

POLITECNICO DI TORINO

FACOLTÀ DI INGEGNERIA

CORSO DI DOTTORATO IN AMBIENTE E TERRITORIO  
ANALISI GEOTERRITORIALI

TESI DI DOTTORATO

ENRICO SUOZZI

POLITECNICO DI TORINO

Facoltà di Ingegneria

Corso di Dottorato in Ambiente e Territorio

Analisi Geoterritoriali  
(ICAR/06, GEO/05)

TESI DI DOTTORATO

Analisi dei dati derivanti da una stazione  
meteorologica sperimentale al fine di quantificare  
e proteggere la risorsa idrica nei bacini montani

Tutor

Prof. ssa Marina De Maio

Candidato  
Enrico Suozzi

Aprile 2012

Un ignaro lettore potrebbe pensare che, dopo aver scritto una tesi (indipendentemente dalla sua qualità intrinseca), redigere una paginetta di ringraziamenti sia qualcosa di semplice e immediato e, sinceramente, anch'io la pensavo allo stesso modo.

Bene, mi sbagliavo.

Quelle poche persone che prenderanno in mano questo tomo, infatti, quasi sicuramente finiranno a leggere queste righe; non per chissà quale motivo, ma perché sono le uniche cose realmente comprensibili anche a chi non si è mai occupato di questi argomenti.

Quindi, ora che mi trovo di fronte al mio inseparabile cursore lampeggiante di Word, mi sento un po' emozionato e allo stesso tempo terrorizzato di dimenticare qualcuno di realmente importante.

In verità mi rendo anche conto che mi sto dilungando troppo e questi ringraziamenti stanno virando verso il lagnoso e io non voglio di certo annoiarvi prima di aver raggiunto almeno il terzo paragrafo.

Un ringraziamento doveroso va a tutte quelle persone che hanno condiviso questi meravigliosi anni della mia vita sociale e lavorativa (La mia Famiglia, Fede, Marina, tutti i miei Amici vicini e lontani e tutti i miei Colleghi), che mi hanno sopportato nelle mie sfuriate e nei miei emboli e continuano a farlo.



# Ringraziamenti

---

Non si sarebbe potuta realizzare questa Tesi di Dottorato senza il supporto economico della Regione Autonoma Valle d'Aosta e in particolare la collaborazione di:

**Regione Autonoma Valle d'Aosta**

**Raffaele Rocco**, Coordinatore del Dipartimento difesa del suolo e risorse idriche;

**Massimo Broccolato**, Capo Servizio Geologico;

**Marco Paganone**, Geologo del Servizio Geologico;

**Luca Pitet**, Geologo del Servizio Geologico;

**Laura Pia Lodi**, Geologo del Servizio Geologico;

**L'Ufficio neve e valanghe;**

**Collaboratori tutti**

**Sara Ratto**, Capo Servizio del Centro funzionale;

**Collaboratori tutti**

**ARPA Valle d'Aosta**

**Umberto Morra di Cella**, A.O. Cambiamenti Climatici;

**Collaboratori tutti**

**Comune di Ayas**

**Giorgio Munari**, Sindaco di Ayas

**Michel** e tutti gli amici della Hotellerie de Mascognaz



Il presente lavoro offre un approccio metodologico innovativo per lo studio del ciclo idrogeologico in ambiente montano. Gli effetti della fusione della neve e del ghiaccio sono infatti di grande importanza nella gestione delle risorse idriche nell'aree interessate da copertura nevosa stagionale o permanente. Uno studio completo, dunque, deve considerare i fenomeni riguardanti l'accumulo del manto nevoso nel periodo invernale e relativa fusione nel periodo primaverile-estivo. Per far fronte a questa necessità si è progettata e installata una stazione meteorologica sperimentale, con lo scopo di determinare tutti i parametri che caratterizzano il manto nevoso. Inoltre dall'analisi sui sensori installati si è progettato e brevettato un nuovo strumento per la determinazione della densità della neve e del suo contenuto in acqua (snow water equivalent S.W.E.).

In conclusione, al fine di completare lo studio del ciclo idrogeologico si è affrontata la problematica riguardante l'analisi delle sorgenti presenti nel bacino e la loro vulnerabilità anche attraverso la produzione di software specifici.

Le precipitazioni nevose non contribuiscono all'atto del loro verificarsi ai deflussi del bacino, ma il loro contributo, spesso estremamente significativo, si concretizza nel fenomeno della fusione nei mesi primaverili ed estivi.

Le portate in periodo di fusione costituiscono non di rado l'evento idrogeologico più significativo dell'anno, non solo per quanto riguarda le sorgenti montane, ma anche per i torrenti che scorrono nelle valli. Infatti, spesso si sono verificate situazioni particolarmente pericolose per la formazione di piene in concomitanza di precipitazioni liquide e fusione della neve.

Ne consegue l'importanza dello studio dei fenomeni nivali anche in relazione ai problemi di approvvigionamento idrico a fini agricoli, urbani ed idroelettrici.

Nella panoramica dei metodi disponibili nello studio dei fenomeni nivali, agli insostituibili strumenti di indagine diretta, si affiancano i modelli matematici di simulazione, quali utili strumenti di analisi quantitativa dei processi e di estrapolazione degli stessi nel tempo.

Un modello per lo studio dei deflussi nivali deve essere in grado di calcolare la quantità di acqua di fusione che diviene input della simulazione dei deflussi del bacino. Per fronteggiare questo compito nel passato sono stati sviluppati molti modelli, i quali non sempre appaiono in grado di rispondere alle esigenze operative, poiché richiedono dati sperimentali in genere non disponibili nelle normali reti di raccolta di dati meteorologici.

Tali dati, quali radiazione, albedo, temperatura e densità della neve, ed equivalente in acqua sono in genere reperibili solo in aree sperimentali appositamente attrezzate. Praticamente l'unico dato reperibile con relativa facilità è quello della temperatura dell'aria: è quindi su questo dato che si basa in gran parte la modellistica dei fenomeni nivali con finalità pratiche, anche se non sempre la temperatura dell'aria in prossimità della superficie rappresenta un buon indice della fusione nivale.



Il progetto ha riguardato lo studio del Vallone di Mascognaz, valle laterale in sinistra idrografica della Valle d'Ayas, in cui è stata installata una stazione meteorologica sperimentale, finanziata dalla Regione Autonoma Valle d'Aosta, al fine di monitorare i parametri meteo climatici per gli anni 2010-2011. Nel contempo sono state monitorate le due sorgenti presenti nel Vallone all'interno di un programma di cooperazione transfrontaliera INTERREG STRADA, che ha lo scopo di definire delle linee guida per la salvaguardia delle sorgenti montane.

Al fine di definire una metodologia speditiva per determinare lo S.W.E. si sono installate nella stazione meteorologica tutte le migliori tecnologie presenti sul mercato (B.A.T. -Best Available Technology), ed attraverso una serie di campagne nel bacino, durante il periodo invernale, si sono effettuate delle correlazioni tra i dati e sono stati calibrati tutti i sensori.

L'approccio utilizzato nel Vallone di Mascognaz è stato poi esteso a gran parte delle stazioni della Media-Bassa Valle d'Aosta ottenendo delle correlazioni che hanno permesso di ricavare il quantitativo d'acqua derivante dalle precipitazioni nevose durante il periodo invernale.

In collaborazione con l'Ing. Bartolomeo Montrucchio e del Dott. Gabriele Nocerino si è sviluppato un nuovo sensore, detto fotochionometro, che permette di misurare la densità del manto nevoso e di conseguenza stimarne il contenuto in acqua. Il principio su cui si basa il sensore è la capacità della neve di farsi attraversare dalla luce, variando poi l'attenuazione del segnale luminoso con il variare della densità.

Lo strumento ha iniziato la procedura di brevettazione ed è stato oggetto di numerosi riconoscimenti sia dalla Regione Piemonte che dalla Regione Autonoma Valle d'Aosta, inoltre in occasione della Notte dei Ricercatori è stato presentato al pubblico.

Nel bacino, al fine di una migliore caratterizzazione dei fenomeni infiltrativi, è stato eseguito uno studio geologico e geomorfologico di dettaglio andando ad individuare quale fosse l'area di ricarica delle sorgenti per così poi definirne l'area di salvaguardia.

Per lo studio della vulnerabilità delle sorgenti sono state applicate diverse metodologie; il metodo del tempo di dimezzamento (Civita, 1988), l'indice VESPA (Galleani, Vigna, Banzato, Lo Russo, 2011), e il metodo della Cross-Correlation (Fiorillo, 2010). Si sono anche eseguite ogni tre mesi a partire da Ottobre 2010, mese in cui sono state installate le sonde per il monitoraggio in continuo di livello, temperatura, conducibilità e l'analisi del chimismo delle sorgenti valutandone sia i maggiori (Anioni e Cationi) sia gran parte dei metalli che si possono trovare comunemente in ambiente montano. In conclusione del lavoro a Gennaio 2012 è stata svolta una analisi isotopica al fine di definire la provenienza delle acque delle sorgenti, definendone sia il tempo di permanenza nell'acquifero che la loro relazione con quelle del torrente.



Si sono infine definite delle linee guida nello studio dei bacini montani per standardizzarne l'approccio, analizzando dunque in dettaglio come possano essere valutati gli apporti, nevosi e non, e il loro rapporto con sorgenti e torrenti.

Le linee guida derivano non solo dalle conclusioni di questa tesi di dottorato, ma sono il risultato di un percorso di formazione ed esperienza maturato in anni di studi sui bacini montani. Lo scopo di queste sarà quello di evitare sprechi di soldi e tempo, partendo dunque dalla analisi delle criticità presenti, si definiranno le soluzioni da adottare.



## SOMMARIO

<b>1.</b>	<b>CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICA E GEOMORFOLOGIA DELLA VAL D'AYAS E DEL VALLONE DI MASCOGNAZ .....</b>	<b>7</b>
1.1.	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO .....	8
1.1.1.	<i>La Val D'ayas</i> .....	8
1.1.2.	<i>Vallone di Mascognaz</i> .....	8
1.1.2.1.	La storia del borgo .....	9
1.2.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....	11
1.2.1.	<i>Le Alpi e la loro genesi</i> .....	11
1.2.1.1.	Evento Eoalpino .....	12
1.2.1.2.	Evento Mesoalpino .....	13
1.2.1.3.	Evento Neoalpino .....	14
1.2.2.	<i>Le Alpi Occidentali</i> .....	15
1.2.3.	<i>I Sistemi tettonici delle Alpi Occidentali</i> .....	16
1.2.3.1.	Il Sistema Austroalpino .....	16
1.2.3.2.	La Zona Piemontese .....	17
1.2.3.3.	Il Sistema Pennidico .....	19
1.2.3.4.	Il Sistema Elvetico-Ultraelvetico .....	20
1.3.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO .....	21
1.3.1.	<i>Caratteristiche geologiche e petrografiche dell'Unità inferiore del Sistema Austroalpino</i> .....	21
1.3.2.	<i>Caratteristiche geologiche e petrografiche dell'Unità superiore della Zona Piemontese dei calcescisti con pietre verdi, l'Unità del Combin</i> .....	22
1.3.3.	<i>Osservazioni di terreno</i> .....	24
1.3.3.1.	Sistema Austroalpino .....	26
	Unità esterna: Complesso degli Gneiss Minuti .....	26
1.3.3.2.	Zona Piemontese .....	27
	Unità superiore del Combin .....	27
	Magmatismo postmetamorfico .....	29
1.3.4.	<i>Descrizione delle sezioni</i> .....	30
1.4.	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO .....	31
1.4.1.	<i>La Val d'Ayas</i> .....	31
1.4.2.	<i>Il Vallone di Mascognaz</i> .....	35
1.4.2.1.	Le formazioni quaternarie .....	35
<b>2.</b>	<b>CARATTERISTICHE DELLA NEVE .....</b>	<b>40</b>
2.1.	LA PRECIPITAZIONE NEVOSA E LA SUA EVOLUZIONE .....	41
2.2.	PROPRIETÀ DELLA NEVE .....	42
2.2.1.	<i>Densità</i> .....	43
2.2.2.	<i>Dimensione dei grani</i> .....	44
2.2.3.	<i>Forma dei grani</i> .....	45
2.2.4.	<i>Contenuto in acqua</i> .....	47
2.2.4.1.	Percentuale in massa dell'acqua .....	47
2.2.4.2.	Percentuale in volume .....	47
2.2.4.3.	Percentuale del volume dei pori .....	48
2.2.5.	<i>Impurità</i> .....	49
2.2.6.	<i>Resistenza e Penetrabilità</i> .....	49



2.2.7.	<i>Durezza</i> .....	51
2.2.8.	<i>Stratificazione</i> .....	52
2.2.9.	<i>Rugosità superficiale</i> .....	53
2.2.10.	<i>Proprietà ottiche (albedo)</i> .....	53
2.2.11.	<i>Proprietà elettromagnetiche</i> .....	55
2.2.11.1.	Permettività elettrica .....	55
2.3.	GENESI E METAMORFISMI DELLA NEVE.....	57
2.3.1.	<i>Il metamorfismo per isoterma (o Distruttivo)</i> .....	58
2.3.2.	<i>Metamorfismo meccanico</i> .....	59
2.3.3.	<i>Metamorfismo da gradiente</i> .....	60
2.3.4.	<i>Metamorfismo da fusione</i> .....	62
2.4.	LE VALANGHE .....	64
2.4.1.	<i>Suddivisione del percorso di una valanga</i> .....	65
2.4.2.	<i>Tipologia delle valanghe</i> .....	66
2.4.2.1.	Valanghe a debole Coesione .....	66
2.4.2.2.	Valanghe a lastroni.....	67
2.4.2.3.	Valanghe di neve umida.....	70
2.4.2.4.	Valanghe di neve asciutta o miste .....	71
<b>3.</b>	<b>LA STAZIONE METEOROLOGICA SPERIMENTALE .....</b>	<b>73</b>
3.1.	INTRODUZIONE .....	74
3.2.	LA STORIA DELLA STAZIONE .....	75
3.3.	I SENSORI .....	78
3.3.1.	<i>CWS ditta OTT</i> .....	79
3.3.2.	<i>Hygroclip 2 ditta Rotronic</i> .....	80
3.3.3.	<i>Gonio-Anemometro ditta Young</i> .....	81
3.3.4.	<i>Albedometro ditta Lambrecht</i> .....	82
3.3.5.	<i>Barometro ditta YOUNG</i> .....	83
3.3.6.	<i>Pluviografo interrato</i> .....	84
3.3.7.	<i>Pluviografo OTT modello PLUVIO2</i> .....	89
3.3.8.	<i>Disdrometro OTT mod. Parsivel</i> .....	90
3.3.9.	<i>Acquisitore dati multifunzione OTT mod. LogoSens2</i> .....	91
3.3.10.	<i>Snow Scale ditta Sommer</i> .....	92
3.3.11.	<i>USH-8 ditta Sommer</i> .....	93
3.3.12.	<i>Snow Pack Analysing System (SPA) ditta Sommer</i> .....	94
3.3.13.	<i>I passaggi che hanno portato all'installazione definitiva</i> .....	96
3.4.	I DATI .....	106
3.4.1.	<i>La temperatura</i> .....	107
3.4.2.	<i>L'umidità</i> .....	109
3.4.3.	<i>La Pressione</i> .....	110
3.4.4.	<i>L'irraggiamento Solare</i> .....	111
3.4.5.	<i>La tipologia di idrometeora</i> .....	114
3.4.6.	<i>Il vento</i> .....	116
3.4.7.	<i>La neve</i> .....	122
3.5.	METODOLOGIA PER STIMARE LO SWE ANNUALE .....	128
3.5.1.	<i>Il sito sperimentale di Mascognaz</i> .....	130
3.6.	CONFRONTO DELLE DIVERSE STRUMENTAZIONI PER LA STIMA DELLO SWE .....	134
<b>4.</b>	<b>STUDIO METEOCLIMATICO .....</b>	<b>136</b>



4.1.	INTRODUZIONE .....	137
4.2.	ASPETTI PLUVIOMETRICI .....	139
4.3.	ASPETTI NIVOMETRICI .....	139
4.4.	LE CONFIGURAZIONI METEOROLOGICHE RESPONSABILI DELLE PRECIPITAZIONI NEVOSE DI MAGGIORE INTENSITÀ.....	140
4.4.1.	<i>Precipitazioni conseguenti all'afflusso di aria umida ed instabile dai quadranti meridionali</i> .....	140
4.4.2.	<i>Precipitazioni in condizioni di vento intenso</i> .....	141
4.4.3.	<i>Precipitazioni in condizione di circolazione anticiclonica continentale</i> .....	142
4.5.	PROCEDURA ADOTTATA PER LA RICOSTRUZIONE DEGLI APPORTI IDRICI.....	143
4.5.1.	<i>Precipitazioni</i> .....	146
4.5.1.1.	Esempio di calcolo.....	148
4.5.2.	<i>Temperatura</i> .....	150
<b>5.</b>	<b>LE SORGENTI.....</b>	<b>153</b>
5.1.	INTRODUZIONE .....	154
5.2.	CHIMISMO E TEMPERATURA .....	154
5.3.	PORTATA E REGIME .....	154
5.4.	CLASSIFICAZIONE DI MEINZER.....	155
5.5.	DETERMINAZIONE DELL'INDICE DI VARIABILITÀ .....	155
5.6.	CLASSIFICAZIONE DELLE SORGENTI NORMALI .....	156
5.7.	MODELLI DELLA CURVA DI SVUOTAMENTO .....	157
5.8.	IL MODELLO ESPONENZIALE DI MAILLET .....	158
5.9.	LE SORGENTI DI MASCOGNAZ.....	162
5.10.	L'OPERA DI PRESA .....	164
5.11.	IL PROGETTO .....	165
5.12.	STUDIO DELLA PORTATA DELLE SORGENTI .....	169
5.12.1.	<i>Mascognaz 1</i> .....	169
5.12.1.1.	Portata Vs Precipitazione .....	169
5.12.1.2.	Portata Vs Conducibilità dell'acqua .....	170
5.12.1.3.	Portata Vs Temperatura dell'acqua .....	171
5.12.2.	<i>Mascognaz 2</i> .....	172
5.12.2.1.	Portata Vs Precipitazione .....	172
5.12.2.2.	Portata Vs Temperatura dell'acqua .....	173
5.12.3.	<i>Confronto Mascognaz 1 e 2</i> .....	174
<b>6.</b>	<b>LA CHIMICA DELLE SORGENTI .....</b>	<b>178</b>
6.1.	METODO DI CAMPIONAMENTO.....	179
6.1.1.	<i>Parametri misurati in campo</i> .....	180
6.1.1.1.	pH.....	180
6.1.1.2.	Conducibilità elettrica specifica .....	180
6.1.1.3.	Temperatura .....	180
6.1.2.	<i>Analisi delle acque</i> .....	181
6.1.2.1.	Calcio e magnesio con ioni selettivi .....	181
6.1.2.2.	Durezza .....	182
6.1.2.3.	Anioni e Cationi (cromatografia ionica) .....	182
6.1.2.4.	Ammonio e Cromo esavalente (UV-VIS) .....	183
6.1.2.5.	Sodio e Potassio (spettrofotometro di assorbimento atomico).....	183
6.1.2.6.	Metalli (ICP-MS) .....	185



6.1.3.	<i>Validazione delle analisi chimiche</i> .....	185
6.2.	ANALISI DELLE FACIES IDROCHIMICHE .....	187
6.2.1.	<i>Diagramma di Schoeller</i> .....	188
6.3.	ANALISI ISOTOPICA.....	193
6.3.1.	<i>Frazionamenti cinetici</i> .....	194
6.3.2.	<i>Applicazioni della idrologia isotopica</i> .....	195
6.3.3.	<i>Risultati</i> .....	197
<b>7.</b>	<b>LA SALVAGUARDIA DELLE SORGENTI</b> .....	<b>199</b>
7.1.	LA LEGISLAZIONE ITALIANA .....	200
7.2.	LA LEGISLAZIONE VALDOSTANA .....	202
7.3.	CRITERI DI INDIVIDUAZIONE E DI GESTIONE DELL'AREA DI SALVAGUARDIA PER LE SORGENTI MONTANE.....	206
7.3.1.	<i>Difesa di punto</i> .....	206
7.3.1.1.	Zona di tutela assoluta (ZTA).....	207
7.3.1.2.	Zona di rispetto (ZR) e zona di protezione (ZP) .....	208
7.3.2.	<i>Metodo del tempo di dimezzamento</i> .....	209
7.3.2.1.	Dimensionamento delle aree.....	210
7.3.3.	<i>Metodo V.E.S.P.A. (Vulnerability Estimation for Spring Protection Area)</i> ..	212
7.3.3.1.	La metodologia .....	212
	Fattore di correlazione .....	213
	Fattore di variabilità della temperatura .....	213
	Fattore legato alla portata.....	214
	Classificazione.....	214
7.3.4.	<i>Covarianza e Correlazione</i> .....	216
7.3.4.1.	Covarianza incrociata e correlazione incrociata.....	216
7.4.	APPLICAZIONE DEI METODI PER LA SALVAGUARDIA DELLE OPERE DI PRESA.....	217
7.4.1.	<i>Metodo del tempo di dimezzamento</i> .....	217
7.4.2.	<i>Metodo Vespa</i> .....	218
7.4.3.	<i>Metodo della Cross-Correlation</i> .....	218
7.5.	CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE .....	222
<b>8.</b>	<b>VALUTAZIONE DELLA RICARICA ATTIVA</b> .....	<b>224</b>
8.1.	INTRODUZIONE .....	225
8.2.	LA MODELLIZZAZIONE DEI PROCESSI DI RICARICA .....	225
8.3.	BREVI ANALISI DEI PRINCIPI DI BASE DEL MOTO .....	227
8.3.1.	<i>Mezzo saturo</i> .....	227
8.3.2.	<i>Tasso di infiltrazione reale e potenziale</i> .....	228
8.3.3.	<i>Curve di infiltrazione</i> .....	229
8.3.3.1.	Dipendenza della capacità di infiltrazione iniziale dal contenuto di umidità iniziale del terreno $\theta$ .....	231
8.3.3.2.	Pioggia $i(t)$ inizialmente inferiore alla capacità di infiltrazione .....	232
8.3.4.	<i>Mezzo non-saturo</i> .....	232
8.3.4.1.	Filtrazione nel mezzo non saturo .....	233
8.4.	IL BACINO IDROGRAFICO E IL BACINO IDROGEOLOGICO .....	236
8.5.	VALUTAZIONE DEL BILANCIO IDROGEOLOGICO.....	237
8.5.1.	<i>Il bilancio idrogeologico inverso</i> .....	238
8.5.2.	<i>Applicazione del metodo</i> .....	240
8.5.2.1.	Discretizzazione .....	240



8.5.2.2.	Piovosità (P) e temperatura corretta (Tc) .....	242
8.5.2.3.	Evapotraspirazione (Er) .....	243
8.5.2.4.	Assegnazione del coefficiente di infiltrazione potenziale ( $\chi$ ) .....	245
8.5.2.5.	Infiltrazione (I) e ruscellamento (R).....	247
<b>9.</b>	<b>LO STRUMENTO .....</b>	<b>250</b>
9.1.	INTRODUZIONE .....	251
9.2.	STUDIO DELLE STRUMENTAZIONI .....	251
9.2.1.	<i>Brevetti</i> .....	252
9.3.	L'IDEA.....	253
9.4.	IL PRINCIPIO .....	255
9.5.	LE TAPPE .....	256
9.6.	PROTOTIPO BREVETTATO.....	261
<b>10.</b>	<b>CONCLUSIONI .....</b>	<b>263</b>
<b>11.</b>	<b>LINEE GUIDA .....</b>	<b>268</b>
11.1.	INTRODUZIONE .....	269
11.2.	AFFLUSSI .....	269
11.2.1.	<i>Dove la stazione è già presente</i> .....	269
11.2.2.	<i>Dove non è presente la stazione</i> .....	271
11.3.	DEFLUSSI.....	271
11.3.1.	<i>Le sorgenti e il torrente presentano uno stramazzo</i> .....	271
11.3.2.	<i>Le sorgenti e il torrente non presentano uno stramazzo</i> .....	272
11.4.	LINEE GUIDA PER LO STUDIO DELLE SORGENTI.....	272
<b>12.</b>	<b>BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA .....</b>	<b>274</b>
12.1.	BIBLIOGRAFIA.....	275
12.2.	SITOGRAFIA.....	282
<b>13.</b>	<b>ALLEGATI .....</b>	<b>284</b>
13.1.	CARTA GEOLOGICA.....	285
13.2.	SEZIONE A-A' .....	287
13.3.	SEZIONE B-B' .....	289
13.4.	CARTA GEOMORFOLOGICA .....	291
13.5.	AREA SALVAGUARDIA MASCOGNAZ 1 .....	293
13.6.	AREA SALVAGUARDIA MASCOGNAZ 2 .....	295
13.7.	BILANCIO IDROGEOLOGICO INVERSO .....	297
<b>14.</b>	<b>IL BUSINESS PLAN E LA START CUP.....</b>	<b>299</b>
14.1.	INTRODUZIONE .....	300
14.2.	IL CONCORSO DELLE IDEE .....	301
14.3.	IL BUSINESS PLAN .....	303
14.3.1.	<i>Executive Summary</i> .....	303
14.3.2.	<i>Entrepreneurial Team</i> .....	306
14.3.3.	<i>Business Model</i> .....	307
14.3.3.1.	How the business model work.....	307
14.3.3.2.	The Value Proposition .....	308
14.3.3.3.	Operative & Organizational Plan (Key Resources and Activities).....	308



14.4.	FINANCIAL PLAN .....	312
14.5.	EXTERNAL ENVIRONMENT.....	318
14.5.1.	<i>Market Analysis</i> .....	318
14.6.	INDUSTRY ANALYSIS.....	321
14.7.	IMPLEMENTATION PLAN.....	323
14.8.	LA NOTTE DEI RICERCATORI 2011.....	326
<b>15.</b>	<b>LE DIFESE A TUTTO CAMPO E IL SOFTWARE .....</b>	<b>328</b>
15.1.	INTRODUZIONE.....	329
15.1.1.	<i>GOD (Foster e Hirata, 1987)</i> .....	331
15.1.2.	<i>SINTACS (Civita, 1998)</i> .....	333
15.1.2.1.	Descrizione del metodo .....	333
15.1.2.2.	I parametri SINTACS .....	333
Soggiacenza (S) .....	335	
Infiltrazione (I) .....	335	
Non saturo (N) .....	336	
Tipologia di copertura (T) .....	337	
Acquifero (A) .....	339	
Conducibilità idraulica (C).....	340	
Superficie topografica (pendenza) (S) .....	341	
Le stringhe dei pesi.....	342	
15.1.3.	<i>DRASTIC (Aller et Alij, 1987)</i> .....	347
15.1.3.1.	Parametri del Metodo DRASTIC .....	347
Soggiacenza (D) .....	348	
Infiltrazione efficace (R).....	348	
Acquifero (A) .....	349	
Suolo (S).....	349	
Topografia (T) .....	350	
Non Saturo (I) .....	350	
Conducibilità idraulica dell'acquifero (C).....	351	
15.1.4.	<i>Intrusione salina</i> .....	353
15.1.4.1.	GALDIT (A. G. Chachadi and J. P. Lobo Ferreira, 2001).....	354
Tipo di acquifero (G).....	355	
Acquifero conducibilità idraulica (A) .....	355	
Profondità di livello delle acque sotterranee sul livello del mare (L).....	356	
Distanza dalla spiaggia (D).....	356	
Impatto dello stato attuale di intrusione di acqua di mare (I).....	356	
Spessore della falda acquifera (T).....	357	
Indice finale GALDIT .....	357	
15.1.5.	<i>PYTHON e il software per calcolare la vulnerabilità con SINTACS, DRASTIC, GOD, e GALDIT</i> .....	358
<b>16.</b>	<b>CONCLUSION &amp; GUIDE LINES .....</b>	<b>360</b>
16.1.	CONCLUSION.....	361
16.2.	GUIDE LINES INTRODUCTION .....	367
16.3.	INFLOW.....	367
16.3.1.	<i>Where the station is ready</i> .....	367
16.3.2.	<i>Where there is no station</i> .....	368
16.4.	OUT FLOW.....	369
16.4.1.	<i>Springs and streams are provided with a weir</i> .....	369



16.4.2. <i>Springs and streams are not provided with a weir</i> .....	369
16.5. GUIDE LINES FOR THE STUDYING SPRINGS .....	370



---

1. CARATTERIZZAZIONE GEOLOGICA E  
GEOMORFOLOGIA DELLA VAL D'AYAS E  
DEL VALLONE DI MASCOGNAZ



## 1.1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

### 1.1.1. LA VAL D'AYAS

La Val d'Ayas è ubicata nelle Alpi Pennine, nel settore orientale della Valle d'Aosta, al cospetto delle imponenti vette di oltre 4000 metri che costituiscono il massiccio del Monte Rosa; si trova in sinistra idrografica rispetto alla Dora Baltea e, provenendo dalla pianura piemontese, è la seconda valle laterale che si affaccia sul fondovalle valdostano. Confina a est con la Valle di Gressoney e a ovest con la Valtournenche. Lo sbocco vallivo è situato in corrispondenza dell'abitato di Verrès (381 m s.l.m.), la valle si addentra, per circa 30 km verso nord fino all'abitato di Saint Jacques (1689 metri), frazione del Comune d'Ayas, dove termina la strada regionale.



