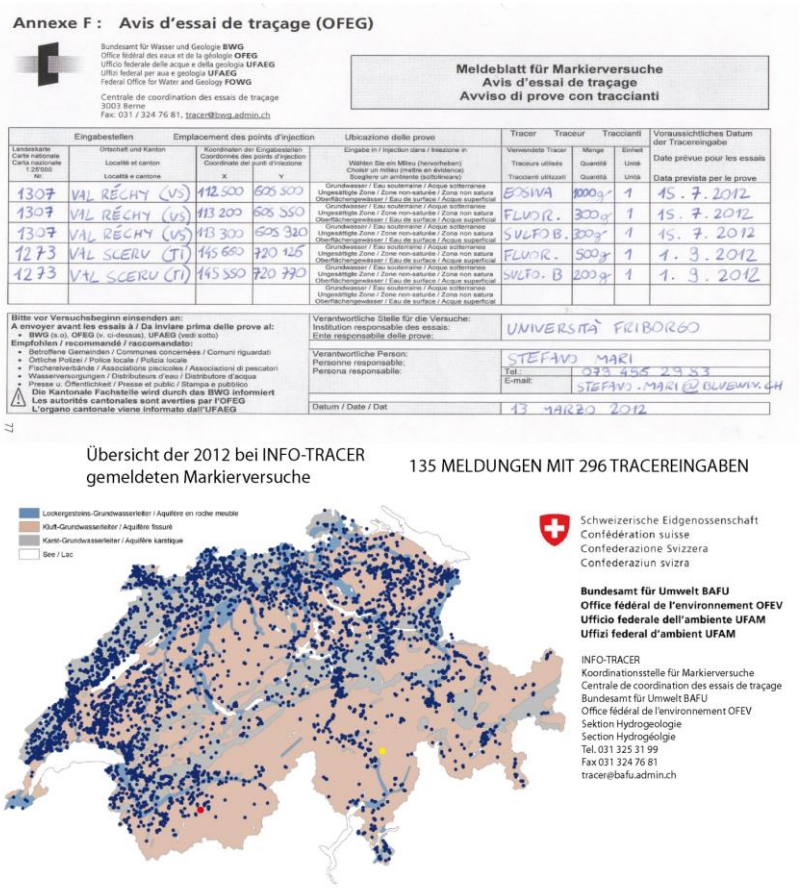
[1] ordine di velocità annuali orizzontali come media di tutto il ghiacciaio roccioso (*refernece value*)
[2] ordine di velocità annuali orizzontali come media delle sezioni più veloci del ghiacciaio roccioso.
[3] valori solo per l'estate 2012
[4] UniFR, UniL, UniBE, UniZH, GPT: Università di Friborgo, Losanna, Berna, Zurigo e Gruppo Permafrost Ticino rispettivamente
[5] Valori solo per 08/2009-07/2010

Allegato 4.1: lista dei ghiacciai rocciosi attualmente monitorati con rilevamenti terrestri nelle Alpi Svizzere. In grassetto i ghiacciai rocciosi monitorati per questa tesi (dati modificati da Delaloye *et al.*, 2010a).


A
Kl. Furkahorn
KF
Furkastock
Furkapass
B
Furkapass
Blauberg
BB
C
Gü
Stöckli
Ober Gütsch
Unter Stafel
D
Alpe di Fortünei
Cassinetta
MPN
MPS
Passo del S. Gottardo
Lago della Piazza
E
Pixxo Nero
PN
Forcella
F
Pizzo Gallina
Ga
Chilchhorn
0 250 500 m
N



Allegato 4.2: localizzazione geografica (perimetro) dei ghiacciai rocciosi oggetto di monitoraggio termico e cinematico per questo lavoro: (A) Kleinfurka; (B) Blauberg; (C) Gütsch; (D) Monte Prosa Nord e Monte Prosa Sud; (E) Pizzo Nero; (F) Gallina; (G) Passo di Grandinagia; (H) Ganoni di Schenadüi; (I) Piancabella; (J) Stabbio di Largario e Alpe Pièi. Il punto rosso indica la posizione della base di referenza, la freccia rossa la direzione di questa quando non si trova sulla carta (fonte swisstopo).