FIGURA 1: LA VAL D'AYAS

Questa valle di origine glaciale ha un caratteristico andamento segmentato, che dipende da fattori lito-strutturali, che hanno “guidato” il modellamento esogeno; essa infatti assume un andamento NE-SW nel primo tratto fino ad Arcesaz (Brusson), NW-SE fino a Corbet (Ayas), NE-SW tra Corbet e Champoluc (Ayas) ed infine il tratto sommitale è allungato in direzione N-S.

### 1.1.2. VALLONE DI MASCOGNAZ

Il Vallone di Mascognaz è una valle laterale in sinistra idrografica della Val d'Ayas, nel cui fondovalle scorre il torrente omonimo. In inverno il Vallone è soggetto a valanghe ed il sole invernale non riesce a scaldarlo molto. Dalla strada regionale 45 poco dopo la Frazione di Pilaz sulla destra si inerpicava una strada sterrata che giunge



fino al piccolo abitato Walser di Mascognaz 1822 metri che offre un panorama pressoché totale sulla valle superiore d'Ayas. Costituito da poche baite ed antichi rascard, ora ristrutturati, vicoli strettissimi, una chiesetta ed un abbeveratoio. Attualmente, Mascognaz ha conosciuto da alcuni anni un notevole sviluppo turistico ed urbanistico, con costruzione di una hotellerie e di alcune abitazioni a disposizione della clientela.

Oltrepassato Mascognaz, il sentiero si dirige a sinistra, verso il Crest, ed inizia passando sotto la parte in legno, sorretta da quella in pietra, di un'antica ed insolita costruzione. Proseguendo, invece, per il vallone percorso dal torrente Mascognaz, si notano subito sulla sinistra due opere di captazione che alimentano l'acquedotto comunale. Continuando si possono raggiungere l'Alpe Vieille e poi l'Alpe Chavannes (2.011 m). Qui, deviando a sinistra, si arriva all'Alpe Tulassa (2.088 m) e, proseguendo, al Lago Perrin (2.635 m). Mantenendo la linea del vallone, dall'Alpe Chavannes si arriva all'Alpe Pra Sec (2.156 m) e poi all'Alpe Palù (2.273 m). Da qui il percorso porta al Colle Palasinaz (2.668 m) dove si trovano diversi laghetti tra cui il Lago della Battaglia. Dirigendosi poi verso l'Alpe Palasinaz (2.406 m), si può scendere fino a Brusson (1.338 m).

### 1.1.2.1. LA STORIA DEL BORGO

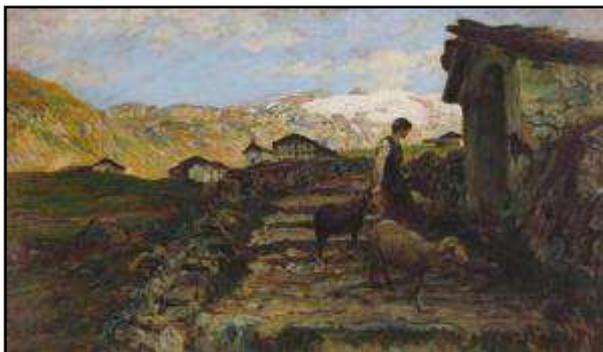
Malgrado le recenti interpretazioni, si tratta tuttavia di un borgo molto antico: la piccola costruzione in legno sulle rive del torrente, davanti alla grande lapide ad Edoardo Fosson (l'uomo che nel 1932 costruì il primo acquedotto gratuito per Champoluc) risale al 1600-1650. Mascognaz appare addirittura nel testamento di Ebaldo di Challant, del 23 maggio 1323, il quale lasciava in eredità ai figli Pietro e Giovanni *"Item in alpe de Mascognia, quae iacet in Ayacio, cum pascuīs et bonis usibus dictae alpis."*

Chi sale da Champoluc lungo il sentiero, poco dopo il cartello di benvenuto, trova tuttora la piccola cappella decorata da tre dipinti, e il piccolo campanile a muro recentemente restaurato.

Nel 1896, Giovanni Bobba e Luigi Vaccarone, autori della prima guida delle Alpi Occidentali, descrissero la salita al paese ed al vallone di Mascognaz: *"Si toccano i casolari Mascogna - m. 1827 - Vieilla, dove valicato il torrente passasi sulla sponda destra, poi Chavannes e Gemma"*.

Da notare, sull'altro versante del paese ed oltre il torrente di Mascognaz, una curiosa ed antica costruzione che valica il sentiero 13A per il monte Crest. Ha un doppio corpo in pietra e si appoggia sulla scarpata del torrente; una finestra mostra la scritta 1566. Mascognaz custodisce, però, anche altre testimonianze. La grande casa Chasseur di fianco all'abbeveratoio mostra alcuni schizzi e firme, tra cui una testa di Cristo con didascalia "Questi occhi chiusi guardano ogni pianto". È opera dei pittori Ernesto ed Alberto Falchetti, che soggiornarono a Mascognaz per alcune stagioni estive, con lo scrittore Francesco Pastonchi ed il drammaturgo Sem Benelli.





**FIGURA 2: ALBERTO FALCHETTI - SOLE SUL MONTE ROSA**

Il Pastonchi, su una finestra della vicina casa Favre, incise invece MCMI "Per più lune tre artisti un poeta un pittore un filosofo in fraterna comunità di vita pace domandarono ed ebbero dal cielo e dagli uomini qui." Testimonianze significative che ormai fanno parte della storia di questo paese, anche se irrispettose per le strutture su cui furono incise insieme a molte altre firme, schizzi e graffiti vari.





antioraria della placca adriatica. La teoria sovraesposta riposa sulla grande quantità di dati geologici, petrografici e geocronologici ricavati dalle metaofioliti e da altre coperture metasedimentarie deposte sui margini continentali del Bacino Ligure-Piemontese.

I successivi modelli evolutivi proposti da Elter (1971), Dal Piaz (1974), Bourbon et al. (1979), Piccardo (1977), Dal Piaz e Ernst (1978), Lemoine (1980), Kelts (1981), Lombardo e Pognante (1982), Auzende et al. (1983), Pognante e Piccardo (1984), Ishiwatari (1985) vanno nella stessa direzione e si basano sulla similitudine tra i processi petrogenetici che si verificano attualmente negli oceani e quelli avvenuti nel Bacino Ligure-Piemontese sottolineando, però, la peculiarità di quest'ultimo, legata alle sue piccole dimensioni e al breve intervallo di tempo intercorso tra la sua apertura all'inizio del Giurassico e i primi stadi compressionali nel Cretaceo inferiore e medio. Secondo questa interpretazione l'evoluzione del Bacino Ligure-Piemontese fu controllata da un'attività tettonica locale indotta dai movimenti delle placche a scala del Mediterraneo, connessi all'apertura dell'oceano Atlantico. L'evoluzione orogenetica si compone di una fase distensiva e di una fase compressionale a seguire. A sua volta la fase distensiva consta di due eventi principali: il *rifting* continentale e l'oceanizzazione, mentre la storia compressionale può essere suddivisa in 3 momenti fondamentali.

## 1.2.1.1. EVENTO EOALPINO

Si tratta di un evento tettono-metamorfico di subduzione di tipo B (o *di* Benioff) in cui la litosfera subdotta è di tipo oceanico, che è avvenuto a partire dal Cretaceo inferiore-medio. In questa fase la crosta oceanica e parte di quella continentale europea sarebbero sottoscorse alla placca africana.

Come conseguenza dell'anomalia termica negativa impostasi in corrispondenza del margine convergente, si sarebbero sviluppate condizioni metamorfiche di alta pressione e bassa temperatura, che trovano testimonianza nei relitti di facies eclogitica e scisti blu ancora presenti nelle ofioliti e nelle rocce delle unità più interne delle Alpi Occidentali (Zona Sesia-Lanzo, ricoprimenti medio-pennidici, Zona Piemontese). L'evento metamorfico eoalpino è accompagnato da un'intensa deformazione duttile (Guide Geologiche Regionali, 1992).

Le evidenze che confermano questo modello di subduzione sono di tipo stratigrafico: il detritismo ofiolitico dei calcescisti della Zona Piemontese Esterna (Lagabrielle e Polino, 1982), i flysh ad *Helmintoides* di età cretacea-eocenica e, infine, i clasti andesitici in sedimenti della Zona Elvetica, che rappresenterebbero i resti di un arco vulcanico smantellato (Dal Piaz e Venturelli, 1983).

Negli ultimi anni, grazie all'acquisizione di nuovi dati sulla struttura profonda della catena alpina, sono state avanzate nuove ipotesi in alternativa al modello di subduzione della placca europea al di sotto di quella insubrica.



Una di queste sostiene che si sarebbe sviluppata una catena a falde assimilabile ad un prisma di accrezione (Platt, 1986; Polino et al., 1990) che giustificerebbe il metamorfismo eclogitico, l'esumazione delle unità subdotte e l'assenza di evidenze di arco collisionale. Tuttavia tale modello comporta delle problematiche non indifferenti per quanto riguarda la restaurazione paleogeografica delle diverse unità coinvolte, sul margine paleoeuropeo o sul margine paleoafricano.

Per altri autori, la chiusura del bacino Ligure-Piemontese è il prodotto di una deformazione transpressiva e grande scala legata ad un globale assetto di trascorrenza sinistra tra Europa e Africa; il metamorfismo di alta pressione potrebbe essere dovuto ad un semplice processo di underplating di zolle fredde di crosta continentale (Dal Piaz e Polino, 1989).

Dopo il picco di alta pressione iniziò un processo di erosione tettonica (Polino et al., 1990) e risalita delle unità, con sviluppo di una facies metamorfica scisti blu per un processo decompressionale retrogrado.

Non ci sono motivi di ritenere che il Sudalpino, durante la fase eoalpina, costituisse un sistema sudvergente indipendente dal resto della catena (Doglioni, 1987; Dal Piaz e Polino, 1989).

## 1.2.1.2. EVENTO MESOALPINO

Si tratta di un evento tettono-metamorfico di subduzione di tipo A, (*o di Ampferer*) in cui la litosfera subdotta è di tipo continentale, che è avvenuto a partire dall'Eocene fino all'Oligocene inferiore, durante il quale si sarebbe verificata la vera e propria collisione continentale a seguito della definitiva chiusura della Tetide, segnata dal sovrascorrimento del Pennidico (zolla africana) sull'Elvetico (placca europea) lungo il fronte Pennidico (Guide Geologiche Regionali, 1992).

In questa fase si sarebbero instaurati gradienti termici di alta temperatura, causando lo sviluppo di condizioni metamorfiche che giustificano l'estesa sovraimpronta in facies scisti verdi e anfibolitica che caratterizza le rocce dell'orogene alpino, obliterando le precedenti paragenesi eoalpine.

L'istaurazione del duomo termico Lepontino, successiva al massimo sollevamento della catena, fu associata al raccorciamento crostale e deformazione duttile pervasiva. Il rialzo termico avrebbe infine favorito lo sviluppo di un ciclo eruttivo post-collisionale riferibile all'Oligocene e rappresentato da corpi magmatici intrusivi ed effusivi a composizione calcicalina-shoshonitica fino a ultrapotassica localizzati lungo il lineamento Periadratico. Questo magmatismo è interpretato come generato da fusione parziale di materiali mantellici più o meno metamorfosati e per successiva cristallizzazione frazionata e contaminazione crostale (Dal Piaz e Venturelli, 1983; Beccaluva et al., 1984).

Il Sudalpino fu interessato da una tettonica collegata con l'attivazione dei fronti Dinaridi NW-SE (Castellarin e Vai, 1981; Castellarin, 1982).



## 1.2.1.3. EVENTO NEOALPINO

Si tratta di un evento tettonico non accompagnato da metamorfismo, verificatosi a partire dall'Oligocene superiore-Miocene all'Attuale, a cui sarebbe dovuto lo sviluppo della struttura a doppia vergenza con sovrascorrimenti coevi vergenti a nord e a sud. Le Alpi avrebbero continuato a propagarsi verso ovest sull'avampaese europeo causando il sovrascorrimento dell'Elvetico sull'avanfossa e la formazione della catena a falde pellicolari del Giura, mentre l'attivazione della Linea Insubrica con movimento trascorrente destro avrebbe svincolato il Sudalpino, che acquistò la caratteristica retrovergenza verso l'avampaese padano-adriatico (Castellarin e Vai, 1981; Castellarin, 1982; Guide Geologiche Regionali, 1992).

La fase Neoalpina nelle Alpi Occidentali fu sincrona al più ingente sollevamento della catena Appenninica (Hunziker e Martinotti, 1984), ed in questo periodo si sarebbero attivati i movimenti rotazionali delle placche che hanno influenzato la forma dei fronti caratterizzando le due catene come oroclini. Infatti, nessuna delle direzioni della magnetizzazione residua delle rocce delle unità italiane concorda con le direzioni paleomagnetiche del continente europeo stabile nell'Oligocene-Miocene proprio a causa della rotazione antioraria di 25° attorno ad un asse verticale che ha interessato l'intera penisola. Il sollevamento medio della catena dall'Oligocene superiore al Presente è dell'ordine di qualche millimetro all'anno ed è documentato dall'età radiometrica di alcuni minerali metamorfici (muscovite, biotite, zircone,...) che registrano il raffreddamento subito da unità tettoniche in progressiva risalita (Guide Geologiche Regionali, 1992).



1.2.2. LE ALPI OCCIDENTALI

Il sistema orogenetico delle Alpi Occidentali, all'interno del quale è ubicata l'area oggetto di studio, è costituito da una serie di falde che possono essere raggruppate in sistemi tettonici: l'Austroalpino, la Zona Piemontese, il Pennidico e l'Elvetico (Guide Geologiche Regionali, 1992).

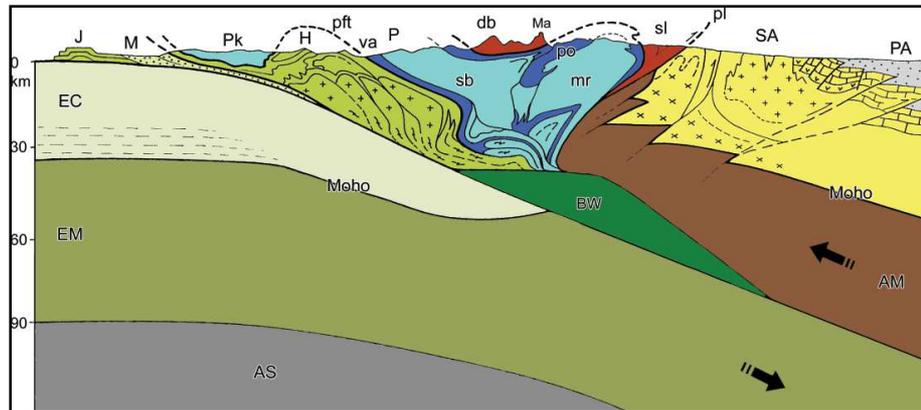


FIGURA 4: SEZIONE ATTRAVERSO LE ALPI OCCIDENTALI SETTENTRIONALE (IN G.V. DAL PIAZ, ET AL., 2003 - MODIFICATO).

**AUSTROALPINO:** ZONA SESIA-LANZO (sl) E FALDA DELLA DENT BLANCHE S.L. (db), INCLUSO IL MATTERHORN (Ma); **ZONA PIEMONTESE** (po); **SISTEMA PENNIDICO (P):** MASSICCIO CRISTALLINO INTERNO DEL MONTE ROSA (mr) E ZONA DEL GRAND ST. BERNARD (sb), LIMITATI ALLA BASE DALLE FALDE PENNIDICHE INFERIORI ED ESTERNE (va), KLIPPEN DEL SINTEMA PENNIDICO (Pk), THRUST PENNIDICO FRONTALE (PFT); **BASAMENTO DEL SISTEMA ELVETICO E FALDE DI RICOPRIMENTO (H);** **MOLASSA (M);** **CATENA DEL GIURA (J);** **CUNEO SEPOLTO (BW)** DI MANTELLO DI ORIGINE EUROPEA O UNITÀ EOLGICHE DI CROSTA CONTINENTALE; **LITOSFERA EUROPEA:** CROSTA CONTINENTALE (EC) E MANTELLO (EM); **ASTENOSFERA (AS);** **LITOSFERA ADRIATICA:** ALPI MERIDIONALI (SA) E MANTELLO (AM); **LINEAMENTO PERIADRIATICO (pl);** **AVAMPAESE PADANO-ADRIATICO (PA).** (IN G.V. DAL PIAZ, ET AL., 2003)

Gli elementi distintivi delle Alpi Occidentali sono la presenza di ofioliti e di un metamorfismo polifasico caratterizzato da zonazione aumentando sia di età sia di intensità verso est ossia verso le zone interne della catena (Guide Geologiche Regionali, 1992) (Figura 5).



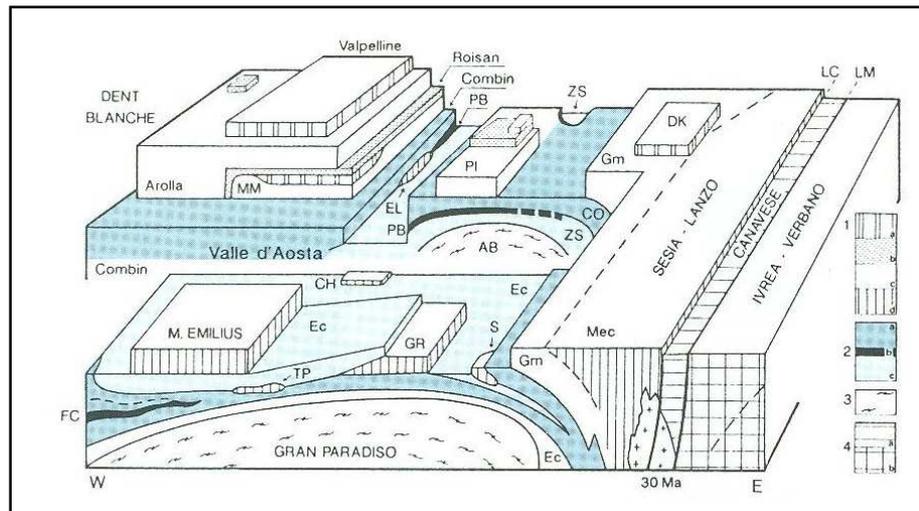


FIGURA 5: SCHEMA SEMPLIFICATIVO DELLE FALDE ESPOSTE NEL SETTORE CENTRO-ORIENTALE DELLA VALLE D'AOSTA (GUIDE GEOLOGICHE REGIONALI, 1992). 1) AUSTROALPINI SUPERIORE: A) SECONDA ZONA DIORITICO-KINZIGITICA (DK) E L'UNITÀ DI VALPELLINE; B) COPERTURE MESOZOICHE (ZONA DI ROISAN) E ZONA DI SHEAR MILONITICO; UNITÀ INFERIORI: C) MICASCISTI ECLOGITICI (Mec); D) SERIE DI AROLLA E GNEISS MINUTI (Gm), PILLONET (PI), ETIROL-LEVAZ (EL), M.MARY (MM), SANTANEL (S), GLACIER-REFRAY (GR), TOUR-PONTON (TP), CHÂTILLON (CH); 2) ZONA PIEMONTESE: A) UNITÀ OFIOLITICHE SUPERIORI (DEL COMBIN: CO), B) FALDA DI SCOLLAMENTO PANHEROT-BETTAFORCA-CIME BIANCHE E FASCIA DI COGNE (PB-FC: NERO), DI MARGINE CONTINENTALE (PRE-PIEMONTESE AUTC.); c) UNITÀ OFIOLITICHE INFERIORI (ZERMATT-SAAS: ZS) ED EQUIVALENTI ECLOGITI MERIDIONALI (Ec); 3) SISTEMA PENNIDICO SUPERIORE: GRAN PARADISO E ARCESA-BRUSSON (AB); 4A) ZONA DEL CANAVESE; 4B) ZONA IVREA-VERBANO (ALPI MERIDIONALI); LC: LINEA DEL CANAVESE, LM: LINEA DI MONTALTO (CANAVESE INTERNA).

### 1.2.3. I SISTEMI TETTONICI DELLE ALPI OCCIDENTALI

Le Alpi Occidentali sono costituite da rocce polimetamorfiche (impronta ercinica e alpina) e monometamorfiche che vengono raggruppate in sistemi tettonici con caratteristiche omogenee; questi sono, dalle unità più interne a quelle più esterne:

#### 1.2.3.1. IL SISTEMA AUSTROALPINO

Il sistema Austroalpino è costituito dalla Zona Sesia-Lanzo, grande elemento interno, e da numerosi lembi di ricoprimento esterni, indicati in genere con il termine comprensivo di sistema della Dent Blanche (Guide Geologiche Regionali, 1992).

La **Zona Sesia-Lanzo** è un eterogeneo complesso cristallino ricco di rocce con paragenesi di alta pressione e bassa temperatura. Esso si estende, formando un ellissoide molto schiacciato con asse maggiore diretto NE-SO, per circa 90 Km dall'Ossola-Ticino alla Stura di Lanzo. Ubicato, da un punto di vista geografico, nel settore interno delle Alpi Occidentali, esso è delimitato a SE dal basamento cristallino delle Alpi Meridionali e a NO dalla Zona Piemontese (Dal Piaz, Hunziker e Martinotti, 1972).



Con riferimento all'asse della Valle d'Aosta, tra il capoluogo e Saint-Vincent, e alla faglia oligocenico-neogenica Aosta-Col di Joux-Ranzola, all'interno della **Falda della Dent-Blanche s.l.** si possono distinguere i lembi austroalpini settentrionali in facies scisti blu/scisti verdi (Pillonet, M. Mary, Dent-Blanche s.s.) e localmente eclogitica (Etirol-Levaz) e quelli meridionali, tutti eclogitici (Santanel, Glacier-Refray, M. Emilius, Tour Ponton); altri lembi minori sono esposti al fondo della valle (Verrès, Châtillon, ...) (Ballèvre et al., 1986).

Sia la Zona Sesia-Lanzo sia la Falda del Dent-Blanche s.l. si possono suddividere in due unità indipendenti, separate da un orizzonte potente e continuo di blastomiloniti.

- L'unità inferiore: formata, nella Zona Sesia-Lanzo, dal Complesso dei micascisti eclogitici auct. (Stella, 1903) e da quello degli Gneiss minuti auct. e, nella Falda della Dent-Blanche s.l., dai micascisti eclogitici del M. Emilius e della Serie di Arolla dei lembi di ricoprimento Dent-Blanche s.s., M. Mary e Pillonet.
- L'unità superiore: rappresentata, nella Zona Sesia-Lanzo, dalla II Zona Dioritico-Kinzigitica e, nella Falda della Dent-Blanche, dalla Serie di Valpelline. Quest'unità corrisponde ad un brandello di crosta continentale profonda, priva di coperture, e trova origine nella sutura del margine esterno della Zona Ivrea-Verbano (Alpi Meridionali) (Carraro et al., 1970; Dal Piaz et al., 1971).

L'Austroalpino è l'unità più interna della catena, pertanto nelle rocce che lo compongono è registrato con la massima intensità il metamorfismo eoalpino in facies eclogitica e scisti blu, con successiva riequilibrio in facies scisti verdi.

### 1.2.3.2. LA ZONA PIEMONTESE

Si tratta di un sistema costituito da corpi smembrati di ofioliti (metagabbri, metabasalti, serpentiniti) con sovraimpronta metamorfica alpina, e da calcescisti; questi litotipi derivano dalla trasformazione dell'antica crosta oceanica del Bacino Ligure-Piemontese e dalle sue coperture carbonatiche pelagiche. Esso separa con continuità le unità Austroalpine dalle sottostanti falde penniniche del Monte Rosa, del Gran Paradiso e del Gran San Bernardo.

A causa della precoce tettonizzazione del fondo oceanico, ogni blocco presenta caratteristiche stratigrafiche differenti (Lemoine, 1980). Possono essere distinte la zona Piemontese interna, con sovraimpronta eclogitica ed affiorante nella zona di Zermatt, in Valle d'Aosta, nel Massiccio di Lanzo, nel gruppo Orsiera-Rocciavré, nel Monviso e nel Massiccio di Voltri, e la Zona Piemontese esterna, con sovraimpronta scisti blu, affiorante in Valle d'Aosta, nella zona del Monginevro-Chenaillet, nella Haute-Ubaye (Biino e Pognante, 1989).

In Valle d'Aosta la Zona Piemontese si descrive considerando dapprima l'areale di affioramento sul versante in sinistra orografica e poi quello in destra rispetto all'asse centrale della valle segnato dalla faglia Aosta-Col de Joux-Ranzola (Guide Geologiche Regionali, 1992).



Sul versante sinistro si osserva la successione seguente:

- **La Zona del Combin Auct**, che costituisce il substrato tettonico dei lembi austroalpini settentrionali del Pilonnet, del M.Mary e delle serie di Arolla e di Valpelline, mentre soggiace al margine esterno della Zona Sesia-Lanzo, verso NW va a coprire parte del sistema del Gran San Bernardo. È un sistema composito formato da:
  - ofioliti con impronta in facies scisti blu/scisti verdi
  - potenti successioni di flysch cretacei in dominante facies scisti verdi
  - metasedimenti privi di ofioliti (unità Pancherot-Cime Bianche-Bettaforca)
- **L'unità ofiolitica inferiore o di Zermatt-Saas**, tipicamente eclogitica, ricca di serpentiniti e metagabbri e povera di coperture metasedimentarie, si distingue per la presenza di mélanges con frammenti e matrice in facies metamorfica di alta pressione (Saint-Jacques-Breuil) e di quarziti manganesifere a coesite (Valtournenche).

A sud della faglia Aosta-Col de Joux-Ranzola si riconoscono:

- **le Unità ofiolitiche a metamorfismo eclogitico**, simili al Zermatt-Saas, che affiorano a letto del basamento del Gran Paradiso e di tutti i lembi austroalpini meridionali. Tra le sequenze di ofioliti si interpongono nella zona di Cogne rocce carbonatiche triassico-giurassiche di margine continentale e/o successioni di calcescisti e prasiniti prive di relitti eclogitici. Il massiccio del Mont Avic è costituito da peridotiti serpentinite cui si associano corpi di metagabbri eclogitici, minori metabasalti e rare coperture sopra-ofiolitiche.

Risalendo la Valle di Saint-Marcel si incontrano classiche glaucofaniti e minori eclogiti.

- **le Unità analoghe a quelle del Gran Combin**, che caratterizzano il versante a sud di Aosta, alla base del quale sorgono gli abitati di Charvensod, Gressan, Jovençon e Aymaville, la Valle di Cogne, la Valsavarenche, costituendo il fondovalle e i versanti nei pressi dell'abitato di Valsavarenche sotto la Grivola, la zona di Villeneuve, la Val di Rhêmes e la Valgrisenche.



## 1.2.3.3. IL SISTEMA PENNIDICO

All'interno del sistema Pennidico si possono distinguere la Zona Pennidica Interna/Superiore, Zona Pennidica Media del Gran San Bernardo e la Zona Pennidica Esterna/Inferiore (Dal Piaz et Al., 2003).

- **la Zona Pennidica Superiore** è rappresentata da massicci cristallini interni (Monte Rosa, Gran Paradiso, cupola di Arcesa Brusson) costituiti da un basamento cristallino che si compone di due unità: l'unità inferiore, composta da metasedimenti detritici monometamorfici di età carbonifero-permiana affioranti in finestre tettoniche (Pinerolese, Money) (Visser e Compagnoni, 1984), e l'unità superiore, costituita da parascisti polimetamorfici e Gneiss occhiadini a esclusivo metamorfismo alpino, derivanti da graniti porfirici risalenti al carbonifero superiore. L'impronta metamorfica generale è in facies scisti verdi, ma si riconoscono relitti in facies eoalpina di alta pressione nel basamento polimetamorfico (paraGneiss e pietre verdi) e negli scisti argentei all'interno degli Gneiss occhiadini (Compagnoni e Lombardo, 1978; Chopin, 1981; Ballèvre, 1988). Nel settore del Gran Paradiso e del Monte Rosa svizzero sono inoltre presenti limitate fasce di coperture mesozoiche carbonatiche e clastiche, scollate e trasposte, in prevalenza alla base di digitazioni periferiche del basamento;
- **la Zona Pennidica Media del Gran San Bernardo** che attraversa tutto l'arco delle Alpi occidentali dal Vallese alle Alpi Liguri, tagliando quasi ortogonalmente l'alta Valle d'Aosta, tra Arvier e Morgex. Essa comprende un basamento cristallino, una sequenza sedimentaria permo-carbonifera e sequenze di copertura carbonatiche di alto strutturale dal Trias superiore al Giurassico inferiore. Il basamento cristallino consiste di rocce mono e polimetamorfiche con sovraimpronta alpina in facies scisti blu di alto e basso grado; è diffusa anche la sovraimpronta in facies scisti verdi (Guide Geologiche Regionali, 1992). La sequenza permo-carbonifera assiale (Zone Houllière) è costituita da peliti, arenarie e conglomerati metamorfici, con lenti di antracite (Guide Geologiche Regionali, 1992). In Valle d'Aosta affiorano il basamento polimetamorfico del Ruitor (micascisti e metabasiti) con le relative coperture metasedimentarie. Da sottolineare, risalendo la Valle di Cogne, la presenza della grande massa di Gneiss granodioritico-quarzodioritici del Gran-Nomenon;
- **la Zona Pennidica Esterna** è rappresentata da unità che affiorano al di sotto e all'esterno del sistema composito del Gran San Bernardo e si estendono fino al fronte pennidico che costituisce il loro piano di scorrimento basale. Si tratta di falde di copertura totalmente sradicate correlabili solo da un punto di vista geometrico (Guide Geologiche Regionali, 1992).



In Valle d'Aosta la pila delle falde comprende dall'alto al basso:

- La Zona del Piccolo San Bernardo (Calcescisti giurassici a Belemniti e limitate sequenze carbonatiche ed evaporiti triassiche),
- La Zona di Versoyen (unità ofiolitica esotica, costituita da metabasalti, minori metagabbri e serpentiniti in facies scisti verdi/scisti blu e da un flysch mesozoico),
- La Zona delle Breccie di Tarantasia (limitato complesso di scaglie basali e potenti successioni di flysch cretacico (calcari, conglomerati e microbreccie, nella sezione basale, scisti neri e quarziti in quella mediana e alternanze scistoso arenacee a livelli conglomeratici in quella sommitale)).

#### **1.2.3.4. IL SISTEMA ELVETICO-ULTRAEVETICO**

Tale sistema rappresenta la zona più esterna della catena interessando principalmente le Alpi svizzere e francesi e solo marginalmente quelle italiane (massicci del Monte Bianco e dell'Argentera). Si tratta di graniti porfirici e scisti pregranitici, con depositi metaclastici permo-carboniferi e lenti di antracite conservati localmente in strette sinclinali. Queste rocce mostrano una debole e discontinua impronta metamorfica alpina, accentuata solo in alcune zone di laminazione (Guide geologiche regionali, 1992). Le coperture (unità ultraelvetiche) sono carbonatiche (carniole, calcari, dolomie, peliti) risalenti al Trias superiore-Malm.

In Valle d'Aosta si riconoscono le unità ultraelvetiche rappresentate da almeno due falde di scollamento separate dal cuneo del Mont-Chétif, dal cuneo listrico del Mont-Chétif (porfiroidi e copertura trasgressiva calcareo-arenacea del Lias), dall'elemento del Mont-Fréty (serie calcareo-argillosa di età giurassica) e dall'unità di basamento del Monte Bianco (granito porfirico e scisti pregranitici, con migmatiti e lenti di meta basiti) con le sue coperture calcaree.



## 1.3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELL'AREA DI STUDIO

L'area oggetto di studio è ubicata in corrispondenza del contatto tettonico tra il Complesso degli Gneiss minuti della Zona Sesia-Lanzo, unità inferiore del Sistema Austroalpino, e la Zona del Combin, unità superiore della Zona Piemontese dei Calcescisti con pietre verdi.

### 1.3.1. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E PETROGRAFICHE DELL'UNITÀ INFERIORE DEL SISTEMA AUSTRALPINO.

L'Unità inferiore del sistema Austroalpino, nella Zona Sesia-Lanzo, può essere suddivisa in due distinti complessi: il Complesso degli Gneiss minuti auct., più esterno e caratterizzato da prevalenti paragenesi alpine in facies scisti verdi, e il Complesso dei micascisti eclogitici auct., più interno e rappresentato da associazioni mineralogiche di alta pressione e bassa temperatura.

A questa tradizionale divisione se ne accosta un'altra basata sulla distribuzione e sulle caratteristiche mineralogiche dei due episodi metamorfici alpini, che hanno rivestito un ruolo fondamentale nel predisporre l'attuale assetto di questa unità strutturale (Dal Piaz, Hunziker e Martinotti, 1972). In base ad essa si riconoscono i seguenti tre settori.

- Un settore con paragenesi di alta pressione e bassa temperatura, coincidente con il Complesso dei micascisti eclogitici auct. e rappresentato da un insieme di ortoscisti e parascisti granatiferi a omfacite-jadeite-glaucofane-mica bianca-quarzo-epidoti±clorite-cianite, con marmi, eclogiti e glaucofaniti. Queste paragenesi, risalenti al Cretaceo, sono anteriori alla fase di ricoprimento con vergenza verso il settore esterno della catena. Esse occupano l'intero settore assiale ed interno della Zona Sesia-Lanzo.
- Un settore con paragenesi in facies scisti verdi, coincide all'incirca con il Complesso degli Gneiss minuti auct., caratterizzato da Gneiss e scisti albitici a grana minuta con paragenesi ad albite-fengite-pistacite-attinoto-clorite-biotite verde-stilpnomelano derivanti da trasformazione metamorfica di parascisti e granitoidi prealpini. Queste paragenesi risalgono all'Eocene (episodio metamorfico mesolapino) e sono, quindi, posteriori alla fase di impilamento delle falde. Esse si estendono con continuità lungo l'intera fascia esterna della Zona Sesia-Lanzo e nei pressi della linea Insubrica, dove, però, hanno carattere locale e distribuzione irregolare.
- Un settore intermedio costituito da una fascia sottile (da poche centinaia di metri a qualche chilometro), ma estesa longitudinalmente in cui vi è la sovrapposizione dei due principali eventi metamorfici. Esso si colloca tra le medie valli d'Ayas e di Lanzo e in altre zone di difficile delimitazione.



Studi recenti (Spalla et al., 1991) hanno evidenziato l'esistenza di relitti di granuliti prealpine e di eclogiti eoalpine al margine esterno della Zona Sesia-Lanzo. Le seconde provrebbero, anche in questo settore esterno, un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura, rimettendo in discussione la suddivisione classica nei due complessi degli Gneiss minuti auct. e dei micascisti eclogitici autc. e portando a concludere che la parte esterna della Zona Sesia-Lanzo corrisponderebbe ad una fascia di intensa milonizzazione sincrona al metamorfismo in facies scisti verdi.

La storia tettono-petrografica dell'unità inferiore della Zona Sesia-Lanzo parte dell'originaria sequenza di peliti, calcari ± dolomitici e rocce basiche che viene trasformata durante l'evoluzione prealpina, rappresentata da più cicli metamorfici di alta pressione e temperatura indeterminata, in un complesso cristallino di paragneiss con intercalazioni stratoidi e lenticolari di marmi e metabasiti, successivamente intruso da corpi di granitoidi.

Durante l'evoluzione alpina la crosta continentale austroalpina dell'elemento inferiore acquisisce una copertura prevalentemente carbonatica e viene sottoposta a metamorfismo con gradiente di pressione eoalpino che aumenta da nord verso sud. I paragneiss a metamorfismo pregranitico di alta temperatura e i granitoidi prealpini vengono trasformati, spesso completamente, in para e ortoderivati eclogitici. Successivamente si impostano condizioni tettono-metamorfiche che producono un'associazione in facies scisti verdi e deformazioni duttili. Nell'Oligocene, infine, si ha un ritorno a condizioni geodinamiche distensive e l'intera Zona Sesia-Lanzo viene coinvolta nel processo di sollevamento e di smantellamento della catena alpina. Contemporaneamente si sviluppa un diffuso magmatismo plutonico e vulcanico con manifestazioni filoniane (Guide Geologiche Regionali, 1992).

### 1.3.2. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE E PETROGRAFICHE DELL'UNITÀ SUPERIORE DELLA ZONA PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI, L'UNITÀ DEL COMBIN.

Unità strutturalmente sovrastante, il Combin è caratterizzato da una stratigrafia distintiva che non riproduce quella tipica delle ofioliti (Dal Piaz et al., 1978). Esso si compone generalmente di strati conservati localmente attribuibili al Permiano Superiore (?), al Triassico e al Lias, questi ultimi ad affinità continentale, sovrastato da una sezione composta principalmente da intercalazioni regolari di calcescisti, marmi e strati derivati da colate basaltiche sottomarine. Le rocce sono pervasivamente state oggetto di ricristallizzazione in facies scisti verdi (prasinititi). Le sequenze metavulcaniche contengono intercalazioni di metaradiolariti manganisifere e cloritoscisti a quarzo clorite + albite, a solfuri di Cu e Fe tabulari,

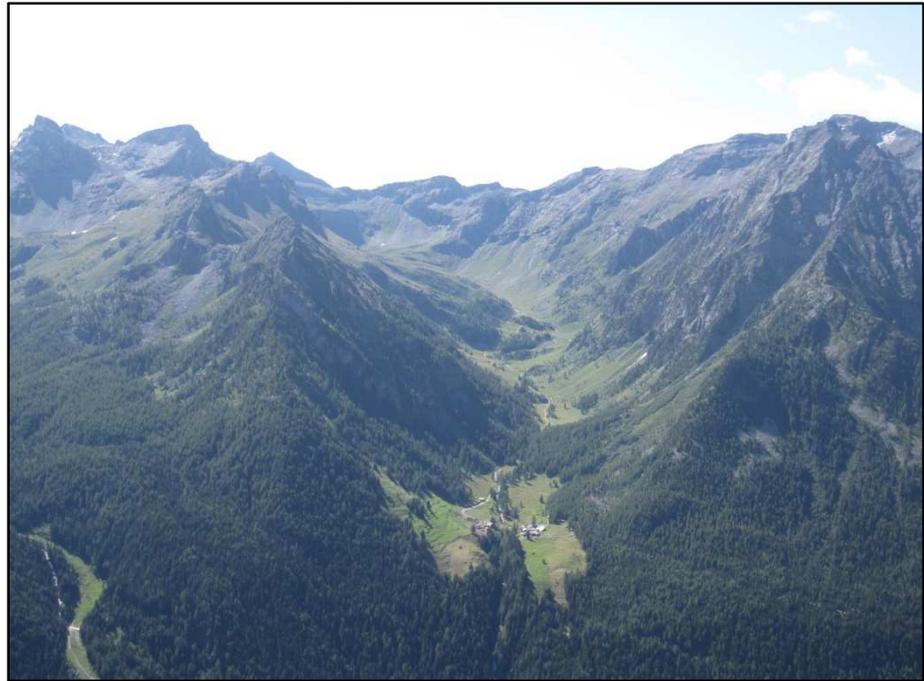


solo localmente presenti. Tale sequenza può comprendere anche scaglie tettoniche o lenti di metagabbri e serpentiniti. L'unità del Combin non presenta l'associazione relitta caratteristicamente eclogitica dell'unità di Zermatt-Saas visualizzando solo gli effetti di ricristallizzazione in facies scisti verdi da ricondursi all'evento Lepontino metamorfico.



## 1.3.3. OSSERVAZIONI DI TERRENO

Durante la primavera del 2011 è stata condotta una campagna di rilevamento geologico, non tanto finalizzata alla realizzazione di una Carta degli affioramenti di dettaglio dell'area di studio, ma per verificare le informazioni presenti in bibliografia e raccogliere dati di giacitura utili alla realizzazione di sezioni geologiche, indispensabili alla definizione del bacino idrogeologico del Vallone di Mascognaz.



**FIGURA 6: IL VALLONE DI MASCOGNAZ (FOTO SCATTATA DALL'ELICOTTERO)**

Di tutti gli affioramenti oggetto di sopralluogo saranno descritti in queste brevi note solo quelli “tipo”, ossia quelli che meglio caratterizzano il litotipo rappresentato.

Strutturalmente il vallone è molto interessante in quanto è attraversato dal contatto tettonico tra il Sistema Austroalpino e la Zona Piemontese. In generale il Complesso degli Gneiss minuti costituisce le pareti poste al fondo del vallone, i versanti cioè che fungono da spartiacque con la limitrofa Valle di Gressoney, e le sommità del Mont della Nonna e del Mont Château. Questi ultimi sono dei Klippen.





FIGURA 7: PARETI CHE SEGNANO LO SPARTIACQUE TRA LA VAL D'AYAS E LA VALLE DEL LYS



FIGURA 8: MONTE DELLA NONNA



FIGURA 9: MONTE CHATEAUX

Le pareti e il fondovalle sono costituite per la maggior parte da calcescisti con intercalazioni, a tratti predominanti, di prasiniti (di origine basaltica), afferenti alla Zona Piemontese.

I calcescisti di letto contengono alcune scaglie di Gneiss minuti del complesso sovrascorso, si tratta in genere di pieghe isoclinali senza radice, sradicate dal *Thrust* basale e imballate entro la sequenza mesozoica dei calcescisti.

In particolare il versante meridionale è caratterizzato dalla presenza in affioramento di numerose porzioni di tali scaglie, alcune delle quali trovano la loro prosecuzione in affioramento sul versante settentrionale. Il vallone è una monoclinale con direzione  $320^{\circ}\text{N}$  e inclinazione SSW variabile tra  $10^{\circ}$  e  $40^{\circ}$ . In particolare le inclinazioni maggiori sono state misurate sul versante meridionale, quelle inferiori su quello settentrionale.



L'organizzazione delle seguenti note di terreno si attiene alla partizione della Carta Geologica della Valle d'Aosta (2003) alla scala 1:100.000.

## 1.3.3.1. SISTEMA AUSTRALPINO

### UNITÀ ESTERNA: COMPLESSO DEGLI GNEISS MINUTI

Gneiss Minuti. L'affioramento tipo è stato raggiunto risalendo il conoide di origine mista posto in sinistra orografica dopo la breve discesa a monte delle case di Praz-Sec. Si tratta di una parete verticale caratterizzata dal contatto tra una scaglia di Gneiss minuti della Zona Sesia-Lanzo e i calcescisti con lenti di prasiniti della Zona del Combin. Gli Gneiss sono albitici e presentano grana fine ed una scistosità pervasiva definita da alternanze mineralogiche (letti di fillosilicati e bande di albite e quarzo). Si nota anche la presenza di piccole miche scure distribuite variamente. Nelle immediate vicinanze del contatto di origine tettonica tra la scaglia di Gneiss e le prasiniti, i parascisti si caratterizzano per la presenza di strutture milonitiche sottolineate da bande fluidali di colore chiaro.



**FIGURA 10: GNEISS MINUTI (ALL'ANGOLO A SINISTRA IN BASSO) E PRASINITI (ALL'ANGOLO A DESTRA IN ALTO). EVIDENTE LA ZONA DI TRANSIZIONE TRA I DUE LITOTIPI AFFERENTI A SISTEMI TETTONICI DIVERSI CARATTERIZZATA DA STRUTTURE FLUIDALI**





**FIGURA 11: PARETI DI GNEISS MINUTI CHE COSTITUISCONO UN IMPORTANTE TRATTO DEL VERSANTE IN SINISTRA OROGRAFICA DEL VALLONE DI MASCOGNAZ. LA GEOMORFOLOGIA DEL VERSANTE STESSO INDICA LA PRESENZA DEI PARASCISTI LADDOVE LE PENDENZE SI FANNO ACCLIVI E QUELLA DEI CALCESCISTI, LITOTIPO MOLTO PIÙ SOGGETTO ALL'EROSIONE, LADDOVE SI IMPOSTANO PENDENZE PIÙ DOLCI.**

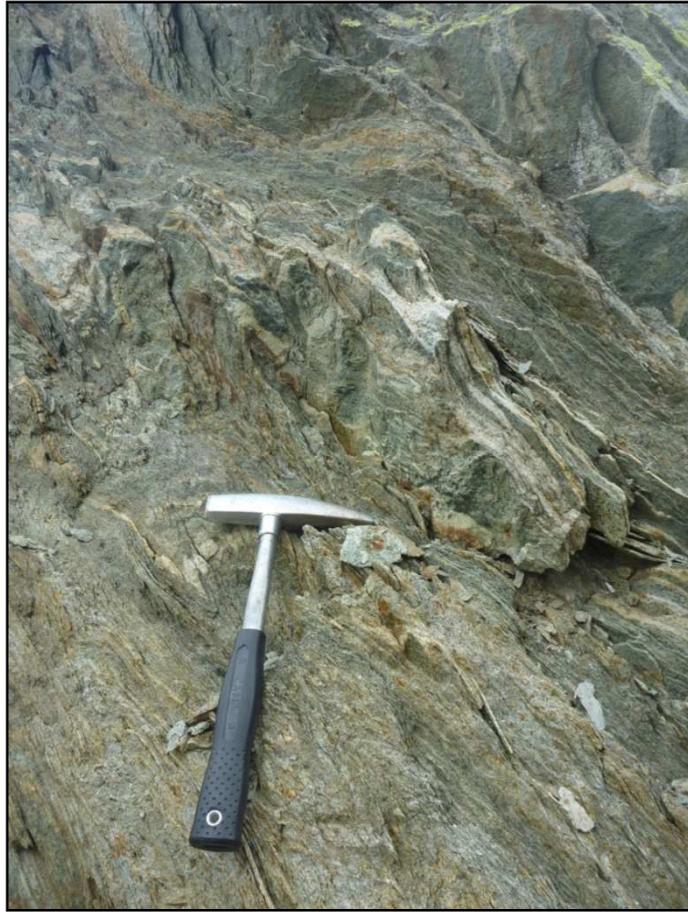
Micascisti. Gli unici affioramenti di micascisti cartografabili nel vallone di Mascognaz sono ubicati a costituire la cresta nell'intorno di punta Palasinaz, sul versante meridionale. Tali affioramenti sono distinguibili anche dal fondovalle in quanto caratterizzati dalla tipica patina di alterazione bruno-rossasta. Laddove si può osservare la superficie fresca, il colore è argenteo o grigio scuro. La loro composizione mineralogica è simile a quella degli Gneiss minuti ed è caratterizzata da abbondanza di minerali lamellari (miche e clorite) e dalla locale comparsa del cloritoide.

### **1.3.3.2. ZONA PIEMONTESE**

#### UNITÀ SUPERIORE DEL COMBIN

Calcescisti. Si tratta di rocce mesozoiche a metamorfismo in facies scisti verdi di età mesoalpina. Quale affioramento "tipo" si descrivono le caratteristiche petrografiche delle rocce costituenti la parete in sinistra orografica, raggiungibile abbandonando la strada sterrata di fondovalle laddove questa piega su se stessa prima del gradino glaciale alla testata della valle. Si tratta di rocce costituite essenzialmente da carbonati e da miche (muscovite predominante). Tra i minerali accessori si riconoscono il quarzo e il plagioclasio.





**FIGURA 12: CALCESCISTI DELLA ZONA DEL COMBIN (ZONA PIEMONTESE)**

Calcescisti con ripetute alternanze stratoidi di basalti. Si tratta di calcescisti mineralogicamente assimilabili a quelli precedentemente descritti, ma caratterizzati da intercalazioni tabulari e lenticolari fini di prasiniti. Essi caratterizzano le pareti alla testata del vallone e costituiscono una lunga e continua fascia che corre da metà versante in sinistra orografica fino quasi allo spartiacque.





**FIGURA 13: CALCESCISTI CON RIPETUTE ALTERNANZE STRATOIDI DI BASALTI.**

Prasiniti. Litotipo estremamente diffuso nel Vallone di Mascognaz, le prasiniti rappresentano le pareti rocciose che costituiscono l'imbocco del vallone fino alle case di Chavanne.

Serpentiniti. Litotipo percentualmente poco diffuso nel Vallone, le serpentiniti costituiscono lenti di modeste dimensioni. Le più significative sono ubicate entro gli Gneiss minuti alla testata della valle e lungo la cresta spartiacque meridionale. L'affioramento che viene descritto non è cartografabile e si trova poco a monte rispetto all'alpeggio in località Palud. La roccia presenta una scistosità conferita dal serpentino, in massa allotriomorfa, e a grana fine. Si riconoscono inoltre lamelle di mica ed epidoto plurimillimetriche.

## MAGMATISMO POSTMETAMORFICO

Filoni lamprofirici oligocenici. Alla testata del Vallone, in corrispondenza della cresta spartiacque con la Valle di Gressoney, è possibile osservare in affioramento un filone lamprofirico, non metamorfico e che taglia in discordanza la scistosità delle rocce mesozoiche incassanti. Si tratta di una roccia bruno-scura, ricca in biotite, anfiboli e pirosseni. Essa è testimonianza dell'attività vulcanica a carattere esplosivo verificatasi nella zona 30 milioni di anni fa.



## 1.3.4. DESCRIZIONE DELLE SEZIONI

Utilizzando la base cartografica ufficiale fornita dal Comune d'Ayas (Allegato I) si sono tracciate due sezioni geologiche del Vallone di Mascognaz, una longitudinale ed una trasversale.

Osservando la sezione longitudinale AA' (Allegato II) è possibile seguire i rapporti strutturali tra i diversi sistemi che affiorano nella zona. In corrispondenza della testata della valle (estremità sud orientale della traccia) è stato ricostruito il thrust lungo cui il complesso degli Gneiss Minuti del sistema Austroalpino sovrascorre sull'unità superiore della Zona Piemontese, l'unità del Combin. Entro i parascisti sono presenti alcune lenti, anche di dimensioni importanti di serpentiniti scistose. L'Unità del Combin è caratterizzata da calcescisti prevalenti cui si associano lenti di prasiniti, la cui presenza diventa all'estremità Nord occidentale preponderante. I calcescisti a tratti sono caratterizzati dalla presenza di strati di modesto spessore di basalti, perlopiù prasiniti. La sezione geologica mette, infine, in evidenza la presenza di scaglie di Gneiss minuti entro l'unità del Combin legata a fenomeni di sradicamento fragile durante le fasi di sovrascorrimento.