Annexe F : Avis d'essai de traçage (OFEG)

Bundesamt für Wasser und Geologie **BWG**
Office fédéral des eaux et de la géologie **OFEG**
Ufficio federale delle acque e della geologia **UFAEG**
Uffizi federal per aua e geologia **UFAEG**
Federal Office for Water and Geology **FOWG**

Centrale de coordination des essais de traçage
3003 Berne
Fax: 031 / 324 76 81, tracer@bwg.admin.ch

Meldeblatt für Markierversuche
Avis d'essai de traçage
Avviso di prove con traccianti

Eingabestellen / Emplacement des points d'injection / Ubicazione delle prove				Tracer / Traceur / Traccianti			Voraussichtliches Datum der Tracereingabe / Date prévue pour les essais / Data prevista per le prove
Landeskarte / Carte nationale / Carta nazionale 1:25'000 Nr.	Ortschaft und Kanton / Localité et canton / Località e cantone	Koordinaten der Eingabestellen / Coordonnées des points d'injection / Coordinate dei punti d'iniezione X	Y	Eingabe in / Injection dans / Iniezione in: Wählen Sie ein Milieu (Versickerbein) / Choisir un milieu (mettre en évidence) / Scegliere un ambiente (sottolineare): Grundwasser / Eau souterraine / Acque sotterranee; Ungesättigte Zone / Zone non-saturée / Zona non satura; Oberflächengewässer / Eau de surface / Acque superficial	Verwendete Tracer / Traceurs utilisés / Traccianti utilizzati	Menge / Quantité / Quantità	Einheit / Unité / Unità	
1307	VAL RÉCHY (VS)	112 500	605 500		EOSIN A	1000 g	1	15. 7. 2012
1307	VAL RÉCHY (VS)	113 200	605 550		FLUOR.	300 g	1	15. 7. 2012
1307	VAL RÉCHY (VS)	113 300	605 320		SULFO B.	300 g	1	15. 7. 2012
1273	VAL SCERU (TI)	145 650	720 125		FLUOR.	500 g	1	1. 3. 2012
1273	VAL SCERU (TI)	145 550	720 770		SULFO. B	200 g	1	1. 3. 2012

Bitte vor Versuchsbeginn einsenden an:
À envoyer avant les essais à / Da inviare prima delle prove al:
- **BWG** (s.o), **OFEG** (v. ci-dessus), **UFAEG** (vedi sotto)

Empfohlen / recommandé / raccomandato:
- Betroffene Gemeinden / Communes concernées / Comuni riguardati
- Örtliche Polizei / Police locale / Polizia locale
- Fischereiverbände / Associations piscicoles / Associazioni di pescatori
- Wasserversorgungen / Distributeurs d'eau / Distributore d'acqua
- Presse u. Öffentlichkeit / Presse et public / Stampa e pubblico
- **Die Kantonale Fachstelle wird durch das BWG informiert**
- **Les autorités cantonales sont averties par l'OFEG**
- **L'organo cantonale viene informato dall'UFAEG**

Verantwortliche Stelle für die Versuche: / Institution responsable des essais: / Ente responsabile delle prove: UNIVERSITÀ FRIBORGO

Verantwortliche Person: / Personne responsable: / Persona responsabile: STEFANO MARI

Tel.: 079 455 29 53

E-mail: STEFANO.MARI@UNIFR.CH

Datum / Date / Dat: 13. MARZO 2012

Übersicht der 2012 bei INFO-TRACER gemeldeten Markierversuche

135 MELDUNGEN MIT 296 TRACEREINGABEN

Lockergesteins-Grundwasserleiter / Aquifère en roche meuble
Kluft-Grundwasserleiter / Aquifère fissuré
Karst-Grundwasserleiter / Aquifère karstique
See / Lac

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Umwelt BAFU
Office fédéral de l'environnement OFEV
Ufficio federale dell'ambiente UFAM
Uffizi federal d'ambient UFAM

INFO-TRACER
Koordinationsstelle für Markierversuche
Centrale de coordination des essais de traçage
Bundesamt für Umwelt BAFU
Office fédéral de l'environnement OFEV
Sektion Hydrogeologie
Section Hydrogéologie
Tel. 031 325 31 99
Fax 031 324 76 81
tracer@bafu.admin.ch

Allegato 5.1:

formulario per l'avviso di tracciamenti all'ufficio federale delle acque e della geologia (UFAEG) e panoramica di tutte le prove di tracciamento effettuate in Svizzera nel 2012. Il punto giallo corrisponde al multitracciamento effettuato nella Valle di Sceru e il punto rosso alla prova di multitracciamento effettuata nel Vallon de Réchy (immagine modificata da BAFU, 2013).

Misura	Punto	Coordinate	Data	Quantità sale (g)	Portata (lt/s)	Salinità (mg/lt)	Temp. (°C)	Conduttività (µs)
S1	1 (Ri Barboi)	721 996/146 220	18.08.2012	100	62,2	21	5	38
S2	2 (Rongia di Sceru)	722 036/145 963	18.08.2012	100	21.2	30	5.8	56
	1A (RG lobo N)	721 972/146 182	18.08.2012			20	3.9	37
	1B (RG lobo N)	721 956/146 193	18.08.2012			22	3.8	40
	1C (RG lobo N)	721 940/146 208	18.08.2012			21	3.8	38
	2E (RG lobo S)	721 985/145 951	18.08.2012			29	2.3	52
	F (Fronte RG)	720 138/145 667	18.08.2012			4	0.5	8

Allegato 5.2: misure idrologiche Valle di Sceru.

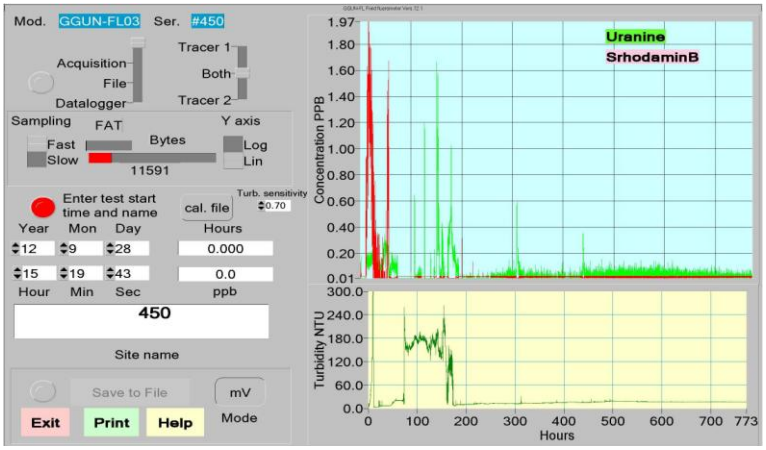
Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Uranine (oui/non)	Remarque
Sceru1	19.09.2012	Sc1_U	oui	faible signal
Sceru 1A	19.09.2012	Sc1A_U	oui	faible signal
Sceru 1B	19.09.2012	Sc1B_U	oui	faible signal
Sceru 1C	19.09.2012	Sc1C_U	oui	faible signal
Sceru 2	19.09.2012	Sc2_U	oui	faible signal
Sceru 2E	19.09.2012	Sc2E_U	oui	faible signal
Sceru 3	19.09.2012	Sc3_U	traces	fort bruit de fond donc signal peut-être caché par MO
Sceru 4	19.09.2012	Sc4_U	oui	
Sceru 5	19.09.2012	Sc5_U	oui	

Allegato 5.3: analisi fluocaptori fluoresceina Valle di Sceru dopo 32 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Sulfo B (oui/non)	Remarque
Sceru1	19.09.2012	Sc1_S	oui	signal très fort, rose à l'œil
Sceru 1A	19.09.2012	Sc1A_S	oui	signal très fort
Sceru 1B	19.09.2012	Sc1B_S	oui	signal très fort, rose à l'œil
Sceru 1C	19.09.2012	Sc1C_S	oui	signal très fort
Sceru 2	19.09.2012	Sc2_S	oui	faible signal
Sceru 2E	19.09.2012	Sc2E_S	oui	faible signal
Sceru 3	19.09.2012	Sc3_S	non détecté	
Sceru 4	19.09.2012	Sc4_S	non détecté	
Sceru 5	19.09.2012	Sc5_S	non détecté	

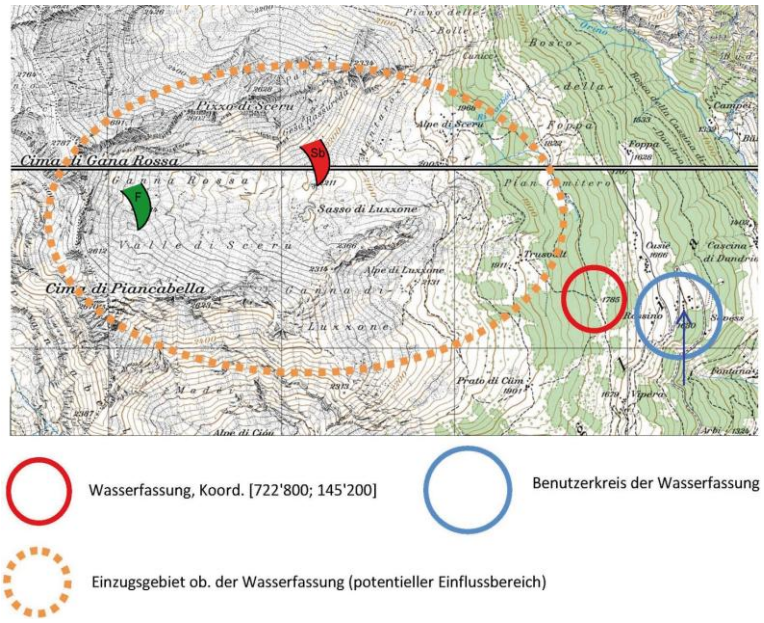
Allegato 5.4:

analisi fluocaptori sulforodamina-B Valle di Sceru dopo 32 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).