La sezione trasversale BB' (Allegato III) è interessante in quanto pone in evidenza la presenza su entrambi i versanti di affioramenti di Gneiss minuti entro i calcescisti. Nella sezione i due lembi di parascisti afferenti al Sistema austroalpino sono stati ipotizzati come facenti parte della stessa scaglia la cui parte centrale è stata oggetto di erosione glaciale e torrentizia.



## 1.4. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

### 1.4.1. LA VAL D'AYAS

La morfologia della Val d'AYAS è il risultato dell'azione combinata del sollevamento tettonico e delle modificazioni subite dal rilievo, che evolve attraverso processi di erosione e di deposito di natura glaciale, fluviale e gravitativa; essa ha quindi caratteri diversi a seconda che uno o l'altro di questi processi risulti prevalente.

La valle, modellata inizialmente dall'imponente ghiacciaio pleistocenico che occupava l'intero asse vallivo, è percorsa attualmente dalle acque del torrente Evançon, il quale ha inciso nel tempo i depositi glaciali e, nel tratto più a valle, si è approfondito per diverse decine di metri nel substrato roccioso.

L'Evançon nasce a monte dell'abitato di Saint Jacques, dalla confluenza tra due torrenti: il Cortot, che prende origine dai ghiacciai posti alla testata del Vallone di Ventina e il Verra, alimentato dall'omonimo ghiacciaio che occupa la porzione superiore del Vallone di Verra.



FIGURA 14: IL TORRENTE EVANÇON PRESSO I PIANI DI VERRA

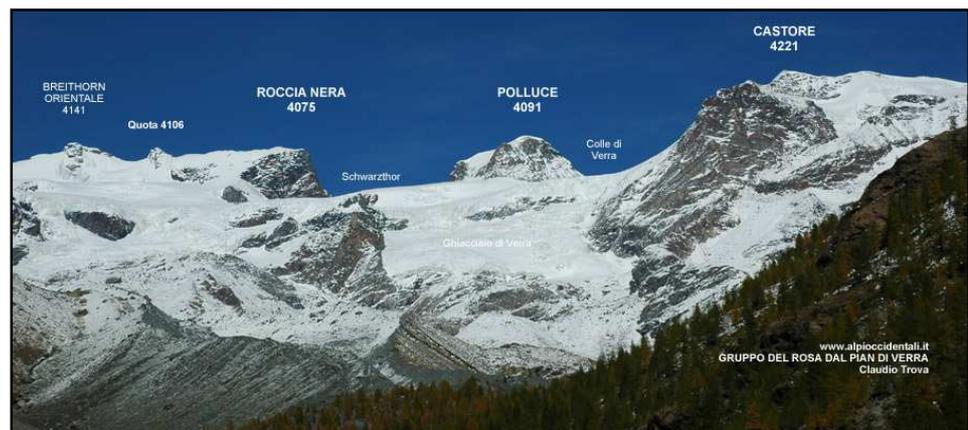
([HTTP://WWW.LEMIEMONTAGNE.IT/SITOPUBBLICO/IMAGES/IMM\\_DESKTOP/AYAS\\_PIANOVERRA\\_TORRENTE.JPG](http://www.lemiemontagne.it/sitopubblico/images/imm_desktop/ayas_pianoverra_torrente.jpg))

La presenza di questi apparati glaciali e delle loro acque di fusione ha contribuito ad assicurare una abbondante risorsa idrica per la Val d'AYAS. Per sfruttare tale risorsa, è stato realizzato, alla fine del XIV secolo, un canale che tuttora percorre il versante destro dell'alta Val d'AYAS e porta le sue acque attraverso il Colle di Joux



(valico che separa la Val d'Ayas dalla valle principale) all'arido e assolato versante a monte di Saint Vincent.

I confini del territorio d'Ayas sono rappresentati a nord dalla cresta italo-svizzera della catena del Monte Rosa; le vette principali superano i 4000 metri di altezza (Breithorn, Roccia Nera, Polluce, e Castore) e racchiudono i bacini di accumulo dei ghiacciai. Verso est la valle è delimitata dallo spartiacque con la Valle di Gressoney, i cui rilievi principali sono la Punta Perazzi (3906 m) e la Testa Grigia (3314 m). Il confine occidentale è formato dallo spartiacque con la Valtournanche, mentre verso sud l'area confina con il Comune di Brusson.



**FIGURA 15: CIME CHE SEGNANO IL CONFINE TRA ITALIA E SVIZZERA**  
([HTTP://WWW.ALPIOCCIDENTALI.IT/PANORAMI/ROCCIANERA\\_ACASTORE\\_DAVERRA.HTM](http://www.alpioccidentali.it/PANORAMI/ROCCIANERA_ACASTORE_DAVERRA.HTM))

La configurazione morfologica della Val d'Ayas mostra un'evidente asimmetria, infatti lo spartiacque con la valle di Valtournanche risulta molto meno elevato rispetto a quello con la valle di Gressoney: secondo Monterin (1924), questa peculiarità sarebbe imputabile principalmente, a cause tettoniche. Si può inoltre notare come il versante sinistro orografico che racchiude la conca d'Ayas sia molto più ripido e scosceso rispetto ai dolci pendii e ai terrazzi glaciali che caratterizzano il versante destro (Monterin, 1924).

Il ruolo esercitato dal modellamento glaciale è particolarmente evidente nella morfologia della valle, che assume un andamento sinuoso, con un fondovalle ampio e versanti piuttosto acclivi, contraddistinti da diverse generazioni di terrazzi glaciali.

Le forme e i depositi di natura glaciale sono individuabili in tutto il territorio: quelli più recenti, e quindi anche meglio preservati, si trovano in corrispondenza del Vallone di Verra, alla cui testata sono ancora presenti quattro ghiacciai, il maggiore dei quali è il Ghiacciaio Grande di Verra. All'azione di quest'ultimo, si deve la formazione di due apparati morenici: quello più esterno e più antico discende fino all'abitato di Saint Jacques ed è riferibile alle fasi finali del Tardiglaciale, mentre quello più interno ha un'età olocenica ed è formato dalle imponenti ed affilate morene laterali che scendono fino in prossimità del Pian di Verra Inferiore; in



particolare, la morena laterale destra, nella sua parte terminale, compie un'improvvisa torsione con la quale sbarrata il Lago Blu (Gregori, 2004).

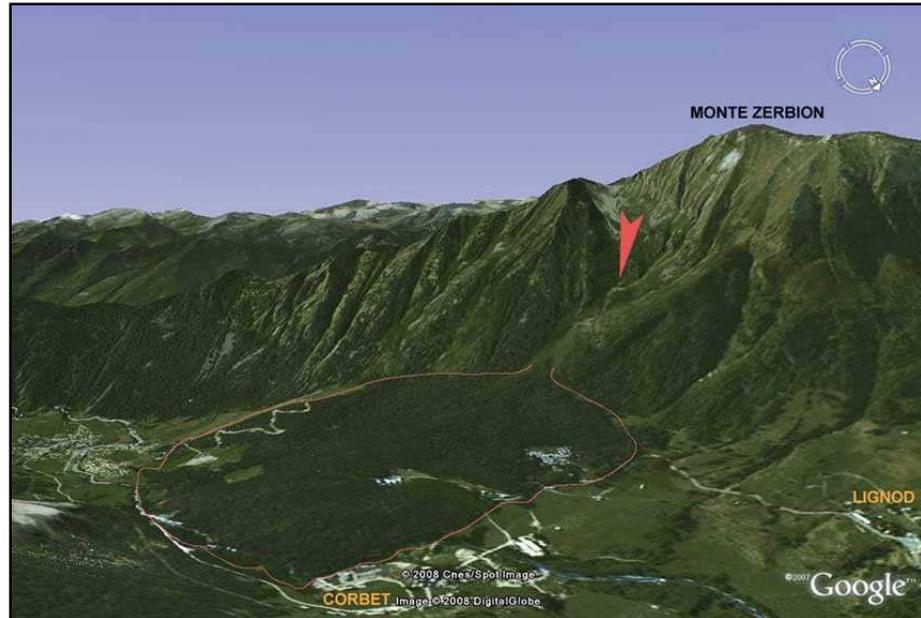


**FIGURA 16: IL LAGO BLU E LA MORENA**

([HTTP://WWW.LEMIEMONTAGNE.IT/SITOPUBBLICO/IMAGES/IMMAGINI\\_ESCURSIONI\\_DESCRIZIONI/VAL\\_AOSTA/VAL\\_AYAS/LAGO\\_BLU/LAGO\\_BLU\\_BIG/LAGO\\_BLU\\_ALTO\\_BIG.JPG](http://www.lemiemontagne.it/sitopubblico/images/immagini_escursioni_descrizioni/val_osta/val_ayas/lago_blu/lago_blu_big/lago_blu_alto_big.jpg))

Si osservano inoltre localmente altri cordoni morenici più esterni e più bassi, che per lo sviluppo modesto del suolo sono da ritenersi olocenici e non tardi glaciali (Mortara et al., 1992). I depositi glaciali di fondo sono meno abbondanti rispetto a quelli di ablazione e si trovano nelle aree non soggette a intensi fenomeni di natura gravitativa (Gregori, 2004). La dinamica dei versanti ha svolto e svolge tuttora un ruolo molto importante nel modellamento dell'area. Ne è un esempio significativo la grande frana del Monte Zerbion, avvenuta dopo il ritiro del ghiacciaio pleistocenico che occupava l'intero asse vallivo. L'accumulo di questa frana, staccatasi dal versante orientale del Monte Zerbion, ha un'estensione di oltre 2 km<sup>2</sup> e ha sbarrato il corso del torrente Evançon, originando la formazione di un bacino lacustre nei dintorni dell'abitato di Corbet (Forno & Massazza, 1983).





**FIGURA 17: FRANA DEL MONTE ZERBION PRESSO L'ABITATO DI CORBET**  
 ([HTTP://WWW.REGIONE.VDA.IT/GESTIONE/RIVIWEB/TEMPLATES/ASPX/ENVIRONNEMENT.ASPX?PKART=356](http://www.regione.vda.it/gestione/riviweb/templates/asp/ambiente/ASPX/ENVIRONNEMENT.ASPX?PKART=356))

Per quanto riguarda il vallone di Verra, si può citare la frana storica staccatasi in prossimità del Rifugio Quintino Sella al Felik nel 1936, che giunse a sfiorare l'alpe di Verra Superiore (Monterin, 1937). Gli accumuli gravitativi di grosse e piccole dimensioni, presenti nell'area, sono collegabili a particolari situazioni della scistosità o al fitto intreccio di faglie e fratture che interessano le rocce affioranti (Mortara et al., 1992). Il versante nord-occidentale compreso tra il Palon di Resy e il Monte Rosso di Verra, in particolare, presenta aspetti morfologici attribuibili ad una deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV), che viene spesso interpretata come la risposta dei versanti strutturalmente deboli alla deglaciazione dell'area alpina (Mortara et al., 1992); fenomeni analoghi si manifestano più a sud, nei versanti compresi tra il Monte Falconetta e il Colle Portola e nel versante opposto, a monte degli abitati di Champoluc, Periasc, Cornu e Corbet (Gregori, 2004).

Tra le forme di origine gravitativa, troviamo inoltre i coni di detrito, diffusamente distribuiti alla base di canali soggetti a scariche di detrito e a valanghe, e le falde detritiche, che fasciano la base delle pareti rocciose: questi depositi sono osservabili sia alla base delle pareti della Rocca di Verra e sia, soprattutto, alla base del versante compreso tra il Monte Rosso di Verra e il Palon di Resy, dove la dinamica gravitativa assume un'importanza maggiore rispetto agli altri agenti geomorfologici. A quote superiori ai 2500 m circa, all'interno dei valloni laterali alla valle principale, si riscontrano numerose evidenze relative a **morfogenesi crionivale** e cioè legate alla presenza di permafrost. Tra queste, ricordiamo in particolare i numerosi *rock glacier* (Mortara et al., 1992) presenti alla base dei



versanti compresi tra il Palon di Resy e il Colle Bettolina nord; altri splendidi esempi si possono altresì osservare ai piedi dei versanti orientali e settentrionali del Monte Sarezza.

I depositi legati alla **dinamica fluviale** sono presenti soprattutto in corrispondenza del fondovalle principale, dove vanno a formare la piana alluvionale dell'Evançon, mentre nei valloni tributari, sono frequenti conoidi alluvionali e altri depositi legati all'attività torrentizia.

Per quanto riguarda la **dinamica valanghiva**, strettamente correlata all'andamento annuale delle precipitazioni nevose, il territorio del Comune d'Ayas è soggetto a periodiche cadute di valanghe, ad esempio in corrispondenza dei pendii sud-orientali del Monte Facciabella e dei canali posti in sinistra orografica rispetto al fondovalle principale (Gregori, 2004). In passato alcune valanghe di notevole estensione hanno provocato danni a persone e uomini; tragica fu la valanga che si abbattè sull'abitato di Champoluc nel gennaio 1920, causando la morte di un'intera famiglia (Lale-Démoz, 1920). Attualmente il fenomeno si manifesta con più frequenza a quote più elevate e rappresenta un rischio soprattutto per chi pratica attività scialpinistica ed escursionistica.

## 1.4.2. IL VALLONE DI MASCOGNAZ

Il rilievo geomorfologico effettuato nel vallone del T. Mascognaz, con l'ausilio della fotointerpretazione, ha messo in evidenza diffusi depositi di origine glaciale, di ablazione e di fondo, congiuntamente alla presenza di depositi superficiali di origine gravitativa come depositi detritici e di valanga. Inoltre si è rilevata la presenza di depositi fluviali recenti ed alluvionali.

La fotointerpretazione ha inoltre permesso di riconoscere nell'area in esame, le forme di modellamento, di accumulo e di erosione legate all'azione del ghiacciaio ed a quella dei fenomeni franosi.

In particolare si tratta di coni valanga, coni alluvionali, coni di frana, nicchie di distacco, trenches, gradini di scivolamento, deformazioni gravitative profonde di versante, selle di modellamento glaciale e rocce montonate (Allegato IV).

### 1.4.2.1. LE FORMAZIONI QUATERNARIE

La morfologia del territorio di Ayas è legata principalmente all'azione dei ghiacciai quaternari che occupavano l'intera vallata fino a 10.000 anni fa circa; dopo il ritiro delle masse glaciali, la dinamica gravitativa e l'azione delle acque superficiali hanno dato forma ad un paesaggio vario e ricco di peculiarità morfologiche.

In questo paragrafo vengono descritte le maggiori formazioni quaternarie distribuite nell'area in esame relative ai depositi glaciali, gravitativi, fluviali e di altri tipi di depositi corrispondenti ai depositi detritici e ai depositi di valanga.



I **depositi glaciali** esaminati in questa sede sono distribuiti in modo discontinuo in tutta l'area di studio. Sono stati rilevati e cartografati sia depositi glaciali di fondo che depositi glaciali di ablazione, per facilitarne la lettura della rappresentazione della carta, i depositi glaciali di fondo e di ablazione sono stati rappresentati nella carta geomorfologica come un'unica formazione: "depositi glaciali".

Tali depositi sono distribuiti in corrispondenza della testata del Vallone di Mascognaz in corrispondenza della fascia altimetrica compresa tra 2400 m e 2350 m in corrispondenza di due selle glaciali con annessi scaricatori, in cui l'acqua di fusione glaciale defluisce verso il fondovalle.

In corrispondenza al fondovalle tali depositi glaciali sono distribuiti prevalentemente lungo il versante destro del Vallone di Mascognaz in corrispondenza della fascia altimetrica fra 2380 m e 1950 m; sono costituiti da elementi eterometrici prevalentemente arrotondati, talvolta levigati, striati e sfaccettati, immersi in modo caotico in una abbondante matrice siltoso-sabbiosa. A seconda delle caratteristiche sedimentologiche dei sedimenti e dell'espressione morfologica, è possibile distinguere due facies.

- Una facies costituita da elementi immersi in modo caotico, entro un'abbondante matrice siltoso-sabbiosa addensata; in cui l'espressione morfologica di questi depositi è rappresentata da piccoli lembi terrazzati con superficie ondulata sospesi rispetto al fondovalle attuale di una decina di metri. L'insieme dei caratteri sedimentologici e morfologici permettono di interpretare tale facies come depositi glaciali di fondo.
- Una seconda facies costituita da elementi fortemente eterometrici, caratterizzati da modesto arrotondamento e bassa sfericità, mescolati ad una matrice sabbioso-siltosa mediamente addensata; gli elementi mostrano generalmente forma irregolare e subordinatamente tabulare, contorni da modestamente a molto arrotondati e scarsa sfericità: localmente si osservano ciottoli sfaccettati, levigati e striati; gli elementi non presentano una deposizione preferenziale. L'espressione morfologica di questi depositi è rappresentata da dorsali di altezza massima di una quindicina di metri, cosparsi di massi angolosi con dimensioni di alcune decine di m<sup>3</sup>, interpretati come cordoni morenici. L'insieme dei caratteri sedimentologici e dei caratteri morfologici permettono di interpretare tale facies come depositi glaciali di ablazione.

L'intera area rilevata presenta numerosi **accumuli di frana**, che hanno dimensioni rilevanti e potenza visibile compresa tra alcuni metri ed alcune decine di metri: si sviluppano complessivamente tra la quota 2500 m e 1900 m del fondovalle. I diversi corpi hanno prevalentemente forma a "cono di frana", con inclinazione media variabile, e risultano spesso separati dal versante roccioso a monte, che si presenta notevolmente più inclinato, da una rottura di pendenza.



Gli accumuli conservano in modo variabile la morfologia originaria, apparendo dissecati più o meno profondamente dal reticolato idrografico e rimodellati in misura più o meno rilevante dal ruscellamento.

Risultano costituiti da una mescolanza di elementi di forma angolosa e dimensioni variabili da pochi  $\text{cm}^3$  al centinaio di  $\text{m}^3$ , formati unicamente dai litotipi affioranti nelle porzioni di versante a monte, e di una matrice sabbioso-limosa in quantità variabile, caratterizzata in genere da uno scarso addensamento; localmente inglobano elementi di roccia di dimensioni superiori ad alcune centinaia di  $\text{m}^3$ , che appaiono scompaginati.

Le nicchie di distacco, per lo più localizzate in prossimità delle creste spartiacque (a quota variabile tra 2700 m e 2500 m), risultano sensibilmente rimodellate, appaiono molto inclinate e modellate in roccia.

La forma delle nicchie, in pianta, è variabile: la maggior parte di esse sono per lo più rettilinee, altre di forma in genere arcuata.

I rapporti cronologici fra i diversi accumuli risultano difficilmente riconoscibili in quanto nella maggior parte dei casi i diversi accumuli non vengono tra loro in rapporti geometrici.

Nell'area sviluppata in questa tesi di Dottorato sono state, inoltre, rilevate diverse strutture quali *trench* e gradini di scivolamento che suggeriscono la presenza di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante.

**Le deformazioni gravitative profonde di versante** sono un fenomeno di movimenti in massa in cui la presenza di un'eventuale superficie di scorrimento continua non è macroscopicamente evidente e non è necessario postularla per rendere conto delle deformazioni osservate sia in superficie che in profondità. L'entità dello spostamento è piccola rispetto alle dimensioni del fenomeno.

Tali fenomeni si collocano in posizione intermedia tra i movimenti franosi superficiali e i fenomeni di tettonica gravitativa. Essi si differenziano dai primi per le dimensioni (superficie dell'ordine dei  $\text{Km}^2$ , profondità dell'ordine delle centinaia di m) e per i meccanismi di deformazione, e si differenziano dagli effetti della tettonica gravitativa, per le relative minori dimensioni delle masse coinvolte e per i fattori d'innescio dovuti ad effetti tensionali connessi direttamente con deformazioni profonde della crosta terrestre e per niente o quasi condizionati dagli stress legati alla forma del rilievo.

In generale le deformazioni gravitative profonde di versante sono caratterizzate da grandi dimensioni areali e notevoli spessori delle masse rocciose interessate, dalla meccanica dei movimenti spesso influenzata da particolari configurazioni dei campi di stress e da "fattori di scala", da modalità di rottura assimilabili a meccanismi di "creep rupture".

I fenomeni in questione appaiono spesso poco condizionati dall'assetto morfologico superficiale, risentendo piuttosto dell'assetto strutturale per cui, ad esempio si possono notare nella direzione di movimento delle masse, notevoli deviazioni dalla direzione di massima pendenza del versante.



Tra le forme superficiali, i trenches rimangono quelle più evidenti; si tratta di "graben" di dimensioni variabili, con il fondo spesso riempito di materiale detritico, oppure di gradini in contropendenza. Essi possono intersecare un rilievo montuoso, o correre parallelamente ad una cresta o ancora interessare il versante vallivo.

Le deformazioni gravitative profonde sono controllate da diversi fattori connessi con la natura e l'assetto dei materiali rocciosi interessati e con l'attività geodinamica. Tali fattori agiscono determinando di volta in volta le condizioni favorevoli all'attivazione dei fenomeni gravitativi. Tra queste assume una importanza fondamentale una elevata energia di rilievo tale da rendere possibile il coinvolgimento di masse con elevato spessore. In generale altri fattori possono essere: substrato roccioso con importanti e più o meno dense discontinuità litologiche e strutturali, tettonica attiva al presente o in epoche recenti, corsi d'acqua in attiva incisione lineare e clima interessato da eventi meteorologici estremi.

La deformazione gravitativa profonda di versante individuata durante il rilevamento è localizzata in prossimità della testata del Vallone, lungo il versante destro, si estende nella fascia altimetrica compresa tra 2500 m e 2100 m; lo spessore stimato è dell'ordine dei centinaia di metri.

L'espressione morfologica di tale deformazione corrisponde ad un versante "rigonfiato", caratterizzato verso monte da caratteristici trench, numerose contropendenze tra loro circa parallele interpretabili come gradini di scivolamento. Sono dislocati lungo i gradini di scivolamento diversi relitti del fondovalle glaciale.

**I depositi fluviali** sono estesamente distribuiti in corrispondenza del fondovalle del Vallone di Mascognaz, dove sono essenzialmente legati al torrente di Mascognaz. Complessivamente occupano una superficie di circa 0.5 Km<sup>2</sup>, in corrispondenza della fascia altimetrica compresa all'incirca tra 2250 m e i 1920 m.

È possibile individuare diversi affioramenti messi in evidenza dall'azione erosiva dei corsi d'acqua. lo spessore visibile osservato è di circa 3 m. L'espressione morfologica è rappresentata da estese superfici debolmente inclinate, con allungamento parallelo all'asse vallivo e pendenza verso valle di circa 2°-3° o da conoidi alluvionali, sviluppati trasversalmente all'asse della valle e con inclinazione generalmente inferiore ai 13°.

I depositi sono costituiti da ciottoli con diametro mediamente compreso tra pochi cm e 50 cm, mescolati a una matrice ghiaioso-sabbiosa modestamente addensata, presente in quantità variabile; localmente si osservano elementi rocciosi con diametro di alcuni metri. I ciottoli presentano prevalentemente forma appiattita, con contorni arrotondati e bassa sfericità.

È possibile inoltre individuare una stratificazione evidenziata da corpi lenticolari con potenza da centimetrica a metrica che presentano una frazione grossolana più abbondante rispetto alla frazione fine.



**La copertura detritica** è largamente diffusa nell'area in esame: è particolarmente distribuita nei settori ad alta quota, alle pendici delle pareti rocciose molto acclivi delle creste.

Questi depositi rappresentano il risultato del processo della disgregazione meccanica e dell'azione della gravità: i frammenti rocciosi, generati dalla gelifrazione, si staccano dalla parete cadono liberamente, accumulandosi alle pendici del versante, la messa in posto è legata esclusivamente alla gravità, i frammenti di maggiori dimensioni si accumulano nel settore inferiore, dando così origine ad una selezione dimensionale dei detriti. Questi depositi sono interpretabili come falda detritica.

Tali depositi sono costituiti da elementi eterometrici con diametro da centimetrico a decimetrico, forma prevalentemente tabulare e contorni angolosi, per lo più privi di matrice.

**Le valanghe** implicano lo spostamento e la caduta verso valle di uno strato o di una massa di neve, o in occasione di abbondanti neviccate o per disequilibrio del manto nevoso, cioè quando la forza di trazione esistente nella coltre nevosa supera quella di coesione della neve stessa.

La massa nevosa che si stacca da un versante si accresce lungo il tragitto di discesa, inglobando progressivamente altra neve ed assumendo in carico parte del detrito affiorante. Tra gli effetti prodotti dalla valanga, caratteristica è la presenza sui versanti di tronchi di albero solitamente spezzati di netto.

Quando il fenomeno si manifesta su depositi incoerenti, la massa di neve incide in essi un caratteristico solco a fondo concavo, lungo la direzione di massima pendenza, detto corridoio di valanga: i detriti trascinati a valle si accumulano alla base del canalone, assumendo forma di dosso allungato o di cono.

Nell'area sono stati rilevati numerosi cono di valanga in corrispondenza del versante sinistro.

Non sempre queste forme sono legate esclusivamente all'attività delle valanghe, in quanto nei mesi estivi esse vengono rielaborate dalle acque di ruscellamento che si incanalano preferenzialmente nello stesso corridoio di valanga. I depositi di valanga sono costituiti da elementi angolosi immersi in una matrice fine poco cementata.



## 2. CARATTERISTICHE DELLA NEVE



### 2.1. LA PRECIPITAZIONE NEVOSA E LA SUA EVOLUZIONE

La formazione della neve implica processi fisici piuttosto complessi. È essenziale la presenza di nuclei di condensazione, sui quali si verifica la sublimazione del vapore acqueo con la formazione di cristalli di ghiaccio. All'inizio essi sono molto semplici e di ridotte dimensioni, successivamente danno luogo a forme visibili ad occhio nudo. L'aggregazione di più cristalli dà luogo ai fiocchi di neve.

La morfologia dei cristalli di neve, strettamente legata alla modalità di formazione, è stata oggetto di minuziose classificazioni e riveste particolare interesse nella valutazione della stabilità del manto nevoso.

La variabilità spaziale delle precipitazioni nevose deve essere considerata sia su ampia che su scala ridotta. Il clima della regione e la latitudine influenzano direttamente le precipitazioni, ma nessuna delle due varia significativamente nel contesto di un bacino montano. La quota viene dunque ad assumere il significato di fattore di maggior rilievo nella distribuzione del manto nevoso in fase di accumulo.

Il manto nevoso nasce dallo stratificarsi al suolo di successive nevicate. Esso presenta una struttura dinamica con un'altezza variabile in relazione all'andamento stagionale, in evoluzione nel tempo e difforme nello spazio.

Lungo il profilo si possono distinguere strati differenti per consistenza, spessore e modalità di formazione.