Allegato 5.5:

restituzioni coloranti alla Rongia di Sceru.



Allegato 5.6:

carta elaborata da Stefano Baggi. I simboli Sb e F sono stati aggiunti per mostrare i punti di iniezione dei coloranti. Il signor Baggi ha indicato, secondo il suo parere, la zona potenziale di influenza della circolazione dei traccianti (cerchio tratteggiato arancio), il pozzo di captazione dell'acquedotto (cerchio rosso) e il suo rustico dove è stata vista l'acqua rosa (freccia blu).

Misura	Punto	Coordinate	Data	Oss.	Quantità sale (g)	Portata (lt/s)	Salinità (mg/lt)	Temp. (°C)	Cond. (µs)
R1	3 (Becs de Bosson dx)	605 552/114 047	19.07.2012		50	15.4	74	3.5	134
R2	1 (Tsavolire)	605 183/112 859	21.07.2012	dopo temporale 20mm	100	22	278	4	494
R3	4 (sorgente lat BdB)	605 398/113 911	19.07.2012		150	33.7	80	10.7	142
R4	2 (Becs de Bosson sx)	605 282/113 649	20.07.2012		100	35.5	143	5.3	257
R5	1 (Tsavolire)	605 183/112 859	20.07.2012		100	13.5	342	13.8	609
R6	2 (Becs de Bosson sx)	605 282/113 649	21.07.2012	dopo temporale 20mm	100	36	135	3.6	242
R7	4 (sorgente lat BdB)	605 398/113 911	21.07.2012	dopo temporale 20mm	100	34.2	71	8.7	125
R8	3 (Becs de Bosson dx)	605 552/114 047	21.07.2012	dopo temporale 20mm	100	20.1	72	1.8	128
R9	C (Becs de Bosson dx)	605 856/113 288	21.07.2012	punto iniezione	25	2.7	92	2.8	163
R10	B (Becs de Bosson sx)	605 827/113 154	21.07.2012	punto iniezione	25	10.9	210	2.6	374
R11	A (Tsavolire)	605 547/112 596	21.07.2012	punto iniezione sul nevaio	20	2.2	88	0.1	157
R12	1 (Tsavolire)	605 183/112 859	21.07.2012	alla sera	100	13.9	318	8.4	552
	2A (Becs de Bosson sx)	605 387/113 623	20.07.2012	fronte RG BdB			106	1.6	190
	2B (Becs de Bosson sx)	605 367/113 546	20.07.2012	falda detrito laterale BdB			60	4.5	105
	1A (Tsavolire)	605 278/112 750	20.07.2012	fronte RG TS			380	0.8	678
	1B (Tsavolire)	605 247/122747	20.07.2012	falda detrito laterale TS			170	8	302

Allegato 5.7: misure idrologiche Valle di Réchy.

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Uranine	Remarque
Réchy 1	20.07.2012 13:00	R20_1U	non détecté	
Réchy 2	20.07.2012 10:55	R20_2U	oui	
Réchy 3	20.07.2012 10:00	R20_3U	oui	
Réchy 4	20.07.2012 10:10	R20_4U	oui	
Réchy 5	20.07.2012 14:50	R20_5U	non détecté	

Allegato 5.8:

analisi fluocaptori fluoresceina Valle di Réchy dopo 1 giorno dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Eosine	Remarque
Réchy 1	20.07.2012 13:00	R20_1E	oui	signal très fort
Réchy 2	20.07.2012 10:55	R20_2E	non détecté	
Réchy 3	20.07.2012 10:00	R20_3E	non détecté	
Réchy 4	20.07.2012 10:10	R20_4E	non détecté	
Réchy 5	20.07.2012 14:50	R20_5E	oui	

Allegato 5.9:

analisi fluocaptori eosina Valle di Réchy dopo 1 giorno dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Sulfo B	Remarque	
Réchy 1	20.07.2012 13:00	R20_1S	non détecté		
Réchy 2	20.07.2012 10:55	R20_2S	?	traces?	il y a éventuellement des traces mais c'est peut-être dû à une autre substance
Réchy 3	20.07.2012 10:00	R20_3S	oui	traces	traces avérées
Réchy 4	20.07.2012 10:10	R20_4S	?	traces?	il y a éventuellement des traces mais c'est peut-être dû à une autre substance
Réchy 5	20.07.2012 14:50	R20_5S	non détecté		

Allegato 5.10: analisi fluocaptori sulforodamina-B Valle di Réchy dopo 1 giorno dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Uranine	Remarque
Réchy 1	21.07.2012 16:20	R21_1U	non détecté	
Réchy 2	21.07.2012 11:00	R21_2U	oui	
Réchy 3	21.07.2012 12:00	R21_3U	oui	
Réchy 4	21.07.2012 11:30	R21_4U	oui	

Allegato 5.11:

analisi fluocaptori fluoresceina Valle di Réchy tra 1 e 2 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Eosine	Remarque
Réchy 1	21.07.2012 16:20	R21_1E	oui	signal très fort
Réchy 2	21.07.2012 11:00	R21_2E	non détecté	
Réchy 3	21.07.2012 12:00	R21_3E	non détecté	
Réchy 4	21.07.2012 11:30	R21_4E	non détecté	

Allegato 5.12:

analisi fluocaptori eosina Valle di Réchy tra 1 e 2 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Sulfo B	Remarque	
Réchy 1	21.07.2012 16:20	R21_1S	non détecté		
Réchy 2	21.07.2012 11:00	R21_2S	?	traces?	il y a éventuellement des traces mais c'est peut-être dû à une autre substance
Réchy 3	21.07.2012 12:00	R21_3S	oui	traces	traces avérées
Réchy 4	21.07.2012 11:30	R21_4S	?	traces?	il y a éventuellement des traces mais c'est peut-être dû à une autre substance

Allegato 5.13: analisi fluocaptori sulforodamina-B Valle di Réchy tra 1 e 2 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Uranine	Remarque	
Réchy 1	22.07.2012 09:30	R22_1U	non détecté		
Réchy 2	22.07.2012 07:30	R22_2U	?	traces?	il y a éventuellement des traces mais c'est peut-être dû à une autre substance
Réchy 3	22.07.2012 07:45	R22_3U	?	traces?	il y a éventuellement des traces mais c'est peut-être dû à une autre substance
Réchy 4	22.07.2012 07:40	R22_4U	oui	traces	traces avérées

Allegato 5.14: analisi fluocaptori fluoresceina Valle di Réchy tra 2 e 3 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Eosine	Remarque
Réchy 1	22.07.2012 09:30	R22_1E	oui	signal très fort
Réchy 2	22.07.2012 07:30	R22_2E	non détecté	
Réchy 3	22.07.2012 07:45	R22_3E	non détecté	
Réchy 4	22.07.2012 07:40	R22_4E	non détecté	

Allegato 5.15:

analisi fluocaptori eosina Valle di Réchy tra 2 e 3 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Sulfo B	Remarque
Réchy 1	22.07.2012 09:30	R22_1S	non détecté	
Réchy 2	22.07.2012 07:30	R22_2S	non détecté	
Réchy 3	22.07.2012 07:45	R22_3S	non détecté	
Réchy 4	22.07.2012 07:40	R22_4S	non détecté	

Allegato 5.16:

analisi fluocaptori sulforodamina-B Valle di Réchy tra 2 e 3 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Uranine	Remarque	
Réchy 1	11.08.2012 11:30	R11_1U	non détecté		
Réchy 2	11.08.2012 14:00	R11_2U	?	traces ?	il y a éventuellement des traces mais c'est peut-être dû à une autre substance
Réchy_2A	11.08.2012 13:00	R11_2AU	oui		
Réchy_2B	11.08.2012 13:00	R11_2BU	non détecté		
Réchy 3	11.08.2012 13:10	R11_3U	oui	traces	traces avérées
Réchy 4	11.08.2012 13:40	R11_4U	non détecté		
Réchy 6	11.08.2012 09:30	R11_6U	non détecté		
Réchy 7	11.08.2012 17:00	R11_7U	non détecté		
Réchy 8	11.08.2012 16:50	R11_8U	non détecté		

Allegato 5.17: analisi fluocaptori fluoresceina Valle di Réchy fino a 23 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Eosine	Remarque	
Réchy 1	11.08.2012 11:30	R11_1E	oui	signal fort	
Réchy 2	11.08.2012 14:00	R11_2E	non détecté		
Réchy_2A	11.08.2012 13:00	R11_2AE	?	traces?	il y a éventuellement des traces mais c'est peut-être dû à une autre substance
Réchy_2B	11.08.2012 13:00	R11_2BE	non détecté		
Réchy 3	11.08.2012 13:10	R11_3E	?	traces?	il y a éventuellement des traces mais c'est peut-être dû à une autre substance
Réchy 4	11.08.2012 13:40	R11_4E	non détecté		
Réchy 6	11.08.2012 09:30	R11_6E	non détecté		
Réchy 7	11.08.2012 17:00	R11_7E	?	traces?	il y a éventuellement des traces mais c'est peut-être dû à une autre substance
Réchy 8	11.08.2012 16:50	R11_8E	non détecté		