Nel suo complesso il manto nevoso è una struttura porosa derivante dall'accumulo di cristalli di neve, che forma uno strato altamente deformabile costituita da spazi che contengono aria, vapore acqueo o, in particolari condizioni, acqua liquida.

Il manto nevoso è soggetto ad una serie di trasformazioni a carattere irreversibile, che alterano la struttura originaria dei cristalli di neve e conferiscono dinamicità alle caratteristiche fisiche del manto.

Il metamorfismo subito dal manto nevoso porta ad una variazione del profilo termico e ad una riduzione dello spessore, quindi ad un aumento di densità e di resistenza meccanica. Inoltre, si ha un cambiamento della forma dei cristalli con la formazione di cristalli granulari di forma semplificata rispetto a quella originaria e un aumento di compattezza.

In presenza di forti gradienti di temperatura e vapore acqueo, possono formarsi le cosiddette brine di profondità.

Lo studio dei processi della metamorfosi è molto importante per la determinazione e valutazione della stabilità del manto nevoso.

Per effetto dei fenomeni legati al metamorfismo, il manto nevoso tende, con il passare del tempo, a diventare omogeneo rispetto alla temperatura, al contenuto di acqua liquida, alla grandezza dei grani e alla densità ed, infine, raggiunge lo stadio di maturità nel quale i cambiamenti apprezzabili si verificano solo in superficie.



La temperatura del manto nevoso è il dato più importante per la determinazione delle sue caratteristiche energetiche. Il gradiente di temperatura assieme alla densità condiziona il trasferimento energetico all'interno del manto nevoso.

La temperatura varia con la profondità e tende ad aumentare con l'avvicinamento all'interfaccia neve-suolo, dove il valore si avvicina a 0°C.

Durante la fusione, la temperatura si presenta uguale in tutti gli strati e pari a 0°C.

Inoltre, è utile conoscere la variazione spaziale delle proprietà del manto nevoso.

A tale variabilità concorrono fattori meteorologici, morfologici e vegetazionali che interagiscono in modo complesso nel determinare le diverse caratteristiche del manto. Una importante causa di eterogeneità spaziale del manto nevoso in fase di accumulo è la ridistribuzione operata dal vento.

Anche quando le precipitazioni sono uniformi su tutta l'area, la distribuzione spaziale finale può essere molto eterogenea poiché la neve viene spostata e ridepositata dal vento. In questa situazione la neve si comporta come altri sedimenti, accumulandosi in zone dove il flusso decelera a scapito delle zone dove accelera.

Dove le irregolarità del terreno e il disegno del vento si ripetono, le scoperture e gli accumuli tendono a ripresentarsi negli anni sia nella forma sia nella localizzazione.

Inoltre, volumi considerevoli di neve vengono mossi anche dalle valanghe e dalle slavine. Queste trasportano e concentrano la neve ad altitudini più basse, potendo, in alcuni casi, favorirne la fusione. Anche in questo caso, questi eventi si ripetono con maggiore frequenza negli stessi pendii, i quali presentano una inclinazione tale da poter innescare facilmente tali fenomeni.

In alcune situazioni, può essere molto importante una stima corretta dell'esatto volume di neve messo in movimento da una valanga e depositato in fondovalle, poiché il suo contenuto d'acqua può essere elevato.

È da sottolineare che tali agenti non comportano un cambiamento della massa totale di neve, ma operano soltanto una ridistribuzione della stessa.

### 2.2. PROPRIETÀ DELLA NEVE

Nei seguenti paragrafi verranno trattate in maniera dettagliata le principali proprietà meccaniche, qualitative e quantitative, ottiche ed elettromagnetiche della neve, che come si vedrà successivamente hanno prodotto non pochi problemi per lo studio delle precipitazioni.

Un manto nevoso è un deposito al suolo di cristalli di neve e ghiaccio formatosi in atmosfera e successivamente precipitati per effetto della forza di gravità: sono quindi una combinazione di ghiaccio e aria. I cristalli sono soggetti, sia in atmosfera che al suolo, a continue trasformazioni e, al variare delle condizioni fisiche e climatiche dell'ambiente in cui si trovano, possono modificare la loro struttura, aggregarsi fra loro, variare il volume e la forma. Di conseguenza le caratteristiche meccaniche della neve e quindi la quantità d'acqua presente nell'ammasso nevoso



mutano nel tempo. La neve, una volta depositatasi al suolo, ha una struttura che varia nel tempo e nello spazio, presenta numerose stratificazioni con caratteristiche anche molto diverse fra loro, che sono indice di formazione e successive trasformazioni avvenute in condizioni meteorologiche e ambientali differenti.

La seguente tabella mostra le proprietà fisiche della neve e le sue unità di misura, di cui verrà detto nei successivi paragrafi

**TABELLA 1: PROPRIETÀ FISICHE DELLA NEVE E RISPETTIVE UNITÀ DI MISURA.**

Proprietà	Unità di misura
Densità	kg/m <sup>3</sup>
Forma del grano	-
Dimensione dei grani (massima estensione)	mm
Contenuto in acqua liquida	% in volume
Impurità	% in peso
Resistenza (a compressione, trazione, taglio)	Pa
Indice di durezza	-
Temperatura della neve	°C

### 2.2.1. DENSITÀ

La densità della neve è definita come il rapporto tra il volume dell'acqua di fusione che deriva da un campione di neve e il volume originale del campione. Tale rapporto per la neve alpina può variare da 0,03 (neve fresca estremamente leggera) fino a 0,6 (neve bagnata da fusione) sino ad un valore massimo di circa 0,91 (ghiaccio). Per rappresentare la densità, molto spesso in nivologia viene utilizzato il concetto di massa in volume definita come la massa nell'unità di volume, espressa in kg/m<sup>3</sup>. La densità della neve, da cui dipende la porosità, governa l'entità degli scambi di calore all'interno del manto nevoso regolandone i metamorfismi. Tale parametro ci permette di determinare l'equivalente in acqua e quindi la disponibilità idrica. La densità, influenzando sulle proprietà meccaniche della neve, determina la modalità di distacco delle valanghe. La densità ci consente di calcolare il carico prodotto dal manto nevoso soprastante su uno strato debole o il sovraccarico prodotto da una nevicata.

I metodi manuali di misura della densità si basano sulla raccolta di campioni di dimensioni note (carotaggi) che vengono pesati. La densità è un parametro che ha una notevole variabilità, non soltanto areale ma anche all'interno dello stesso



profilo verticale, di solito aumenta con la profondità, per cui richiede l'applicazione di tecniche di campionamento particolari.

### 2.2.2. DIMENSIONE DEI GRANI

La dimensione dei grani di un campione di neve è data dalla dimensione media dei suoi grani caratteristici. La dimensione di un grano è la misura in millimetri della sua maggior estensione. Le dimensioni possono essere misurate con precisione in laboratorio mediante la vagliatura o applicando tecniche stereometriche. Un semplice metodo adatto per le misurazioni sul terreno consiste nel collocare un campione dei grani su una tavoletta graduata in millimetri detta tavoletta cristallometrica e successivamente analizzarlo con l'impiego di opportune lenti d'ingrandimento. La dimensione dei grani viene determinata confrontando le dimensioni del grano con la spaziatura delle righe sulla tavoletta.



**FIGURA 18: RILIEVO DIMENSIONE E FORMA DEI GRANI ESEGUITO CON LA GUARDIA DI FINANZA DI ENTRÈVES**

La dimensione dei grani influisce sulle proprietà meccaniche della neve: a parità di forma, la resistenza al taglio di un campione di neve diminuisce con l'aumentare delle dimensioni poiché tanto minori sono i punti di contatto tra i grani, tanto maggiore è la concentrazione della sollecitazione. La dimensione dei grani influenza la densità, la quale aumenta con il diminuire delle dimensioni dei grani. Anche la porosità, che indica il rapporto tra il volume dei vuoti e il volume totale, dalla quale dipende la velocità di formazione di cristalli come la brina di fondo, è influenzata dalla dimensione dei grani.



**TABELLA 2: CODIFICAZIONE DELLA DIMENSIONE DEI GRANI (DA S.COLBECK ET AL., CLASSIFICAZIONE INTERNAZIONALE DELLA NEVE AL SUOLO)**

Molto piccola	< 0,2 mm
Piccola	0,2-0,5 mm
Media	0,5-1,0 mm
Grande	1,0-2,0 mm
Molto grande	2,0-5,0 mm
Estrema	> 5,0 mm

### 2.2.3. FORMA DEI GRANI

La forma dei grani di un campione di neve è l'aspetto morfologico dei suoi grani più caratteristici individuato sulla base di una serie di tipologie predefinite. Viene indicata la tipologia più rappresentativa cioè la forma prevalente e le forme accessorie presenti in ordine di rappresentatività. Alcuni scienziati giapponesi hanno catalogato più di 3000 tipi di cristalli, ma attualmente la forma dei grani viene definita mediante una descrizione di tipo qualitativo proposto dall'IASH (International Association of Scientific Hydrology, 1927-1939). La classificazione è associata al processo di formazione corrispondente e ad alcune informazioni supplementari sui principali fenomeni fisici coinvolti e sugli effetti di questi sulla resistenza. Le descrizioni fanno spesso riferimento ad alcuni elementi significativi, quali l'aspetto generale, la superficie, i legami.



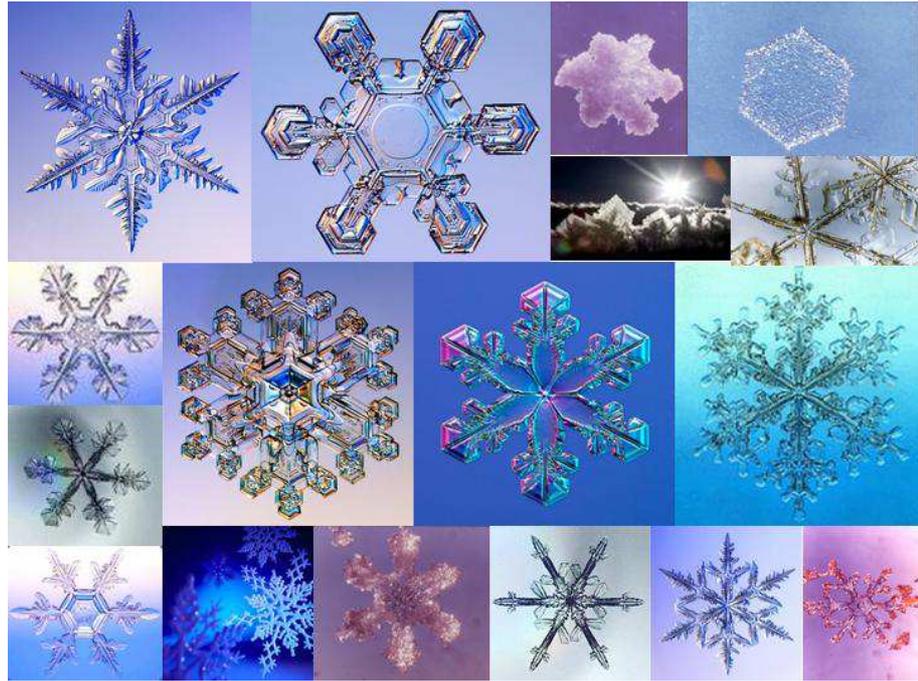


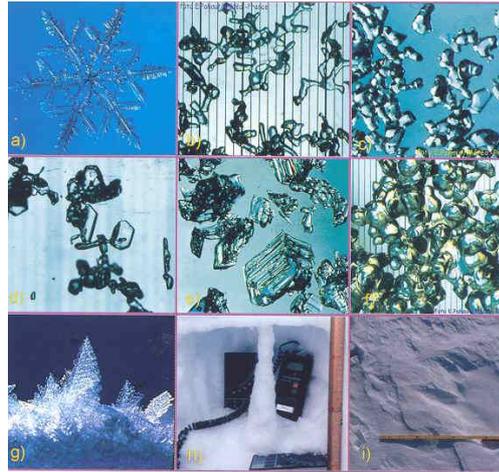
FIGURA 19: VARI TIPI DI GRANI ([HTTP://WWW.MARCOCHIERICI.IT](http://www.marcochierici.it))

La presenza di diverse forme di grani costituisce una precisa informazione sulla storia del manto nevoso. Le diverse tipologie di grani presenti sono il risultato di determinati processi di metamorfismo.

Il riconoscimento delle forme può essere fatto in laboratorio attraverso metodi rigorosi di riconoscimento automatico, tuttavia il metodo che viene utilizzato è quello che prevede il riconoscimento soggettivo in campo mediante l'uso di una lente di ingrandimento e una tavoletta cristallometrica.

Il sistema di classificazione IASH prevede 9 tipologie principali di grani identificati con numeri dall'1 al 9. Vengono utilizzate le lettere (a, b, c,...) per indicare le sottoclassi corrispondenti. Nel caso di mescolanza di diverse forme nello stesso campione preso in esame, la codifica viene preceduta da un numero che esprime la rappresentanza percentuale in decimi.





**FIGURA 20:** LE NOVE PRINCIPALI TIPOLOGIE DI GRANI SECONDO LA CLASSIFICAZIONE IASH. A) PARTICELLE DI PRECIPITAZIONE; B) PARTICELLE DI PRECIPITAZIONE FRAMMENTATE; C) GRANI ARROTONDATI; D) CRISTALLI SFACCETTATI; E) BRINA DI FONDO; F) GRANI BAGNATI; G) CRISTALLI A PIUMA; H) MASSE DI GHIACCIO; I) DEPOSITI IN SUPERFICIE E CROSTE;

#### 2.2.4. CONTENUTO IN ACQUA

Il contenuto in acqua o umidità è la frazione in fase liquida presente nella neve. La presenza di una fase liquida contenuta nei pori contraddistingue la neve umida o bagnata dalla neve secca in cui la fase liquida è assente. La proporzione della fase liquida viene espressa come percentuale rispetto al volume oppure alla massa. Il contenuto di acqua può variare dallo 0 al 25%. Il passaggio da un regime di bassa saturazione (regime pendolare) ad un regime di forte saturazione (regime funicolare) si situa intorno all'8%. Fino a valori del 3% la tensione superficiale riesce a contrastare la forza di gravità perciò l'acqua è trattenuta negli interstizi fra i grani (acqua capillare). Nei manti nevosi caratterizzati da forte saturazione si crea un processo di percolazione con creazione di canali verticali. Il contenuto di acqua influenza anche altre proprietà importanti della neve. Un aumento del contenuto liquido determina un aumento della conducibilità termica ed elettrica ed un aumento di quantità di radiazione solare assorbita dalla neve.

##### 2.2.4.1. PERCENTUALE IN MASSA DELL'ACQUA

Questa definizione viene utilizzata quando le misure vengono effettuate per calorimetria o centrifugazione. Si definisce come:

$$\theta_m = \text{Massa di acqua liquida} / \text{Massa totale del campione} \quad (2.1)$$

##### 2.2.4.2. PERCENTUALE IN VOLUME

Questa definizione è maggiormente utilizzata nella pratica operativa



$$\theta_v = \text{Volume di acqua liquida} / \text{Volume totale del campione} \quad (2.2)$$

I due modi di indicare il contenuto di acqua liquida della neve sono legati dalla espressione (2.3):

$$\theta_v = \theta_m * \rho \quad (2.3)$$

dove  $\rho$  è la densità della neve (definita come il rapporto tra il volume di acqua che deriva dalla fusione di un campione e il volume originale del campione).

### 2.2.4.3. PERCENTUALE DEL VOLUME DEI PORI

Un'altra definizione di contenuto in acqua liquida, utilizzata soprattutto nella modellistica, è la seguente:

$$\theta_p = \text{Volume di acqua liquida} / \text{Volume dei pori} \quad (2.4)$$

In questo caso il contenuto d'acqua può raggiungere il 100% quando gli interstizi tra i grani sono riempiti di acqua (neve satura d'acqua).



FIGURA 21: RILIEVO CONTENUTO IN ACQUA ESEGUITO CON LA GUARDIA DI FINANZA DI ENTRÈVES

Dal punto di vista operativo il metodo empirico, che prevede una stima da parte dell'operatore, è quello più utilizzato. Viene effettuato preliminarmente un controllo della temperatura da parte dell'operatore ed in seguito, con l'ausilio di una lente di ingrandimento, viene osservata l'eventuale presenza di acqua tra i grani. Infine, con guanto indossato, viene prelevato un campione di neve e dopo averlo strizzato moderatamente, viene verificata la presenza di acqua.



**TABELLA 3: DIVERSE CLASSI DI UMIDITÀ DELLA NEVE DEFINITE IN BASE AL CONTENUTO PERCENTUALE IN ACQUA LIQUIDA (AINEVA)**

Termine	Note	Intervallo di $\theta_v$
Asciutta	La temperatura è di solito inferiore a 0°C. I grani di neve separati hanno scarsa tendenza ad unirsi quando vengono pressati	0%
Umida	T=0°C. L'acqua non è visibile e quando viene leggermente schiacciata, la neve ha una netta tendenza a restare unita	<3%
Bagnata	T=0°C. L'acqua è riconoscibile tramite il suo menisco tra i grani di neve contigui; non è comunque possibile estrarre l'acqua schiacciando moderatamente la neve	3-8%
Molto bagnata	T=0°C. L'acqua si può estrarre premendo moderatamente la neve; c'è però ancora una certa quantità d'aria all'interno dei pori	8-15%
Fradicia	T=0°C. La neve è impregnata d'acqua e contiene una quantità d'aria relativamente limitata	>15%

### 2.2.5. IMPURITÀ

Per impurità del manto nevoso si intendono l'insieme delle particelle di varia natura che possono depositarsi sul manto nevoso al suolo (deposizione secca) o che sono catturate in atmosfera durante le precipitazioni (deposizione umida). Esistono casi in cui le caratteristiche della neve vengono influenzate da diversi generi e quantità di impurità. Tali impurità sono di origine molto diversa: continentali, oceaniche, marine, vulcaniche, provenienti da attività umane (ad esempio industrie e agricoltura). Possono essere di natura molto diversa: minerale, organica, microrganismi (alghie, batteri, spore). La presenza di una grande quantità di queste impurità può dar luogo ad una colorazione della precipitazione nevosa (nevi rosse o giallastre corrispondono a masse d'aria di origine Sahariana). La presenza di queste impurità influisce sulle proprietà ottiche e termiche, ma può anche avere degli effetti sulle proprietà meccaniche. La presenza di impurità, riducendo l'albedo, favorisce processi di riscaldamento e la conseguente fusione del manto. L'ordine di grandezza della concentrazione di queste impurità viene espresso in parti per milione rispetto al peso.

### 2.2.6. RESISTENZA E PENETRABILITÀ

È la capacità della neve di resistere alle sollecitazioni. La resistenza della neve dipende dal tipo di sollecitazione (compressione, trazione o taglio), dalla velocità di sollecitazione, dal tipo di deformazione (viscosa, elastica) e dalla velocità di deformazione. Inoltre, la resistenza dipende anche dal volume del campione, poiché la neve è un materiale anisotropo. Dal punto di vista pratico ha particolare importanza la resistenza al taglio. È stato dimostrato che la resistenza al taglio in un manto nevoso aumenta con l'aumentare della pressione normale (peso del manto



nevoso soprastante) e che tale aumento è dovuto all'attrito interno secondo la seguente relazione:

$$\Sigma_{\phi} = \Sigma + \sigma_{zz} \phi \quad (2.5)$$

dove  $\Sigma$  è la resistenza al taglio misurata,  $\sigma_{zz}$  è la pressione normale e  $\phi$  è l'angolo di attrito interno.

$$\sigma_{zz} = \rho * g * L * \cos^2 \psi \quad (2.6)$$

(pressione normale prodotta da uno strato soprastante)

dove  $\psi$  è l'angolo di inclinazione del pendio,  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $L$  è lo spessore dello strato e  $\rho$  è la densità media.  $\psi$ , angolo di attrito, può essere calcolato con delle formule empiriche valide per resistenze al taglio misurate con un telaio a lamelle di 0,01 m<sup>2</sup>.

La penetrabilità della neve è la capacità del manto nevoso di sopportare un certo carico quando questo viene applicato verticalmente sulla superficie.

Si distinguono a seconda della tipologia del carico applicato:

- Penetrabilità della traccia dello sci: **PS**
- Penetrabilità dell'impronta (persona che poggia su un piede solo): **PP**
- Penetrabilità di una sonda a percussione (svizzera): **PR**

L'unità di misura della penetrabilità è il cm e si misura con un doppio metro.

La penetrabilità è un indice della coesione degli strati più superficiali. Il dato ci può dare utili indicazioni sul grado di erosione del manto nevoso e sulla possibilità di formazione di valanghe di neve a debole coesione o a lastroni soffici.

In condizioni primaverili alti valori di penetrabilità indicano un'avanzata fase di metamorfismo con produzione di acqua allo stato liquido e diminuzione delle resistenze. Alti valori di penetrabilità in caso di precipitazioni nevose indicano la potenziale possibilità di formazione di valanghe di grandi dimensioni. Valori nulli di penetrabilità sono indicatori della presenza di croste superficiali.

La resistenza di solito viene intesa come resistenza alla penetrazione di un corpo all'interno del manto nevoso, di solito viene usata una massa battente di peso  $p$  (in Newton) che cade  $n$  volte da un'altezza  $h$  (in cm) su elementi tubolari di peso  $q$  (in N) e genera una pressione, la resistenza alla penetrazione  $R$  (in N) è quindi uguale a:

$$R = \frac{phn}{\Delta} + p + q \quad (2.7)$$

Dove  $\Delta$  è l'affondamento parziale della sonda (in cm).





FIGURA 22: RESISTENZA ALLA PENETRAZIONE ESEGUITO CON LA GUARDIA DI FINANZA DI ENTRÈVES

I problemi relativi all'utilizzo di tale tecnica sono principalmente due:

- Non localizza gli strati molto sottili, perché la sonda li attraversa con una sola percussione, e la loro resistenza si media con quella degli strati limitrofi. La valutazione di stabilità ha però come obiettivo primario proprio quello di localizzare gli strati deboli, anche se sottili: per questo motivo, l'operatore necessita di esperienza che gli consenta di intuire, da irregolarità nella velocità di penetrazione della sonda, la presenza di croste e strati deboli.
- La sonda non ha una buona risoluzione nella neve fresca a temperature prossime allo zero, perché questa neve aderisce alla punta, variandone la dimensione effettiva.

### 2.2.7. DUREZZA

È un valore che esprime la capacità della neve di resistere alle deformazioni locali prodotte da una forza di compressione. È perciò una misura rappresentativa della resistenza a compressione. Dal momento che la durezza può essere misurata con vari strumenti, i valori ricavati sono indicativi e difficilmente confrontabili. Perciò si parla più correttamente di indice di durezza. Per le applicazioni pratiche è meglio disporre di un andamento delle durezza lungo un profilo verticale del manto nevoso (profilo delle durezza).





**FIGURA 23: RILIEVO DELLA DUREZZA ESEGUITO CON LA GUARDIA DI FINANZA DI ENTRÈVES**

Nella pratica operativa la durezza viene misurata con una buona precisione e un buon dettaglio mediante una sonda a percussione, ma può anche essere valutata anche in modo più speditivo a livello di strato mediante il test della mano. Qualora l'indice di durezza venga misurato con la sonda a percussione l'unità di misura è il Newton (N).

**TABELLA 4: CORRISPONDENZA FRA LE DIVERSE CLASSI DI DUREZZA DELLA NEVE DETERMINATE CON I VARI METODI (AINEVA)**

Termine	Sonda a percussione (N)	Ordine di grandezza della resistenza a compressione (Pa)	Test della mano	Simbolo
Molto bassa	0-20	0-103	pugno	R1
Bassa	20-150	103-104	4 dita	R2
Media	150-500	104-105	1 dito	R3
Alta	500-1000	105-106	matita	R4
Molto alta	>1000	>106	Lama di coltello	R5
Ghiaccio	-	-	-	R6

### 2.2.8. STRATIFICAZIONE

Un manto nevoso è formato da uno o più strati che derivano dalle precipitazioni nevose o dalla deposizione del vento. Per spessore di uno strato si intende la misura effettuata perpendicolarmente al pendio, espressa in cm. Per strati dalla forma lenticolare è utile conoscere anche la misura in direzione parallela al pendio.



Lo spessore degli strati descrive la stratigrafia del manto nevoso e va correlato ad altri dati quali la densità, la forma e la dimensione dei grani, il contenuto di acqua liquida per una valutazione d'insieme chiamata analisi stratigrafica. Anche solamente lo spessore degli strati fornisce informazioni rilevanti quali l'entità delle precipitazioni, l'entità del trasporto eolico e la successione degli eventi di precipitazione nel corso dell'inverno. La misura dello spessore degli strati viene effettuata con un'asta graduata che è la stessa che viene infissa nel terreno con la prova penetrometrica.



FIGURA 24: STRATI DI NEVE SUL TETTO DI UNA CASA (FOTO SCATTATA DA MARZIO PALINI)

### 2.2.9. RUGOSITÀ SUPERFICIALE

Per rugosità superficiale si intende la tipologia di irregolarità prodotte sulla superficie del manto nevoso da vari fattori quali il vento, la pioggia, la sublimazione, la fusione. È una caratteristica morfologica della superficie che esprime la natura degli agenti esterni che hanno interessato lo strato superficiale. La rugosità superficiale consente di conoscere la storia evolutiva del manto nevoso nel recente passato essendo il risultato di determinati processi che hanno agito sullo stesso.

### 2.2.10. PROPRIETÀ OTTICHE (ALBEDO)

La comprensione dei fenomeni di riflessione, assorbimento e trasmissione dell'irraggiamento nella neve è necessaria per calcolare il bilancio energetico del manto nevoso. L'albedo o "coefficiente di riflessione spettrale emisferico" è la quantità di radiazione solare riflessa rispetto alla radiazione solare incidente, per una lunghezza d'onda definita. Le prime modellazioni delle proprietà ottiche della neve consideravano il manto nevoso come una semplice successione di strati; si



trattava di modelli di trasferimento radiativo a due flussi, che necessitavano di due parametri corrispondenti all'assorbimento e alla dimensione degli strati. Questi modelli, pur ottenendo risultati corretti, sono stati superati da modelli che, trattando il fenomeno della diffusione e dell'assorbimento a livello dei grani (ad esempio il modello di diffusione di Mie), raggiungono un grado di precisione maggiore. In questi modelli, i grani sono assimilabili a sfere in cui il rapporto volume-superficie è lo stesso di quello dei grani. L'albedo della neve è, infatti, strettamente legato alla lunghezza d'onda della radiazione incidente e alla dimensione dei grani. Si può notare che i valori di albedo sono elevati nel campo del visibile e decrescono in modo accentuato nell'infrarosso: ciò dipende dalle proprietà del ghiaccio. Si osserva inoltre, che l'albedo decresce quando la dimensione dei grani aumenta, soprattutto nell'infrarosso. (Tabella 5). Questo fenomeno si può spiegare con la seguente esemplificazione: un fotone può essere diffuso attraverso l'interfaccia aria-ghiaccio e in seguito mentre attraversa la fase ghiaccio. Un aumento di dimensione dei grani allunga il percorso del fotone e quindi aumenta la possibilità d'assorbimento all'interno dei possibili punti di diffusione.

Per quanto riguarda il contenuto in acqua liquida, sono state fatte delle verifiche sperimentali da O'Brien & Munis (1975): essi hanno constatato che non si ha alcuna variazione dell'albedo nel caso di rigelo della neve umida. Se la dimensione dei cristalli di neve fresca è piccola (cioè è basso il rapporto volume/superficie), e nella prima fase di metamorfismo si ha una ulteriore diminuzione delle dimensioni (scomparsa delle ramificazioni) l'albedo aumenterà nelle ore o nei giorni seguenti una nevicata, per poi diminuire fino alla fine dell'inverno o fino ad una nuova precipitazione nevosa.

Questo fenomeno è stato effettivamente osservato in Antartide dove le fasi di metamorfismo sono molto lente a causa delle bassissime temperature: si è in questo caso constatato che l'albedo aumenta durante il periodo appena seguente una nevicata. Un altro importante parametro può influenzare l'albedo: la presenza di impurità nella neve. Queste impurità non hanno alcun effetto nel dominio dell'infrarosso, possono però far diminuire considerevolmente l'albedo nel dominio del visibile, anche se presenti in piccole concentrazioni (qualche parte per milione). L'albedo inoltre aumenta con l'angolo di incidenza (è massimo con il sole radente). In condizioni di cielo nuvoloso si verificherà un aumento dell'albedo: le nuvole assorbono principalmente le lunghezze d'onda prossime all'infrarosso, mentre si lasciano attraversare dalle lunghezze d'onda nelle quali l'albedo della neve è più elevato. L'albedo nel campo del visibile dipende anche dallo spessore della neve: questo fatto si spiega a causa del debole assorbimento del ghiaccio di elevati spessori. Gli elevati valori di albedo della neve nel campo del visibile sono quindi il risultato di processi di diffusione sulla superficie dei grani ed interessano anche uno strato superficiale spesso alcuni centimetri.



**TABELLA 5: CAMPI DI VARIAZIONE DELL'ALBEDO PER DIVERSI TIPI DI NEVE.**

	Albedo nel campo del visibile	Albedo nel campo prossimo all'infrarosso
Neve asciutta	0,81/1	0,5/0,6
Neve umida	0,7/0,8	0,4/0,5
Neve bagnata	0,5/0,7	0,3/0,4

La Tabella 5 illustra i domini di variazione dei valori dell'albedo nei campi del visibile e dell'infrarosso per differenti tipi di neve. Per quanto riguarda la trasmissione della luce nella neve si può affermare che solo la luce con lunghezze d'onda nel campo del visibile penetra profondamente ed in particolare la luce blu a causa delle proprietà del ghiaccio.

## 2.2.11. PROPRIETÀ ELETTROMAGNETICHE

Le proprietà elettromagnetiche sono fondamentali per la caratterizzazione della neve in quanto sono direttamente correlabili a grandezze quali la densità e il contenuto d'acqua.

La permittività elettrica della neve è correlabile alla velocità di propagazione delle onde elettromagnetiche nella neve.

### 2.2.11.1. PERMETTIVITÀ ELETTRICA

La permittività elettrica  $\epsilon$  indica l'abilità di un materiale a trasmettere un campo elettrico. Un materiale con alta permittività elettrica può immagazzinare più carica di un materiale con permittività più bassa.

La permittività  $\epsilon$  [F/m] è correlata alla velocità dell'onda elettromagnetica nel mezzo ( $v$ ) e alla permeabilità magnetica nel mezzo ( $\mu$ ).

$$\epsilon = v^{-2} * \mu^{-1} \quad (2.8)$$

La permittività elettrica nel vuoto deriva dall'equazione di Maxwell che mette in relazione l'intensità del campo elettrico  $E$  con la densità di flusso elettrico  $D$  e vale:

$$\epsilon_0 = c^{-2} * \mu_0^{-1} = 8,8541878176 * 10^{-12} \text{ [F/m]} \quad (2.9)$$

Il valore di riferimento per stabilire la permittività relativa (o costante dielettrica) di un mezzo, definita come il rapporto tra la permittività del mezzo e la permittività del vuoto.

$$\epsilon_r = \epsilon * \epsilon_0^{-1} \quad (2.10)$$

In un mezzo non magnetico come la neve, la permeabilità magnetica  $\mu = \mu_0$  e quindi:

$$\epsilon_r = c^2 * v^{-2} \quad (2.11)$$



TABELLA 6: COSTANTE DIELETTICA PER DIVERSI MEZZI (DAVIS & ANNAN, 1976)

Materiale	$\epsilon_r$
Aria	1
Ghiaccio	3-4
Sabbia asciutta	3-5
Asfalto	3-5
Granito	4-6
Calcare	4-8
Gneiss	4-8
Permafrost	4-5
Carbone	4-5
Sabbia satura	20-30
Argilla	10-40
Suoli organici	15
Acqua	81

L'espressione completa della permittività presenta anche una parte immaginaria, si definisce quindi la permittività complessa:

$$\epsilon_c = \epsilon - (i * \sigma * \omega^{-1}) \quad (2.12)$$

Per un mezzo non conduttivo, come la neve, si ha che  $\sigma=0$ . In questo modo la parte immaginaria è trascurabile e si può approssimare:  $\epsilon_c = \epsilon$ .

Nota la velocità dell'onda elettromagnetica nella neve è, quindi, possibile ottenere direttamente la permittività, dalla quale si può ricavare la densità della neve attraverso modelli semiempirici o basati anche su formulazioni geofisiche rigorose.

Una relazionale polinomiale empirica fu proposta da Robin (1969):

$$\epsilon_r = (1 + 0.851 * \rho)^2 \quad (2.13)$$

dove  $\rho$  è la densità specifica.

Numerose altre espressioni, teoriche ed empiriche, sono state determinate per descrivere la costante dielettrica considerando la neve una miscela di grani di ghiaccio, acqua ed aria.

Una relazione generale per la neve, è la seguente:

$$\epsilon_{SNOW} = (1 - \phi) * \epsilon_{ICE} - \phi * S_{WATER} * \epsilon_{WATER} + \phi * (1 - S_w) \epsilon_{AIR} \quad (2.14)$$

dove:

$\epsilon_{ICE}$ ,  $\epsilon_{SNOW}$ ,  $\epsilon_{WATER}$ ,  $\epsilon_{AIR}$  sono le permittività relative del ghiaccio, della neve, dell'acqua e dell'aria ( $\epsilon_{AIR}=1$ );  $\phi$  è un parametro compreso tra -1 e 1 e vale 0,5 per un campo elettrico isotropo;  $S_w$  è la saturazione.

Looyenga (1965), per determinare la densità della neve partendo dalla permittività relativa, propose una relazione che si ottiene dal modello precedente ponendo  $\beta=1/3$  e  $S_w=0$  (cioè nel caso di nevi secche):

$$\epsilon_{SNOW}^{1/3} = (\epsilon_{ICE}^{1/3} - \epsilon_{AIR}^{1/3}) * (1 - \phi) + \epsilon_{AIR}^{1/3} \quad (2.15)$$

Dal momento che  $\epsilon_{AIR} = 1$  e  $\rho_{SNOW} = (1 - \phi) * \rho_{ICE}$ , si ricava che:

$$\rho_{SNOW} = \rho_{ICE} * (\epsilon_{SNOW}^{1/3} - 1) / (\epsilon_{ICE}^{1/3} - 1) \quad (2.16)$$



2.3. GENESI E METAMORFISMI DELLA NEVE

I cristalli di neve si formano, a temperature inferiori a 0 °C, per sublimazione di molecole di vapore e congelamento di microscopiche gocce d'acqua attorno ad impurità presenti nell'atmosfera che fungono da nuclei di cristallizzazione. I cristalli assumono, inizialmente, la forma di una microscopica piastrina esagonale che si accresce man mano che, nel suo movimento nell'aria satura della nube, aggrega a sé altre molecole di vapore e goccioline di acqua.

La crescita dei cristalli avviene in modo diverso a seconda delle fasce di temperatura in cui avviene: per esempio, attorno ai -6 °C la piastrina cresce nel senso dello spessore, formando sottilissimi aghi di sezione esagonale; intorno ai -10-12°C l'aumento della dimensione dei cristalli avviene nel senso delle dimensioni maggiori dell'esagono iniziale, formando piastrine esagonali più ampie. Oltre i -12 °C, fino a -16-18 °C la crescita avviene sui vertici del perimetro, con la formazione di dendriti che danno, alla piastrina iniziale, la forma stellare a sei punte. Oltre i -18 °C, la crescita avviene ancora nel senso dell'altezza, dando luogo alla formazione di prismi esagonali cavi internamente.

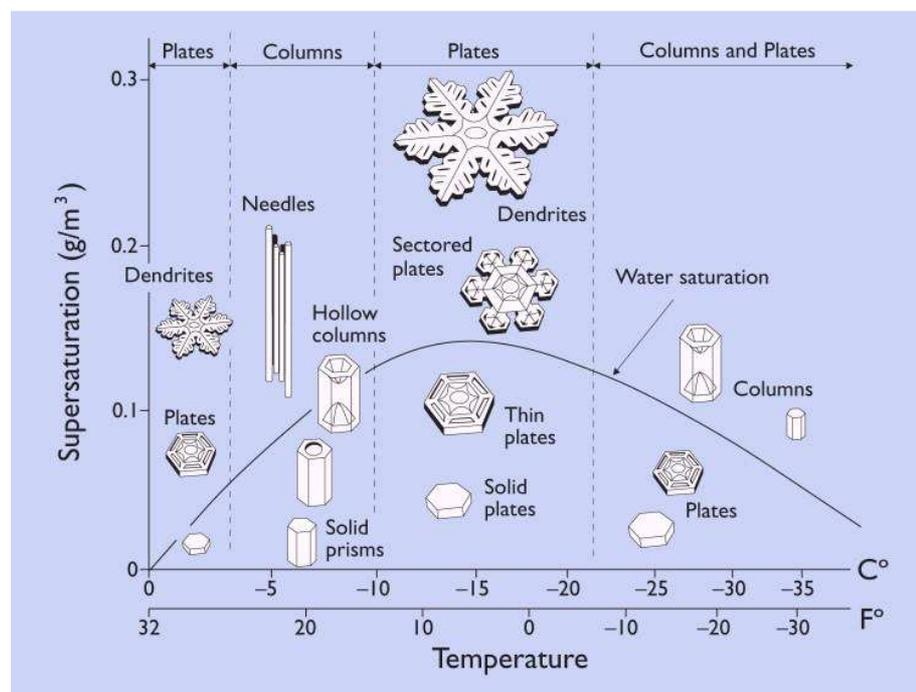


FIGURA 25: FORME DEI GRANI CHE LA NEVE ASSUME AL VARIARE DI DENSITÀ E TEMPERATURA  
 (HTTP://WWW.EXO.NET/~PAULD/MARS/4SNOWFLAKES/MARTIANSNOWFLAKES.HTML)

Naturalmente si possono avere infinite forme composite in relazione ai movimenti dei cristalli di neve in zone delle nubi a temperature diverse. Quando il cristallo ha raggiunto un certo peso, sufficiente a vincere le correnti ascensionali della nube, tende a perdere quota, continuando ad aggregare vapore e, urtando contro altri



cristalli o contro goccioline di acqua sopraffusa, le aggrega, aumentando ancora il peso ed il volume per coalescenza.

In assenza di vento, i cristalli, giunti al suolo, si accumulano uniformemente l'uno sull'altro dando origine ad un manto nevoso uniforme che risulta essere un miscuglio d'aria e di cristalli di neve legati debolmente tra loro per mezzo delle loro piccole e fragili ramificazioni. La coesione iniziale del manto nevoso, la proprietà dei cristalli di star uniti tra loro, in questo caso è di tipo feltroso ed è labile in quanto le ramificazioni sono tanto più fragili quanto più le temperature sono basse. Nel caso che la precipitazione avvenga in presenza di vento, invece, la distribuzione dei cristalli al suolo è disomogenea e vengono privilegiati accumuli di cristalli, semidistrutti, sottovento alle asperità del terreno.

La vita dei cristalli di neve, però, non finisce a questo punto, ma continua fino alla completa fusione, in primavera, con la loro ultima trasformazione. A terra, essendo mutato radicalmente l'ambiente in cui i cristalli vengono a trovarsi rispetto a quello di formazione nell'atmosfera, essi cominciano a subire una serie di trasformazioni. Nel nuovo ambiente, infatti, sono soggetti a temperature diverse che ne determinano il tipo e la rapidità delle trasformazioni (metamorfismi).

### 2.3.1. IL METAMORFISMO PER ISOTERMIA (O DISTRUTTIVO)

La prima trasformazione tende a distruggere le belle forme iniziali dei cristalli e a dar loro, progressivamente, una forma finissima e rotondeggiante, con dimensioni dell'ordine dei decimi di mm: la neve, da fresca, diventa farinosa. Il colore è bianco opaco. Questo tipo di metamorfismo, ha luogo finché lo strato interessato mantiene una temperatura pressoché uniforme ed è tanto più rapido quanto più la temperatura è prossima allo zero.

Come si spiega questo fenomeno? È semplice: per sublimazione, le punte dei cristalli si trasformano in vapore che viene attratto verso il nucleo centrale dove, per sublimazione inversa, si ritrasforma in ghiaccio, fino a quando le ramificazioni spariscono e resta un granellino finissimo.

Si verifica, quindi, per differenza di tensione di vapore tra le cuspidi e le concavità, un trasporto di vapore dalla periferia al centro dei cristalli, per cui lo spazio occupato dal cristallo iniziale si riduce notevolmente, pur non diminuendo la sua massa.



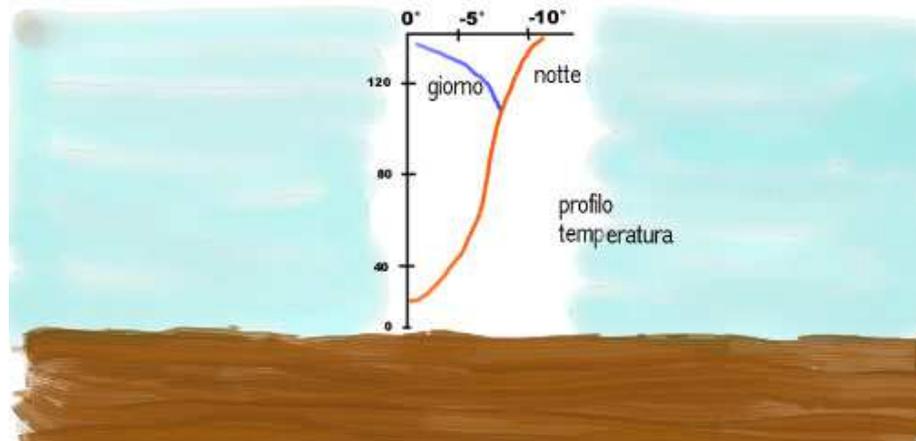


FIGURA 26: METAMORFISMO PER ISOTERMIA ([HTTP://WWW.SCIALP.IT](http://www.scialp.it))

In questo modo, i cristalli, prima, staccandosi tra loro, perdono la coesione feltrosa, quindi, per effetto della gravità, si avvicinano al suolo e si comprimono l'uno sull'altro dando luogo, sulle superfici orizzontali, all'assestamento che si traduce in una riduzione dello spessore dello strato iniziale ed in una saldatura dei cristalli nei loro punti di contatto, sia per apporto di ulteriore vapore dalle parti convesse a quelle concave, sia per compressione. Il manto nevoso, da una situazione di coesione labile, passando attraverso una fase di quasi totale mancanza di coesione, diventa compatto.

La prima fase di questo processo, la perdita, cioè, della coesione feltrosa, dà origine, sulle superfici inclinate, ad una situazione di instabilità della neve in quanto i cristalli, ormai separati tra loro, muovendosi spontaneamente o per qualsiasi sollecitazione esterna, possono dar luogo alle valanghe di neve a debole coesione, caratteristiche dei giorni immediatamente successivi alle precipitazioni nevose. Quando e dove le temperature sono più alte, il pericolo è immediato ma di breve durata in quanto l'assestamento è più rapido. Quando le temperature sono basse o sui pendii in ombra, il pericolo è della stessa entità, ma dura molto di più nel tempo, in quanto le valanghe spontanee si staccano più tardi e l'instabilità può favorire valanghe provocate da sciatori.

### 2.3.2. METAMORFISMO MECCANICO

Anche questo tipo di metamorfismo comporta la distruzione delle forme originarie dei cristalli. Esso può verificarsi, in fase di assestamento del manto nevoso, per effetto della compressione dei grani l'uno sull'altro, specie in caso di precipitazioni abbondanti ed intense; la causa principale, tuttavia, è l'azione del vento che, assoggettando i cristalli ad urti, rotolamento e sfregamento, li frantuma in grani finissimi, li comprime l'uno sull'altro e li accumula sottovento rispetto alle asperità del terreno.



Può, così, dar luogo alla formazione di cornici e lastroni, ora durissimi ma fragili, ora soffici e teneri, a seconda del grado di temperatura ed umidità dell'aria e della neve. Sia le cornici che i lastroni sono caratterizzati da neve compatta e con scarso contenuto d'aria, quindi a densità elevata. I lastroni formati dal vento, hanno difficoltà a legarsi con la superficie di neve preesistente, in quanto le caratteristiche morfologiche e termiche della neve che li compongono sono diverse.

Un metamorfismo di questo tipo è anche prodotto dalla compressione esercitata sul manto nevoso per la battitura delle piste da sci.

Il metamorfismo di tipo meccanico prodotto dal vento crea le premesse per il distacco di lastroni negli avvallamenti, sui pendii sottovento, nei canaloni e a ridosso delle cornici; il loro distacco è causato, generalmente, da un sovraccarico (caduta di cornici e di sassi, passaggio di sciatori e animali, nuove precipitazioni ecc.) o da una diminuzione della resistenza interna (forte e prolungato riscaldamento, metamorfismi da fusione o da gradiente termico).

La rottura degli ancoraggi che sostengono il lastrone determina lo scivolamento di questo sul piano d'appoggio sottostante e, successivamente, col progredire del movimento, la sua rottura in blocchi che si sminuzzano, fino all'arresto nella zona di deposito della valanga.

### 2.3.3. METAMORFISMO DA GRADIENTE

Per gradiente termico, nel manto nevoso, si intende la variazione di temperatura a partire dalla neve al suolo, fino alla superficie, misurata in gradi al cm ( $^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ ).

Il metamorfismo da gradiente si instaura nel manto nevoso quando, negli strati, si verifica un gradiente dal basso verso l'alto, di  $0,25^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ , vale a dire quando la temperatura diminuisce, dal basso verso l'alto, nell'ordine di un grado o più, ogni quattro centimetri di altezza.

Durante lunghi periodi di tempo con cielo sereno e temperature molto basse, il manto nevoso a contatto del suolo si riscalda per effetto del flusso geotermico che, a causa della copertura isolante della neve, non può disperdersi nello spazio, quindi la neve può raggiungere temperature prossime allo zero ed i cristalli più piccoli sublimano in vapore mescolandosi all'aria contenuta nel manto nevoso. La neve in superficie, per effetto della mancanza di nubi, irraggia fortemente il suo calore, raggiungendo temperature molto basse. La presenza, quindi, di temperature più elevate al suolo che non in superficie, instaura, nel manto nevoso, una circolazione dell'aria in senso verticale (moto convettivo) che è tanto più veloce quanto più la temperatura è alta al suolo e bassa in superficie.



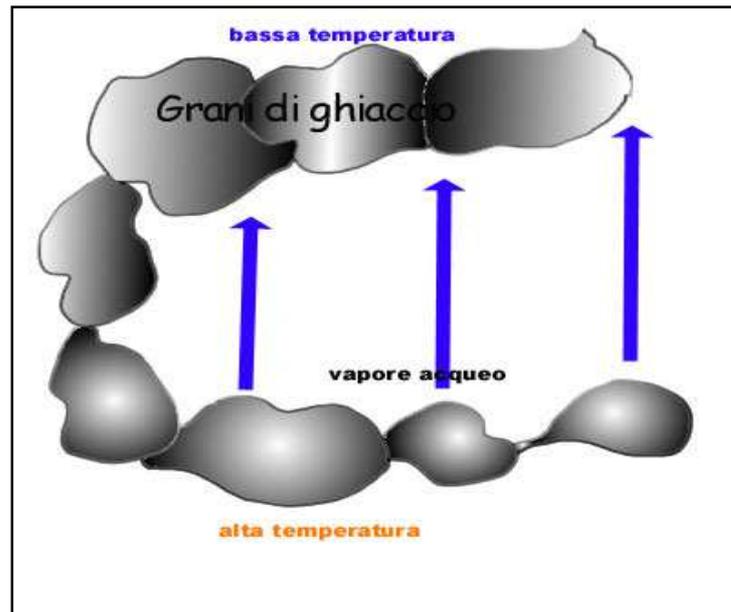


FIGURA 27: FLUSSI DI CALORE DURANTE IL METAMORFISMO PER GRADIENTE ([HTTP://WWW.SCIALP.IT](http://www.scialp.it))

L'aria calda che si trova negli strati più profondi e contiene il vapore prodotto dalla sublimazione determinata dal flusso geotermico, salendo viene a contatto con strati più freddi ed il vapore contenuto sublima in senso inverso, dando luogo alla formazione di nuovi cristalli a contatto con i cristalli più freddi soprastanti.

Questi cristalli di nuova formazione, detti brina di profondità o brina di fondo, tendono ad assumere forme piramidali cave a base esagonale, con sfaccettature piatte a gradini e possono raggiungere dimensioni anche di 10 mm e più. Sono traslucidi, fragili e, soprattutto, sono caratterizzati da bassissima coesione.

Quanto più è sottile il manto nevoso, tanto più è elevato il gradiente ed i conseguenti moti convettivi dell'aria, quindi anche la rapidità del metamorfismo che ne consegue.

Altri fattori che favoriscono il metamorfismo da gradiente sono l'elevata porosità della neve, che favorisce i moti convettivi dell'aria al suo interno, e la vegetazione erbacea e cespugliosa che, impedendo alla neve di ancorarsi al terreno, crea cavità in cui l'aria può circolare facilmente.

Permanendo la situazione di tempo bello, quindi freddo, lo spessore dello strato di brina di profondità aumenta dal basso verso l'alto a spese dello strato di neve preesistente già assestata, creando, a quest'ultima, una base di appoggio sempre più fragile.

Gli strati superiori, quindi, si assottigliano fino al punto di cedere sotto il proprio stesso peso o sotto il peso di un agente esterno (nuova nevicata, sciatore, animale ecc.) e produrre una valanga di lastroni, per cui, un pendio rimasto a lungo stabile per effetto di un buon assestamento, dopo un certo tempo, caratterizzato da temperature molto basse, può diventare improvvisamente pericoloso, una vera trappola, in quanto l'aspetto della superficie esterna non cambia.



La presenza di brina di fondo è più frequente sui pendii freddi e in ombra, rispetto a quelli esposti al sole, dove le temperature esterne, almeno di giorno, sono più elevate.



FIGURA 28: BRINA DI FONDO ([HTTP://WWW.SCIALP.IT](http://www.scialp.it))

Una nevicata precoce a cui faccia seguito un lungo periodo di tempo bello e freddo, può trasformarsi totalmente in brina di fondo, pregiudicando, per tutto il resto della stagione la stabilità delle nevicate successive.

#### 2.3.4. METAMORFISMO DA FUSIONE

Questo tipo di metamorfismo è dovuto al riscaldamento della neve fino a zero gradi ed è caratteristico della neve primaverile, talvolta anche di quella autunnale molto precoce. D'inverno è infrequente, ma, talvolta, è possibile sui versanti a bassa quota e bassa latitudine molto soleggiati o in situazione di prolungato rialzo termico, per Föhn o, anche, per Scirocco o Libeccio, seguiti da un ritorno di basse temperature.

A zero gradi, i cristalli più grandi, che offrono una maggior inerzia alla fusione, vengono avvolti da una pellicola d'acqua dovuta alla fusione di quelli più piccoli, il successivo congelamento li ingrandisce ulteriormente dando loro una forma arrotondata.

In fase di fusione, la coesione tra uno strato e l'altro ed anche all'interno degli strati, si riduce notevolmente, mentre il raffreddamento in superficie salda i cristalli tra loro incrementando la coesione negli strati superficiali che si trasformano in lastroni spesso portanti, specie nelle ore del mattino.

Si creano così le premesse per distacchi di valanghe rispettivamente di neve a debole coesione bagnata nella tarda mattinata e nel pomeriggio fino a sera inoltrata, in genere a distacco spontaneo, e di lastroni di superficie, anche duri, ma che appoggiano su strati di neve bagnata a debole coesione, con distacco, generalmente, provocato.



Nel tardo inverno ed inizio primavera, quindi, durante il gelo notturno, è caratteristica la formazione di croste superficiali con spessore e resistenza variabili in funzione del tempo di esposizione alle temperature notturne rispetto a quelle diurne.



### 2.4. LE VALANGHE

Le valanghe sono dei movimenti di masse nevose, più o meno grandi e di caratteristiche varie, dovuti alla forza di gravità. In natura, in condizioni di neve fresca umida e di precipitazioni intense, si può, al massimo, verificare la formazione di chiocciole simili a quelle che usano fare i bambini spingendo una palla di neve alla prima nevicata. Queste, dopo pochi metri di rotolamento, si frantumano o si coricano, a meno che non vadano a finire su un manto instabile e, con il proprio peso, non provochino il distacco di una valanga vera e propria. Di valanghe, tuttavia, ne esistono di molti tipi, per cui sono state studiate diverse classificazioni per poterne individuare correttamente e compiutamente il tipo.

Una di queste, forse la più vecchia, ma anche la più significativa, è stata redatta dall'Istituto Svizzero per lo Studio della Neve e delle Valanghe di Davos, e si basa su cinque criteri, ciascuno suddiviso in due caratteristiche alternative:

**1. Tipo di distacco:**

- a. da un solo punto (distacco puntiforme). Caratteristico della neve a debole coesione. La neve parte da un punto e va via via allargandosi assumendo, su un pendio uniforme, la forma di una pera (valanga di neve a debole coesione);
- b. su una linea spezzata e da un'area estesa. Questo distacco è caratteristico della neve compatta e il distacco avviene per rottura di lastroni di neve (valanga di neve a lastroni).