Allegato 5.18: analisi fluocaptori eosina Valle di Réchy fino a 23 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Long. Onde pic	Sulfo B	Remarque
Réchy 1	11.08.2012 11:30	Réchy 1	R11_1S	non détecté	
Réchy 2	11.08.2012 14:00	Réchy 2	R11_2S	non détecté	
Réchy_2A	11.08.2012 13:00	Réchy_2A	R11_2AS	non détecté	
Réchy_2B	11.08.2012 13:00	Réchy_2B	R11_2BS	non détecté	
Réchy 3	11.08.2012 13:10	Réchy 3	R11_3S	non détecté	
Réchy 4	11.08.2012 13:40	Réchy 4	R11_4S	non détecté	
Réchy 6	11.08.2012 09:30	Réchy 6	R11_6S	non détecté	
Réchy 7	11.08.2012 17:00	Réchy 7	R11_7S	non détecté	
Réchy 8	11.08.2012 16:50	Réchy 8	R11_8S	non détecté	

Allegato 5.19:

analisi fluocaptori sulforodamina-B Valle di Réchy fino a 23 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Uranine
Réchy 1	27.09.2012	R27_1U	non détecté
Réchy 2	27.09.2012	R27_2U	non détecté
Réchy 3	27.09.2012	R27_3U	non détecté
Réchy 4	27.09.2012	R27_4U	non détecté
Réchy 6	27.09.2012	R27_6U	non détecté

Allegato 5.20:

analisi fluocaptori fluoresceina Valle di Réchy tra 23 e 70 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Eosine
Réchy 1	27.09.2012	R27_1E	oui
Réchy 2	27.09.2012	R27_2E	non détecté
Réchy 3	27.09.2012	R27_3E	non détecté
Réchy 4	27.09.2012	R27_4E	non détecté
Réchy 6	27.09.2012	R27_6E	non détecté

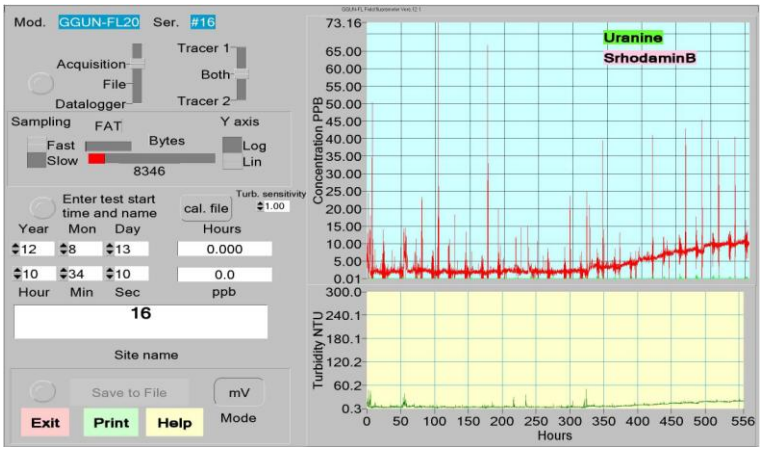
Allegato 5.21:

analisi fluocaptori eosina Valle di Réchy tra 23 e 70 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Sulfo B
Réchy 1	27.09.2012	R27_1S	non détecté
Réchy 2	27.09.2012	R27_2S	non détecté
Réchy 3	27.09.2012	R27_3S	non détecté
Réchy 4	27.09.2012	R27_4S	non détecté
Réchy 6	27.09.2012	R27_6S	non détecté

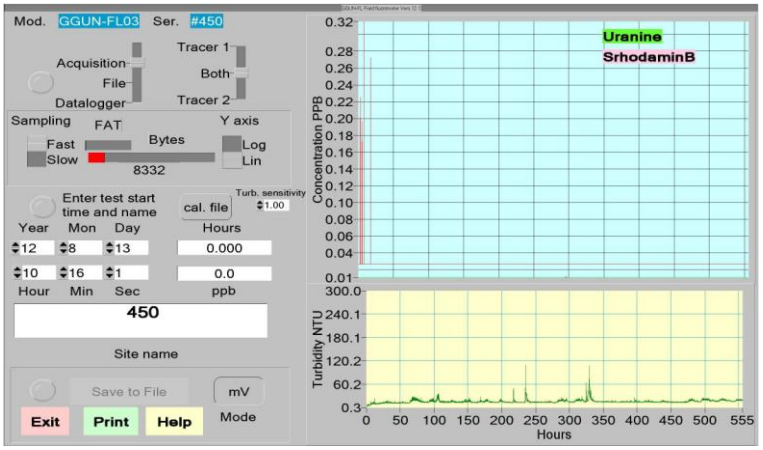
Allegato 5.22:

analisi fluocaptori sulforodamina-B Valle di Réchy tra 23 e 70 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Lorienne Thuler del CHYN).



Allegato 5.23:

restituzioni coloranti alla sorgente sinistra di Becs de Bosson.