**2. Posizione della superficie di scivolamento:**

- a. la superficie di scivolamento può essere il terreno, che resta nudo (valanga di fondo);
- b. la superficie di scivolamento può essere una superficie di neve sottostante (valanga di superficie).

**3. Umidità della neve:**

- a. valanga di neve asciutta;
- b. valanga di neve umida o bagnata.

**4. Caratteristiche del terreno in base al profilo**

- a. la neve può scendere lungo un canale con percorso obbligato (valanga incanalata);
- b. la neve può scendere su un versante aperto (valanga di versante).

**5. Tipo di movimento:**

- a. la neve scorre radente al pendio, a contatto del suolo (valanga radente)
- b. la neve si muove come una nube nell'aria (valanga nubiforme)

Dalla combinazione dei vari criteri e delle varie caratteristiche, si può così individuare correttamente il tipo di valanga (es. valanga di lastroni, di superficie,



asciutta, incanalata e nubiforme ecc.). Esistono poi anche altre suddivisioni legate alle cause del distacco (spontanee, provocate, turistiche ).

### 2.4.1. SUDDIVISIONE DEL PERCORSO DI UNA VALANGA

In ogni valanga è in genere possibile riconoscere una zona di distacco, una di scorrimento ed una terminale di accumulo o arresto.



FIGURA 29: ZONA DI DISTACCO (ARANCIONE), ZONA DI SCORRIMENTO (VERDE) ZONA DI ACCUMULO (GIALLO) (TRATTO DA MANUALE AINEVA)

La **zona di distacco** è il luogo dove si origina il fenomeno. Sovente è collocata in prossimità delle creste e dorsali, al di sopra del limite della vegetazione forestale o dove la neve, a seguito di nuove precipitazioni o del trasporto eolico, si accumula. Qui la neve instabile si frattura e comincia a muoversi.

Perché una valanga si inneschi è necessaria un'inclinazione del pendio di almeno 30°; sotto tale valore il distacco risulta estremamente raro. Altri fattori influenzano il distacco: la morfologia del terreno, la quota, l'esposizione, la copertura vegetale ed il sovraccarico esterno.

La **zona di scorrimento** è l'area compresa tra la zona di distacco e quella di arresto; è qui che la valanga raggiunge la sua massima velocità. Tale zona, spesso, è caratterizzata, oltre che da elevate pendenze, dalla quasi totale assenza di



vegetazione arborea o dalla presenza di specie arboree differenti o di età diversa rispetto alle zone limitrofe.

La **zona di accumulo** è il luogo dove la massa nevosa rallenta progressivamente fino a fermarsi. Può essere un ampio ripiano, un fondovalle o il versante opposto di una vallata. Qui le valanghe possono essere deviate anche da piccoli ostacoli, come gli alberi di un bosco.

### 2.4.2. TIPOLOGIA DELLE VALANGHE

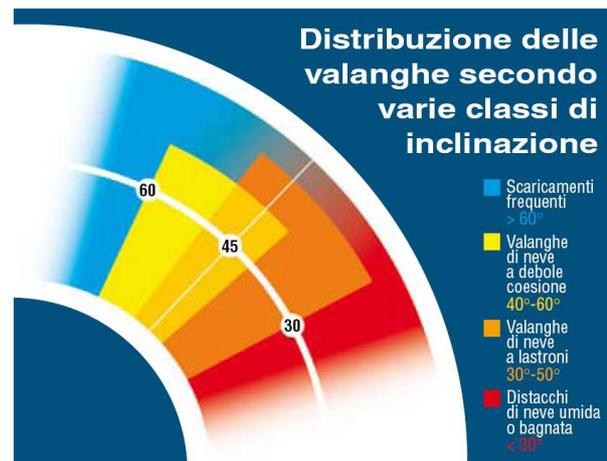


FIGURA 30: DISTRIBUZIONE DELLE VALANGHE SECONDO VARIE CLASSI DI INCLINAZIONE (TRATTO DA MANUALE AINEVA)

#### 2.4.2.1. VALANGHE A DEBOLE COESIONE

Nelle valanghe a debole coesione il movimento si origina a partire da una o alcune particelle di neve incoerente, e durante la caduta si propaga ad altra neve, formando una traiettoria via via più larga, di forma triangolare detta anche a “pera”.





FIGURA 31: VALANGA A DEBOLE

COESIONE([HTTP://WWW.VIENORMALI.IT/IMAGES/ARTICOLI/VALANGA10.JPG](http://www.vienormali.it/images/articoli/valanga10.jpg))

Per consentire la propagazione del moto queste valanghe richiedono pendenze superiori a quelle sulle quali si sviluppano normalmente le valanghe a lastroni; è stato osservato che la maggior parte di esse si formano su pendii con inclinazione compresa tra  $40^\circ$  e  $60^\circ$  (Figura 30). La neve a debole coesione, quando è polverosa, è molto leggera, ha una densità inferiore a  $100 \text{ Kg/m}^3$  e la sua temperatura è sempre inferiore a  $0^\circ \text{ C}$ . Valanghe di neve a debole coesione, alle nostre latitudini, si formano generalmente in inverno, con temperature dell'aria basse e dopo abbondanti nevicate. Se la pendenza del versante non è molto elevata la distanza percorsa da queste valanghe è breve e non si raggiungono elevate velocità. Anche l'estensione in larghezza risulta complessivamente ridotta rispetto alle valanghe a lastroni. Tuttavia le valanghe a debole coesione possono essere anche di neve bagnata; in questo caso la neve ha una densità nettamente superiore con valori prossimi anche ai  $300\text{-}500 \text{ Kg/m}^3$  e temperature vicine agli  $0^\circ \text{ C}$ . Queste sono molto lente e si innescano su pendii anche inferiori ai  $30^\circ$ .

### 2.4.2.2. VALANGHE A LASTRONI

Le valanghe a lastroni sono dovute al distacco improvviso di un intero lastrone di neve coerente, a partire da un fronte più o meno esteso. In esse la neve si stacca a lastre e solo durante il movimento queste si spezzano in frammenti di minori dimensioni.





**FIGURA 32: VALANGA A LASTRONI ([HTTP://WWW.SNOWBOARDITALIAMAG.IT](http://www.snowboarditaliamag.it))**

Perché si formi un lastrone è necessario che all'interno della coltre nevosa ci siano strati con una coesione sufficientemente elevata da consentire la trasmissione delle sollecitazioni a grande distanza e che ci sia uno scarso legame tra il lastrone e lo strato sottostante. Ciò avviene, per esempio, per l'azione del vento che determina una frantumazione meccanica dei cristalli di neve con conseguente compattazione dello strato e scarsi legami tra lo strato rimaneggiato e quello sottostante (si parla in questo caso di lastroni da vento caratterizzati da una densità superiore ai  $200 \text{ Kg/m}^3$ ).

Le valanghe a lastroni possono essere di superficie o di fondo a seconda che si muovano solo alcuni strati superficiali o l'intero manto nevoso. Le prime sono le più comuni: in esse uno strato più fragile funge da piano di distacco e su di esso scivola uno strato più o meno spesso di neve asciutta che generalmente viene apportata dal vento. Ma il lastrone, talvolta, può essere costituito da neve soffice (la densità in questo caso può essere anche prossima ai  $100 \text{ Kg/m}^3$ ).





**FIGURA 33: VALANGA A LASTRONI DI FONDO** ([HTTP://WWW.SNOWBOARDITALIAMAG.IT](http://www.snowboarditaliamag.it))

Le valanghe a lastroni si formano con maggior frequenza su pendii aventi inclinazione variabile tra  $30^\circ$  e  $50^\circ$ , tuttavia si possono avere distacchi anche con pendenze più basse. Nella maggior parte dei casi il distacco avviene per un aumento del carico sul manto nevoso dovuto al passaggio di sciatori; le valanghe in questo caso vengono dette “provocate”. Esse possono raggiungere velocità elevate in spazi brevi, presentando una forte accelerazione. In condizioni di versante particolarmente accidentato i lastroni, durante il moto, possono addirittura frantumarsi dando origine a valanghe di tipo nubiforme.



### 2.4.2.3. VALANGHE DI NEVE UMIDA

Si definisce neve umida o bagnata quella che contiene acqua allo stato liquido ed ha una temperatura di 0 °C. È più pesante di quella asciutta, (con densità variabile mediamente fra 300 e 400 Kg/m<sup>3</sup>).

Le valanghe di questo tipo, che nella zona di distacco possono essere sia puntiformi (a debole coesione) sia a lastroni (a elevata coesione) con distacco per linee spezzate, si formano dopo un forte rialzo termico: sono quindi tipiche, anche se non esclusive, del periodo primaverile.

Si possono rilevare anche d'inverno dopo una circolazione sciroccale che abbia instaurato una fase di disgelo o apportato piogge in quota per più giorni.

Sono caratterizzate da una velocità di scorrimento piuttosto modesta (30-50 Km/h), e, data la loro elevata densità, travolgono e spingono a valle tutto ciò che incontrano.



FIGURA 34: VALANGA A NEVE UMIDA ([HTTP://WWW.SNOWBOARDITALIAMAG.IT](http://www.snowboarditaliamag.it))

Seguono percorsi preferenziali determinati dalla morfologia del terreno, quali canali o impluvi del reticolo idrografico. Caratteristiche di queste valanghe sono le striature che talvolta lasciano lungo il percorso, dovute a incisioni sul fondo e sui fianchi del versante operate dai massi e dal materiale detritico trasportati dalla massa nevosa.



### 2.4.2.4. VALANGHE DI NEVE ASCIUTTA O MISTE

Se invece la valanga si sviluppa lungo versanti molto acclivi, la neve si mescola all'aria e forma una nube, un aerosol di piccole particelle di neve fredda e asciutta, che scende a velocità molto elevate, anche oltre i 300 Km/h. Si parla in questo caso di valanga nubiforme. La possibilità di formazione di valanghe di questo tipo è legata al distacco di un lastrone di neve asciutta che, scorrendo su un pendio particolarmente scosceso e accidentato, si spezza in blocchi e frammenti ed ingloba grandi quantità d'aria.

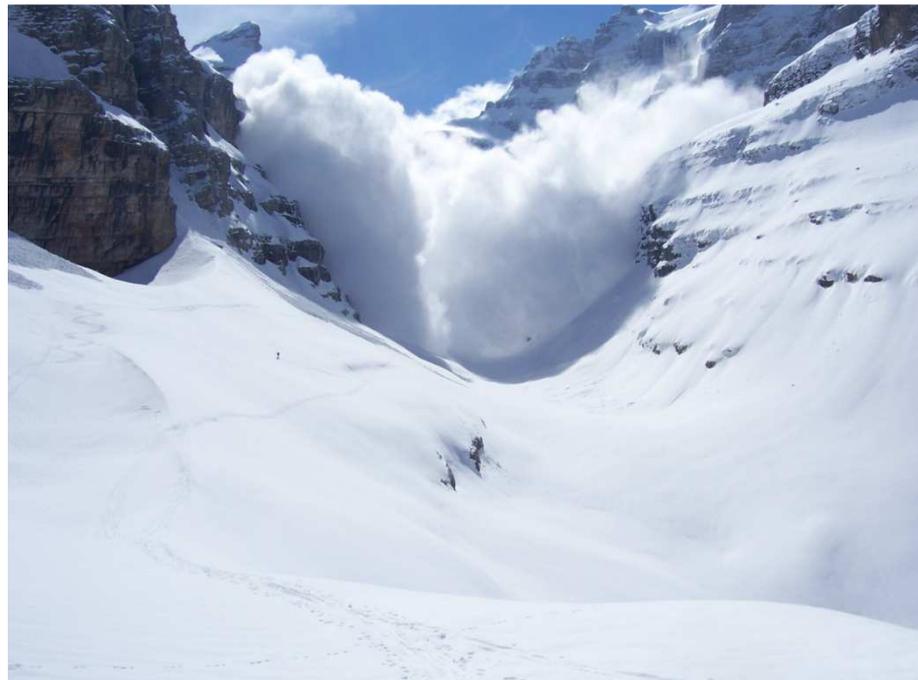


FIGURA 35: VALANGA NUBIFORME ([HTTP://WWW.PANORAMIO.COM/PHOTO/22128650](http://www.panoramio.com/photo/22128650))

Se la velocità supera i 100 Km/h, le particelle di neve asciutta si disperdono in una nube (di densità compresa tra 3 e 15 Kg/m<sup>3</sup>) che scorre a velocità elevatissima, con altezza di scorrimento anche di alcune decine di metri. Essa non segue percorsi preferenziali, ma scorre dritta lungo il versante superando qualsiasi ostacolo morfologico o strutturale; pertanto lo spazio di arresto risulta di molto superiore a quello delle valanghe radenti.

Queste valanghe sono caratterizzate dallo sviluppo di un soffio, ovvero un'onda di pressione d'aria che sopravanza il fronte visibile della valanga ed ha un enorme potere distruttivo.

La maggior parte dei fenomeni osservabili sono tuttavia costituiti da valanghe miste, nelle quali i blocchi più grossi si muovono scorrendo radenti alla superficie del pendio, mentre le particelle più piccole vengono trasportate dall'aria. Generalmente su pendii ripidi le componenti radente e polverosa procedono alla



stessa velocità, mentre su pendii meno acclivi la componente polverosa precede quella radente, percorrendo spazi maggiori.



### 3. LA STAZIONE METEOROLOGICA SPERIMENTALE



### 3.1. INTRODUZIONE

La stazione, acquistata ed installata con i fondi della Regione Autonoma Valle d'Aosta, si pone all'interno di un progetto molto più ampio che tocca molti ambiti: cambiamenti climatici, variazioni spazio temporali di dati meteorologici e in particolare uno studio più approfondito delle variazioni che avvengono all'interno di un ammasso nevoso durante il periodo invernale e come queste influiscano sulla ricarica dell'acquifero che alimenta le sorgenti di Mascognaz, oggetto di questa tesi di dottorato. In concomitanza è stato effettuato uno studio tramite il progetto INTERREG "STRADA" finalizzato alla definizione dell'area di salvaguardia delle sorgenti.



FIGURA 36: LA STAZIONE METEOROLOGICA SPERIMENTALE



### 3.2. LA STORIA DELLA STAZIONE

Il sito che era stato scelto, a monte della valutazione di fattibilità, era ubicato nel Comune di Courmayeur, accanto alle sorgenti captate di Frébouze, questo perché le sorgenti erano già studiate dal Politecnico di Torino e presentavano quindi una buona serie storica.



FIGURA 37:FOTO DELLA VAL FERRET (WWW.PANORAMIO.COM)

Durante la fase di progettazione e studio di fattibilità dell'area si sono riscontrate però diverse problematiche che hanno portato all'esclusione del primo sito pilota e all'identificazione di un nuovo sito.

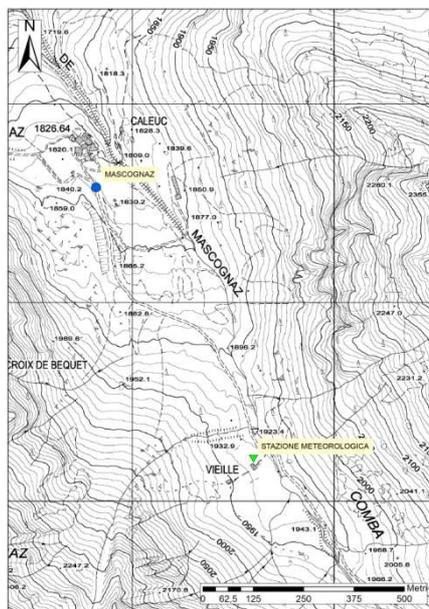
I parametri presi in considerazione sono stati diversi:

- la facilità di accesso durante tutto l'anno;
- la presenza di sorgenti;
- la presenza di un elettrodotto per l'allacciamento della stazione;
- la disponibilità di personale comunale per eseguire sopralluoghi settimanalmente;
- la presenza di stazioni meteorologiche nelle vicinanze e di campi di rilievo manuale della neve.

In questo primo sito non tutti i parametri erano soddisfatti soprattutto l'accessibilità nel periodo invernale a causa della chiusura della strada comunale per rischio valanghe(Figura 37).



Il secondo sito che poi è stato scelto per ubicare la stazione meteorologica sperimentale approvata nella convenzione si trova nel Comune di Ayas, nella località di Mascognaz, precisamente a 800 metri più a monte di queste, sulla sinistra idrografica del torrente Mascognaz presso la frazione Vieille (Figura 38; Figura 39).



**FIGURA 38: CTR DEL SITO DOVE È UBICATA LA STAZIONE**



**FIGURA 39: ORTOFOTO DEL SITO DOVE È UBICATA LA STAZIONE**

In base a quanto precedentemente detto sui parametri che hanno permesso l'identificazione del sito nella valutazione di fattibilità, l'unica voce che non era soddisfatta era la possibilità di allacciarsi alla corrente elettrica, ma in seguito ad accordi tra Regione e Comune anche questo problema è stato risolto.

L'ubicazione è facile da raggiungere tramite una strada sterrata che collega la strada Regionale n°45 della Valle d'Aosta con la località di Mascognaz, lasciando il paese continuando sulla strada sterrata si giunge ad un pianoro in frazione Vieille dove vi sono una serie di alpeggi, di cui uno è stato scelto come base operativa dove inserire la strumentazione. Durante il periodo invernale il sito è raggiungibile facilmente con una motoslitte o con delle ciaspole, non è a rischio valanghe e presenta un buon innevamento.

Vi è inoltre la completa collaborazione del personale comunale che durante i normali controlli di routine è disposto a verificare il buon funzionamento della stazione.

La zona risulta anche ottimamente coperta da stazioni meteorologiche e da rilievi manuali del manto nevoso, utile al fine di confrontare i valori registrati dalla stazione da noi installata.



La valutazione preliminare effettuata nel primo anno di studio ha permesso di individuare quali fossero, i migliori sensori nivometeorologici sul mercato internazionale. Si è così giunti ad individuare per ogni settore, meteorologico, lo strumento migliore, un modo da permettere il rilevamento dei dati con strumenti all'avanguardia con conseguente validazione del dato molto più semplice.

Si è deciso dopo un'attenta analisi costi benefici di installare due stazioni nivometeorologiche, una della ditta italiana Corr-Tek Idrometria S.r.l. e l'altra della ditta austriaca Sommer GmbH & Co. KG.

Identificando questi due aziende come la miglior soluzione anche in previsione di manutenzione e assistenza future poiché entrambe le ditte hanno presentato ottime referenze a livello internazionale infatti si deve considerare che tutte le apparecchiature hanno infatti bisogno di attente calibrazioni semestrali per un buon funzionamento.



### 3.3. I SENSORI

In questo paragrafo vengono elencati tutti i sensori che sono stati installati nelle due stazioni e che successivamente verranno ampiamente descritti.

La stazione Corr-Tek Idrometria S.r.l. è costituita da:

1. Termometro, igrometro, gonio-anemometro e barometro (CWS, ditta OTT);
2. Igrometro e termometro (ditta Rotronic);
3. Gonio anemometro (ditta Young);
4. Barometro (ditta Young);
5. 2 Pluviografi (ditta Lambrecht);
6. Albedometro (ditta Lambrecht);
7. Pluviografo (Pluvio2, ditta OTT);
8. Disdrometro (Parsivel, ditta OTT).

La stazione Sommer GmbH & Co. KG è costituita da:

9. Igrometro e termometro (ditta Rotronic);
10. Snow Scale (ditta Sommer);
11. SPA (ditta Sommer);
12. Nivometro ad ultrasuoni (ditta Sommer).

Per quanto riguarda la teletrasmissione le stazioni, tramite collegamento GPRS, inviano dati con step di 1 ora a due server uno della Corr-Tek Idrometria S.r.l. e l'altro della Sommer GmbH & Co. KG.

La stazione della Corr-Tek Idrometria S.r.l. è provvista di due SIM mentre quella della Sommer GmbH & Co. KG è provvista di una sola SIM per la trasmissione in GPRS.

I dati sono visionabili, in tempo reale, dal sito indicato dai due installatori, i quali utilizzano questo sistema per controllare che tutta la strumentazione funzioni correttamente. Il sistema di controllo della stazione è stato progettato per essere il più flessibile possibile così da rendere l'accesso ai dati semplice ed intuitivo.



3.3.1. CWS DITTA OTT



FIGURA 40:CWS DITTA OTT

**Caratteristiche:**

- Integrated Sonimometer™ sensore del vento
- L'allineamento automatico direzione del vento con il Nord Magnetico.
- Robusto, affidabile, veloce da installare
- Tutto in metallo
- Nessuna parte in movimento
- Basso consumo energetico
- Uscita digitale

**Cosa misura:**

Temperatura, umidità relativa, velocità del vento, direzione del vento, pressione barometrica

TABELLA 7: CARATTERISTICHE DEI SENSORI

<b>Velocità del vento</b>	
Range	0 to 50 m/sec (0 to 112 mph)
Accuratezza	±0.5 m/s or 5% of reading
Risoluzione	0.1 m/s
<b>Direzione del vento</b>	
Range	0° to 360°
Accuratezza	± 5° wind speed > 2.2 m/s
Risoluzione	1.0°
<b>Temperatura</b>	
Range	- 50°C to +50°C
Accuratezza	±0.2°C
Risoluzione	0.1°C
<b>Umidità relativa</b>	
Range	0 to 100%
Accuratezza	±3%
Risoluzione	1.0%
<b>Pressione</b>	
Range	600 to 1100 hPa
Accuratezza	±0.35 hPa
Risoluzione	0.1 hPa
<b>Requisiti Energetici</b>	
Range	10 to 18 VDC 20 mA nominal, option dependent



3.3.2. HYGROCLIP 2 DITTA ROTRONIC



FIGURA 41: RS12T SENSORE UMIDITÀ E TEMPERATURA



FIGURA 42: AC1004 SCATOLATO

**Cosa misura:**

Temperatura e umidità relativa. Il sensore è una sonda di forma cilindrica, modello HC2-S3 inserita all'interno di uno scatolato che permette la ventilazione dell'aria, modello AC1004

TABELLA 8: CARATTERISTICHE DEI SENSORI

Modello	RS12T
Range di applicazione	-30...60 °C
Materiale	Alluminio, POM, RAL 9010
Alimentazione	12 VDC, approx. 2 W
Ventilatore	IP 54
Tasso di aspirazione	3.5 m/s / 900 l/min
Longevità	A 40 °C~70,000 h, a 70 °C~35,000 h
Modello	AC1004
Range di applicazione	0...100 %rh / -50...100 °C
Memoria	2000 misure
Regolazione	A 23 °C e 10, 35, 80 %rh
Precisione	±0.8 %rh / ±0.1 K
Dimensioni	Ø15 x 85 mm
Colore	Bianco
Materiale	Polycarbonato
Filtri	Polyetilene, bianco ~ 40 µm (dimensione dei pori)



3.3.3. GONIO-ANEMOMETRO DITTA YOUNG



FIGURA 43: GONIO-ANEMOMETRO

**Cosa misura:**

Velocità e direzione del vento

TABELLA 9: CARATTERISTICHE DEI SENSORI

Velocità	
Campo di misura	0..70 m/s
Risoluzione	0,1 m/s
Uscite analogiche	da 0 a 5.000 mV
Direzione	
Campo di misura	0...360 gradi
Risoluzione	1 grado
Uscite analogiche	0 a 5.000 mV
Temperatura di impiego	- 50 ..+ 50 C
Alimentazione	9..16 Vcc – 30 mA
Dimensioni (dxh)	170mm x 340mm



3.3.4. ALBEDOMETRO DITTA LAMBRECHT

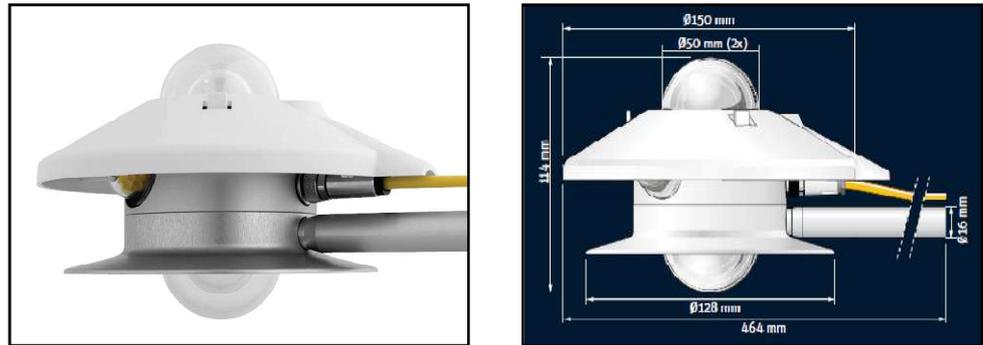


FIGURA 44: ALBEDOMETRO

**Cosa misura:**

Lo strumento misura l'albedo di una superficie cioè la quantità di radiazione ad onda corta, proveniente dal sole, che viene riflessa nella gamma di lunghezze d'onda 3-300 nanometri (nm). Questo rapporto tra la radiazione riflessa e la radiazione in arrivo varia da 0 (scuro) a 1 (chiaro). A titolo indicativo, l'albedo è di circa 0,15 per l'erba, 0,5 per la sabbia asciutta e 0,8 per la neve fresca.

Un albedometro è costituito da due piranometri. Il sensore superiore misura la radiazione solare globale e il sensore inferiore misura la radiazione solare riflessa.