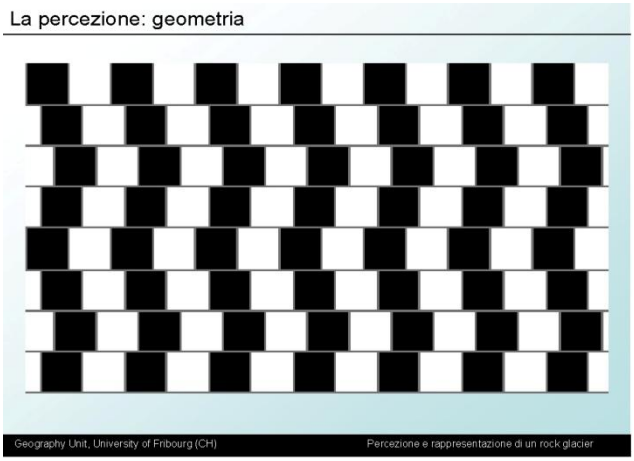


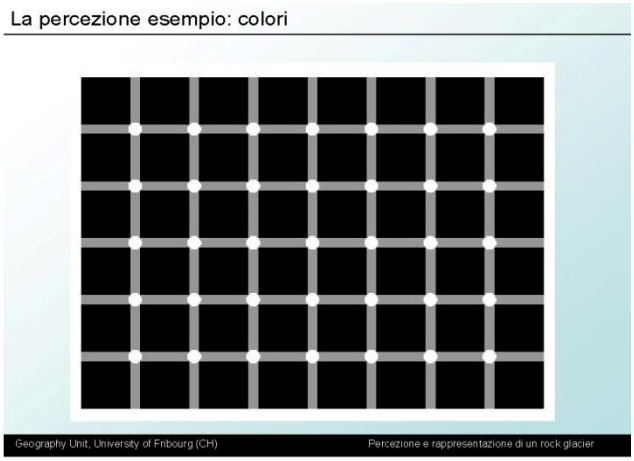
Allegato 5.24:

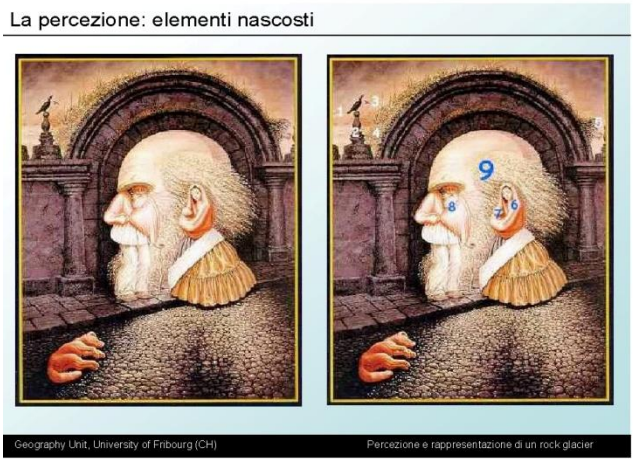
restituzioni coloranti alla sorgente destra di Becs de Bosson.

Site	Date de retrait du FC	N° analyse	Sulfo B (eq. ppb)	Uranine (eq. ppb)	Eosine (eq. ppb)
Réchy 2	11.08.2013	novbs014	non	traces	non
Réchy 3	11.08.2013	novbs015	non	traces	non
Réchy 4	11.08.2013	novbs016	non	non	non
Réchy 7	11.08.2013	novbs019	non	traces	non
Réchy 8	11.08.2013	novbs020	non	non	non
Sceru 1	25.09.2013	novbs021	oui (89.19 ppb)	oui (1.42 ppb)	-
Sceru 2	25.09.2013	novbs028	oui (6.59 ppb)	oui (0.28 ppb)	-
Sceru 3	25.09.2013	novbs030	non	non	-
Sceru 5	25.09.2013	novbs031	non	non	-

Allegato 5.25: analisi fluocaptori sulforodamina-B e fluoresceina (uranina) nella Valle di Sceru tra 32 e 403 giorni dalle iniezioni; sulforodamina-B, fluoresceina (uranina) e eosina nella Valle di Réchy a tra 70 e 388 giorni dalle iniezioni (analisi effettuate da Bibiane Schlunegger del CHYN). I valori in ppb si riferiscono all'equivalenza di quel valore.













Allegato 6.1: diapositive *power-point* sui vari tipi di percezione mostrate agli allievi del LAM in occasione del colloquio semistrutturato del 24 aprile 2012 (Science et Vie Junior, 2005).

Colloquio del 24 aprile 2012

A) La percezione delle microforme di un rock glacier.

Rispondete alle domande seguenti:

1) Fate uno schizzo dall'alto del vostro rock glacier ed evidenziate le microforme più evidenti.

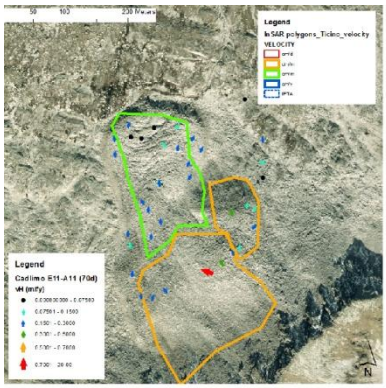
2) Disegnate ora un profilo del rock glacier che mostri anche qui le sue microforme.

3) Accanto ad ogni microforma, mettete un numero che ne mostri l'evidenza (quella che si vede prima) in modo crescente (1, 2, 3, 4, 5,…)

4) Spiegate qui sotto il motivo della vostra scelta formulando una sintesi generale.

B) La rappresentazione di un rock glacier

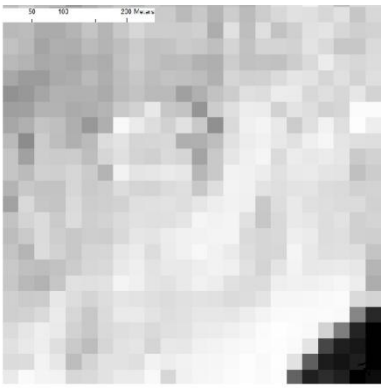
Qui sotto trovate 6 esempi di supporto cartaceo con cui lavorare. Rispondete in seguito alle domande.



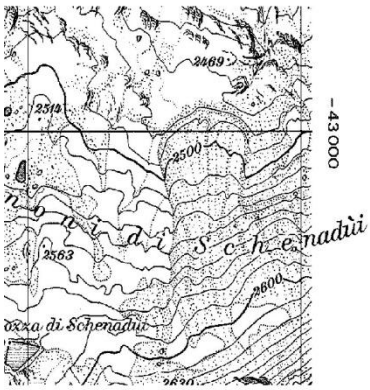
Carta mista



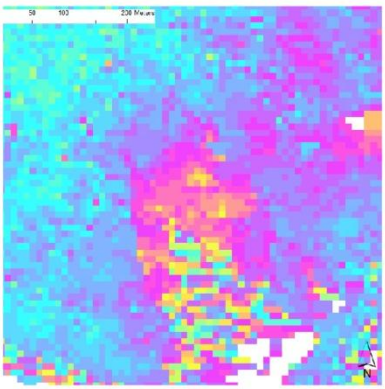
Topografica 1:25000



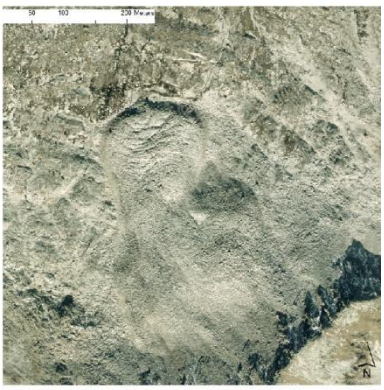
DEM 25m



Corografico 1.10000



Interferogramma InSAR



Ortofoto

1) Quale fondo di carta ti piace di più? Perché?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

2) Quale fondo di carta ti piace di meno? Perché?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

3) Quale fondo di carta ti facilita l'orientamento sul terreno? Perché?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

4) Quale fondo di carta facilita il passaggio carta-realtà? Perché?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

5) Quale fondo di carta identifica meglio le microforme di un rock glacier? Perché?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

6) Quale fondo di carta è più adatta ad essere utilizzata per elaborazioni successive? Perché?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

C) Risultati dopo la discussione

Dopo aver discusso delle scelte effettuate e aver sentito l'opinione dei compagni, magari hai cambiato idea sulla scelta dei fondi di carta più adeguati. Prova ora a rimettere le crocette.

1) Quale fondo di carta ti piace di più?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

2) Quale fondo di carta ti piace di meno?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

3) Quale fondo di carta ti facilita l'orientamento sul terreno?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

4) Quale fondo di carta facilita il passaggio carta-realtà?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

5) Quale fondo di carta identifica meglio le microforme di un rock glacier?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

6) Quale fondo di carta è più adatta ad essere utilizzata per elaborazioni successive?

☐ Carta mista ☐ Topografica 1:25000 ☐ DEM 25m

☐ Corografico 1.10000 ☐ Interferogramma InSAR ☐ Ortofoto

D) Commenti e suggerimenti

E) Aperitivo



Allegato 6.2: questionario distribuito agli allievi del LAM 2011 in occasione del colloquio semistrutturato del 24 aprile 2012.

*****