TABELLA 10: CARATTERISTICHE DEI SENSORI

Modello	1611
Classificazione ISO	First class
Tempo di risposta (95%)	<18 s
Non-linearità (0-1000 W/m <sup>2</sup> )	<1%
Errore di tilt (a 1000 W/m <sup>2</sup> )	<1%
Dipendenza della sensibilità dalla temperatura	<4% (-10-40°C)
Sensibilità	5-20 µV/W/m <sup>2</sup> )
Impedenza	20-200 Ω
Temperatura di esercizio	-40 a +80°C
Range spettrale (50% dei punti)	310-2800 nm
Massima irradianza	2000 W/m <sup>2</sup>
Errori di direzione (a 80° con 1000 W/m <sup>2</sup> )	<20 W/m <sup>2</sup>
Peso (comprensivo di cavo e asta)	1.2 kg



3.3.5. BAROMETRO DITTA YOUNG



FIGURA 45:BAROMETRO

**Cosa misura:**

Pressione barometrica

TABELLA 11: CARATTERISTICHE DEL SENSORE

Modello	
Range di pressione	500 to 1100 hPa
Temperatura di funzionamento	-50 to +60 °C
Accuratezza	±0.2 hPa * at 25°C ±0.3 hPa * sopra la temperature di funzionamento
Tasso di aggiornamento	3Hz
Uscite seriali	RS-232 9600 baud ASCII text output
Uscite analogici	0 to 5000 mV (61302V) 4 to 20 mA (61302L)
Risoluzione	Analogico 0.1 hPa Digitale 0.01 hPa
Potenza	7 to 30 VDC at 3 mA
Dimensioni	90 mm (4.6 in) x 60 mm (2.4 in) x 20 mm (0.8 in)
Peso	Net 0.2 lb

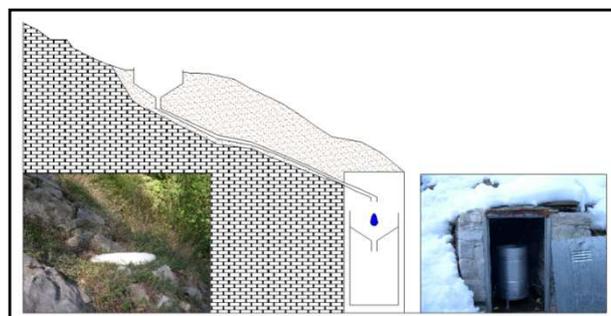


## 3.3.6. PLUVIOGRAFO INTERRATO

Pluviografo in accordo con Joss-Tognini (15189) ditta Lambrecht (modificato per trasformarlo in pluviografo interrato).



**FIGURA 46: PLUVIOGRAFO STANDARD**



**FIGURA 47: CONFIGURAZIONE IDEALE**

### Cosa misura:

Il pluviografo è un sensore per la misura della quantità di pioggia caduta. Il dispositivo di misura è costituito da un cono di raccolta e da una bilancia a doppia vaschetta collegata ad un magnete che aziona un relè reed (opzione due relè reed) il quale genera un impulso conteggiabile da un contatore esterno; ogni impulso corrisponde a 0,2 mm di pioggia (opzioni da 0,1 a 0,5 mm).

Il pluviometro viene utilizzato in questa sperimentazione come pluviografo interrato così da poter registrare il momento esatto in cui la neve fonde e diventa acqua disponibile per la ricarica dell'acquifero e il suo quantitativo.

**TABELLA 12: CARATTERISTICHE DEL SENSORE**

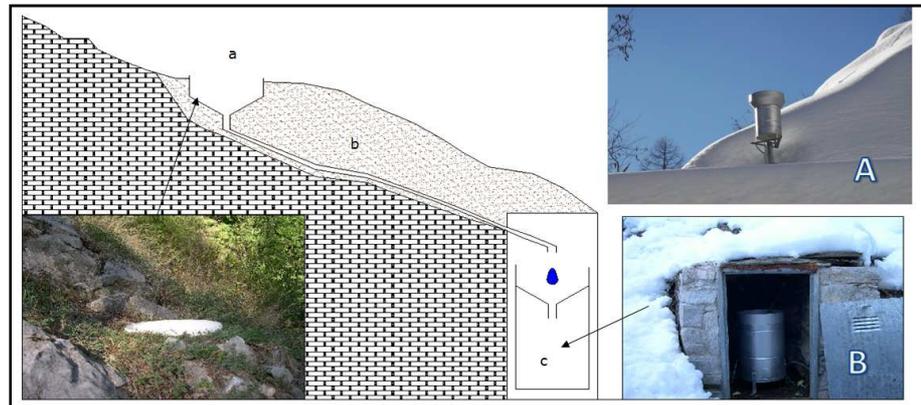
Modello	15189
Diametro di raccolta	200 cmq
Contatto	1 REED
Accuratezza	± 2 % with intensity correction
Range	0...+70 °C
Voltaggio	4...30 VDC max.
Consumo di corrente	100 µA · typical 50 µA
Carico Massimo	30 VDC / 0.5 A
Materiale cono di raccolta, della struttura esterna e della bilancia	Alluminio anodizzato
Dimensioni/Peso	H 292 mm, Ø 190 mm, per montaggio su palo Ø 60 mm peso approssimato 3 kg
Standards	WMO-No. 8 · VDI 3786 lf. 7 · EN 50081/82 · VDE 0100

Il Prof. Bartolomeo Vigna ed io abbiamo presentato, per la prima volta, il pluviografo interrato alla conferenza Geoitalia 2009.

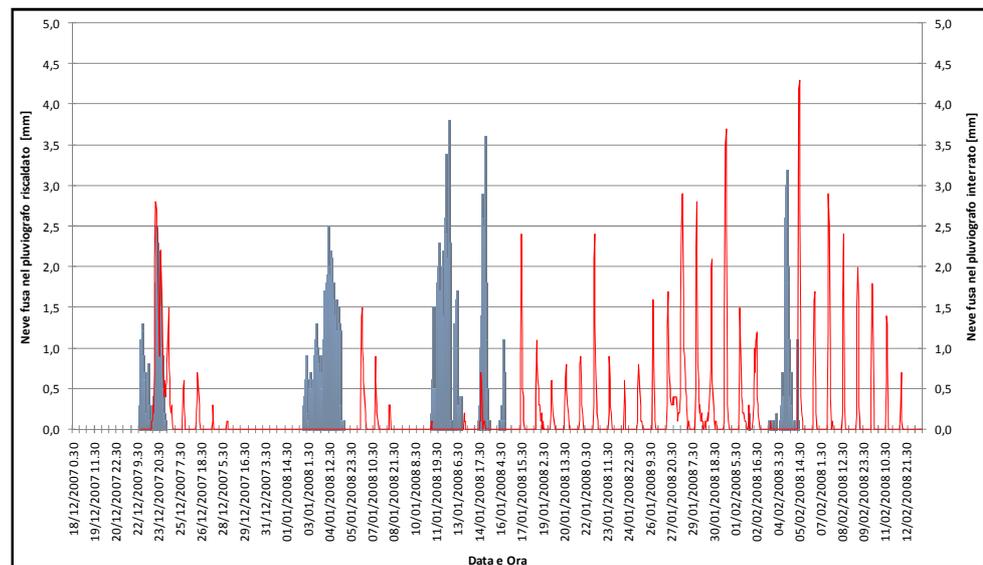
Esso nasce da un'idea del Professore Bartolomeo Vigna che presso la Stazione Scientifica della Grotta di Bossea, ubicata ad una quota di 820 m s.l.m. (Laboratorio per il monitoraggio della circolazione idrica sotterranea in funzione dal 1984 e



gestito dal Politecnico di Torino in collaborazione con il CAI di Cuneo, Alpi Liguri), sono state installate, a partire dalla stagione invernale 2007-2008, una serie di strumentazioni per studiare il processo di fusione nivale. Un pluviografo dotato di termoriscaldatore (Figura 48-A) acquisisce ad intervalli orari i dati relativi alle precipitazioni mentre una serie di particolari lisimetri, denominati “pluviografi interrati”(Figura 48-B) ubicati a poca distanza fra loro, ma su pendii con differente esposizione, registrano gli apporti liquidi provenienti dal processo di fusione nivale.



**FIGURA 48: SCHEMA DEL “PLUVIOGRAFO INTERRATO”: A) IMBUTO, B) TUBICINO INTERRATO, C) PLUVIOGRAFO ALLOGGIATO IN UNA PICCOLA COSTRUZIONE A LIVELLO DEL P.C.**



**FIGURA 49: ANDAMENTO PLUVIOGRAFO INTERRATO (ROSSO) PLUVIOGRAFO RISCALDATO (BLU)**

Dal confronto tra i dati orari (Figura 49) del pluviografo dotato di termoriscaldatore e di un “pluviografo interrato” registrati nel periodo invernale 2007-2008 si evidenzia come, in questa situazione, il processo di fusione nivale inizia immediatamente in seguito alle precipitazioni nevose a causa della bassa quota della stazione sperimentale e delle conseguenti elevate temperature diurne



dell'aria. In ogni caso si evidenzia come questo fenomeno si protrae per un periodo piuttosto lungo e con apporti orari piuttosto modesti che favoriscono il processo infiltrativo delle acque di fusione.

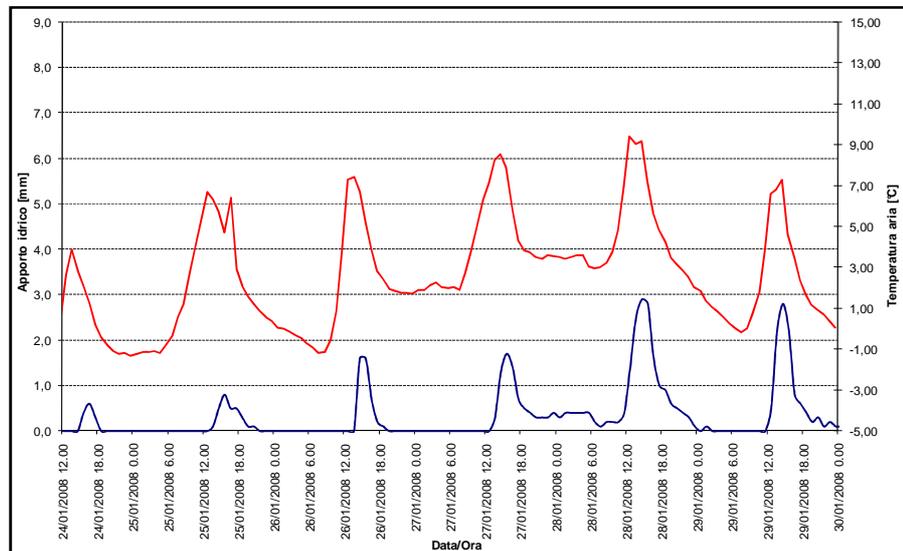


FIGURA 50:CONFRONTO TRA TEMPERATURA (ROSSO) E PLUVIOGRAFO RISCALDATO (BLU)

L'andamento orario degli apporti liquidi (Figura 50) forniti dal processo di fusione nivale in confronto con le temperature dell'aria, registrati tra il 24/01/2008 ed il 29/01/2008, mostra che il fenomeno si verifica generalmente nell'area in esame tra le ore 12 e le 18. Soltanto in occasione di elevate temperature notturne il processo, anche se con ridotte portate, continua.

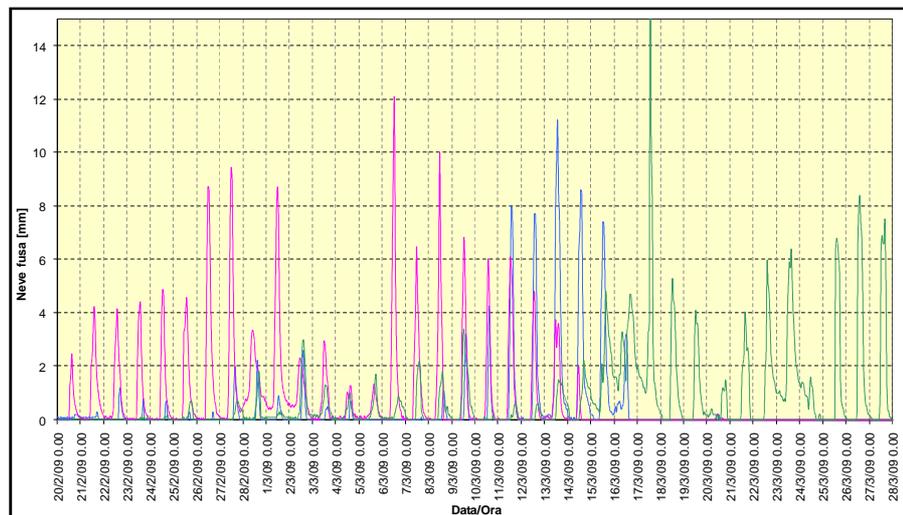


FIGURA 51:PLUVIOGRAFO INTERRATO A (BLU), PLUVIOGRAFO INTERRATO B (VIOLA) E PLUVIOGRAFO TERRAZZATO (VERDE)



Il confronto tra i valori orari degli apporti liquidi registrati da tre “pluviografi interrati” ubicati a pochi metri di distanza tra loro ma su pendii con differente esposizione evidenzia come il processo di fusione nivale venga solo in parte controllato dalla temperatura dell’aria mentre gioca un ruolo molto importante l’angolo di incidenza tra il pendio e la radiazione solare. La fusione nivale inizia ad interessare il versante più acclive esposto a sud - est dove è ubicato il “pluviografo interrato B” (portate evidenziate in violetto) e solo dopo diversi giorni il settore controllato dal “pluviografo terrazzato” (portate in verde) ubicato su un pianoro orizzontale.

La stazione meteo è stata predisposta nella sua ultima ubicazione di due pluviografi interrati, il primo posto a circa 20 cm sotto il piano campagna e ricoperto da uno strato di materiale proveniente dal sito.



**FIGURA 52: LO STRUMENTO POSTO A 20 CM DI PROFONDITÀ È IN QUESTA FOTO PRIVO DEL RICOPRIMENTO MA CIRCONDATO DA UNO STRATO DI GHIAIETTO**



**FIGURA 53: LO STRUMENTO DOPO CHE È STATO RICOPERTO DAL MATERIALE PROVENIENTE DAL SITO**

Il secondo, invece, è stato posto a livello del piano campagna protetto solo da uno strato di geotessuto per impedire problemi legati all’otturazione del filtro.





**FIGURA 54: INSTALLAZIONE DEFINITIVA DEI DUE PLUVIOGRAFI INTERRATI,**

La superficie intorno ai due sensori (Figura 54) non è stata ricoperta dal ghiaietto per non alterare la fusione del manto nevoso e la normale infiltrazione dell'acqua nel terreno.



3.3.7. PLUVIOGRAFO OTT MODELLO PLUVIO2

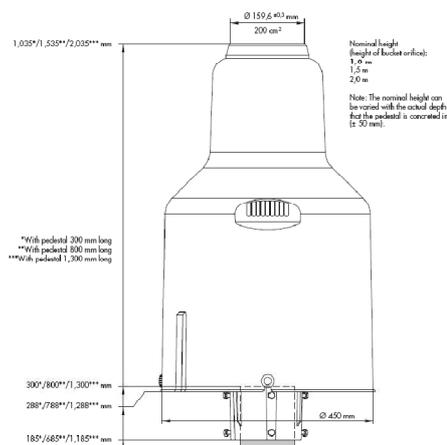


FIGURA 55: PLUVIOGRAFO OTT MODELLO PLUVIO 2

Cosa misura:

Le peculiarità del pluviometro OTT sono le seguenti:

- Principio di funzionamento a peso. Una cella di carico registra l'incremento di peso dovuto alla precipitazione ed un algoritmo lo trasforma in mm equivalenti;
- Lo strumento ha una precisione molto elevata sia con precipitazioni leggere che intense;
- Riesce a misurare la precipitazione (liquida o solida) anche in zone nevose senza dover usare un elemento riscaldante perciò, anche in luoghi sprovvisti di alimentazione elettrica;

Oltre alle uscite seriali SDI-12 o RS485, può essere dotato di uscita ad impulsi per sostituire il classico pluviometro riscaldato a vaschetta basculante (uscita 0,1 mm/imp).

TABELLA 13: CARATTERISTICHE DEL SENSORE

Modello	Pluvio 2
Area di raccolta	200 cmq
Volume di raccolta	1500 mm
Elemento del sensore	Cella di carico
Interfaccia	Configurazione USB
Interfaccia seriale	SDI-12 or RS-485
Misure	intensità RT; cumulato RT/NRT, cumulato NRT, cumulate totale NRT contenuto RT e NRT; temperatura della cella di carico OTT Pluvio2; stato del riscaldatore
Alimentazione	9.6 ... 28 VDC
Consumo di corrente	≤ 180 mW / max. 15 mA at 12 V, tipica 12 mA at 12 V
Anello riscaldato	24 VDC / 50 Watt
Dimensioni(ØxH)	Pluvio2 200cmq: 450mm x 740mm
Peso	15 kg
Temperatura di esercizio	-40 ... +60 °C
Umidità relativa	0 ... 100 % (non-condensata)
Range di misura	200cmq
Intensità	0... 30 mm/min
Cumulato	0...500.00 mm
Contenuto del recipient	0... 1,600.00 mm
Precisione	(a - 25 ... +45 °C): ± 0.1 mm
Intensità	± 0.1 mm/min
Risoluzione	0.01 mm and 0.01 mm/min



3.3.8. DISDROMETRO OTT MOD. PARSIVEL



FIGURA 56: DISDROMETO LASER (PARSIVEL)

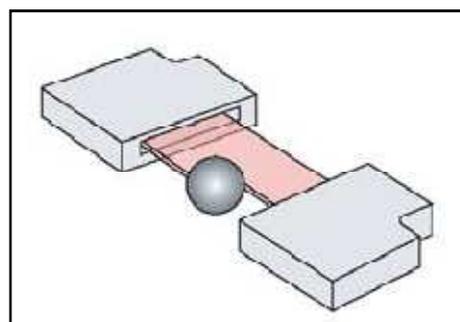


FIGURA 57: PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO DEL LASER

**Cosa misura:**

OTT Parsivel è un moderno sistema ottico al laser per la misura di ogni tipologia di precipitazione. Gli agenti atmosferici vengono classificati come: pioggia leggera e abbondante, nevischio, grandine o neve. La misura del tipo di precipitazione viene realizzata da uno speciale sensore posto ad uno/due metri da terra, in grado di rilevare la precipitazione con un sistema ottico. I dati ottenuti vengono elaborati e memorizzati da un potente processore DSP. Vengono analizzati la dimensione e la velocità di ogni singola idrometeora, dai quali vengono derivati e stimati i valori della gamma delle dimensioni, la quantità di pioggia caduta, il fattore di riflettività radar equivalente, l'energia cinetica della precipitazione e il tipo di precipitazione. Tutti questi valori possono essere trasmessi ad un data logger oppure ad un PC attraverso un'interfaccia seriale. Lo strumento distingue l'idrometeora utilizzando la codifica della precipitazione mediante messaggi 'sinottici' (codici SYNOP wawa Table 4680 e SYNOP ww Table 4677) secondo le normative emanate dalla World Meteorological Organization (WMO).

TABELLA 14: CARATTERISTICHE DEL SENSORE

Pioggerella		Pioggerella con pioggia			Pioggia			Pioggia ghiacciata				
Intensità	Tasso di pioggia [mm/h]	Tab. 4680	Tab. 4677	Tasso di pioggia [mm/h]	Tab. 4680	Tab. 4677	Tasso di pioggia [mm/h]	Tab. 4680	Tab. 4677	Tasso di pioggia [mm/h]	Tab. 4680	Tab. 4677
Leggera	≤0.2	51	51	≤0.2	57	58	≤0.5	61	61	≤0.4	87	87
Moderata	0.2÷0.5	52	53	0.2÷0.5	58	59	0.5÷4.0	62	63	>0.4	88	88
Forte	≥0.5	53	55	≥0.5	58	59	≥4.0	63	65			
Pioggia, pioggerella con neve				Neve			Grani di Neve			Grandine		
Intensità	Tasso di pioggia [mm/h]	Tab. 4680	Tab. 4677	Tasso di pioggia [mm/h]	Tab. 4680	Tab. 4677	Tasso di pioggia [mm/h]	Tab. 4680	Tab. 4677	Tasso di pioggia [mm/h]	Tab. 4680	Tab. 4677
Leggera	≤0.5	67	68	≤0.5	71	71	≤0.5	77	77	≤7.5	89	89
Moderata	>0.5	68	69	0.5÷4.0	72	73	0.5÷4.0	77	77	>7.5	89	90
Forte				≥4.0	73	75	≥4.0	77	77			



### 3.3.9. ACQUISITORE DATI MULTIFUNZIONE OTT MOD. LOGOSENS2



FIGURA 58: DATALOGGER LOGOSENS2

Il datalogger multifunzione OTT LogoSens2, realizzato da OTT Messtechnik, rappresenta l'elemento principale della stazione di acquisizione dati.

È un'unità versatile impiegabile sia per applicazioni nel campo dell'idrometria, sia per applicazioni generiche di acquisizione e trasmissione dati, ed anche in settori come la meteorologia e l'agrometeorologia. Ha dimensioni compatte e dispone di 8 ingressi espandibili a 16. Ciascun ingresso è programmabile via software come:

- *Ingresso Analogico* di Tensione (0...50 mV, 0...5 V, 0...10 V), di Corrente (0...20 mA, 4...20 mA), PT 100 o NTC 6K;
- *Ingressi Digitali* RS232, RS485 oppure SDI 12;
- *Ingresso a Impulsi* oppure di frequenza.

Il microprocessore ed il convertitore analogico/digitale sono a 16 bit per garantire un'elevata risoluzione dei dati acquisiti. Il sistema operativo risiede su memoria di tipo *Flash Eprom* ed è quindi possibile effettuare gli eventuali aggiornamenti software tramite un collegamento con il PC. Anche la registrazione dei dati viene effettuata su memoria di tipo *Flash Eprom* che quindi non richiede l'utilizzo di batterie di backup interne. La memoria per la registrazione dei dati è in grado di memorizzare circa 500.000 valori misurati ed è alimentabile mediante una tensione compresa tra gli 8 e 16 V DC.

OTT LogoSens2 è dotato di interfaccia IrDA ad infrarossi per la comunicazione locale con il PC, per mezzo del quale sono possibili la parametrizzazione e lo scarico dati.

Un Display LCD (122 x 32 dots) permette la visualizzazione del valore istantaneo di ciascuno dei sensori collegati; un selettore/pulsante consente la selezione del sensore desiderato. Le 2 porte seriali RS 232 sono utilizzabili per la teletrasmissione dei dati, attraverso il collegamento con modem per linea telefonica commutata, modem ISDN, modem GSM/GPRS, modem Radio o trasmettitore satellitare.



3.3.10. SNOW SCALE DITTA SOMMER



FIGURA 59: SNOW SCALE

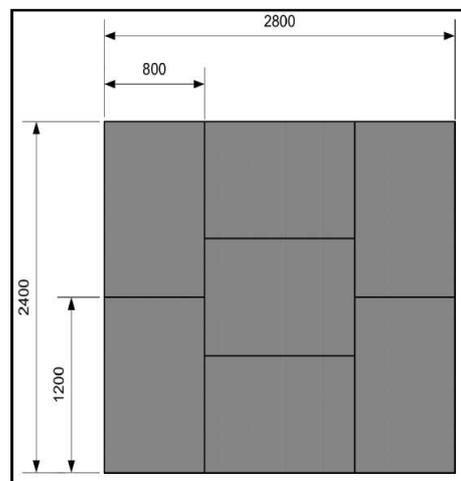


FIGURA 60: SNOW SCALE (QUOTE IN MM)

**Cosa misura:**

Il principio di funzionamento della SGG è basato sulla misurazione delle celle di carico. Il sensore consiste di sette superfici forate (2,8 x 2,4 metri) ed ogni superficie ha dimensioni di 0,8 x 1,4 m. Il pannello centrale ed i sei pannelli che lo circondano permettono all'acqua di filtrare attraverso il sensore. La percolazione dell'acqua riduce al minimo le differenze termiche tra il sensore ed i pannelli che lo circondano così da diminuire le interferenze sul pannello centrale, dove è misurato lo SWE. Questo sistema permette una misura accurata anche durante i periodi di nevicate di forte intensità con conseguenti abbondanti accumuli.

TABELLA 15: CARATTERISTICHE DEL SENSORE

Modello	Snow Scale
Range di misura	3 ranges: 0 to 200 mm SWE, 0 to 500 mm SWE, 0 to 1500 mm SWE
Risoluzione	0,1 Kg/m <sup>2</sup> $\triangleq$ 0,1 mm SWE
Accuratezza	0,2 % (*)
Superficie di misura	6,72 m <sup>2</sup>
Peso totale	110 Kg
Dimensioni (mm)	L = 2800 P = 2400 H = 60
Protezione	IP 68
Alimentazione	11 - 30 VDC
Temperatura di funzionamento	-40 to 80°C
Inclinazione massima	5°
Output	SGG 200 4 - 20 mA $\triangleq$ 0 ... 200 mm SWE, SGG 500 4 - 20 mA $\triangleq$ 0 ... 500 mm SWE SGG 1500 4 - 20 mA $\triangleq$ 0 ... 1500 mm SWE



3.3.11. USH-8 DITTA SOMMER



FIGURA 61: USH-8

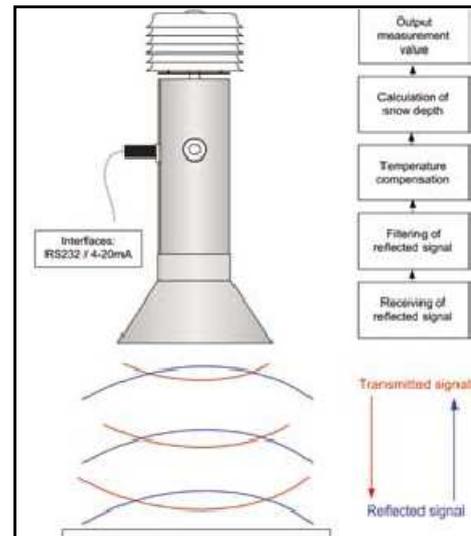


FIGURA 62: USH-8 PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO

**Cosa misura:**

Altezza del manto nevoso.

Il principio di misura del sensore si basa sulla determinazione del tempo di transito di un impulso ad ultrasuoni: il sensore trasmette molti impulsi verso il manto nevoso e riceve successivamente i segnali riflessi. Sulla base del tempo di transito richiesto dai segnali a ultrasuoni, il sensore calcola l'altezza di neve. Il tempo di elaborazione degli impulsi ultrasonici qui è enormemente influenzata dalla temperatura dell'aria. Per questo motivo, il sensore di altezza della neve possiede anche un sensore integrato di misura della temperatura che prende in considerazione l'influenza di quest'ultima sul tempo di arrivo del segnale riflesso. In questo modo, i risultati di misurazione ottimali si ottengono, con una precisione di 0,1%.

TABELLA 16: CARATTERISTICHE DEL SENSORE

Modello	USH-8
Range di misura	0 to 8 m
Minima distanza dalla massima altezza di neve	1 m
Accuratezza	0,10%
Risoluzione	1 mm
Principio di funzionamento	Ultrasonico (Frequenza 50 kHz; Angolo di riflessione 12°)
Compensatore temperature dell'aria	
Sensore di temperature	Sensore di temperature integrato protetto contro il vento
Range di misura	-35 to 60 °C
Risoluzione	0,1 °C
Non-linearità	≤ 0,15 %



3.3.12. SNOW PACK ANALYSING SYSTEM (SPA) DITTA SOMMER

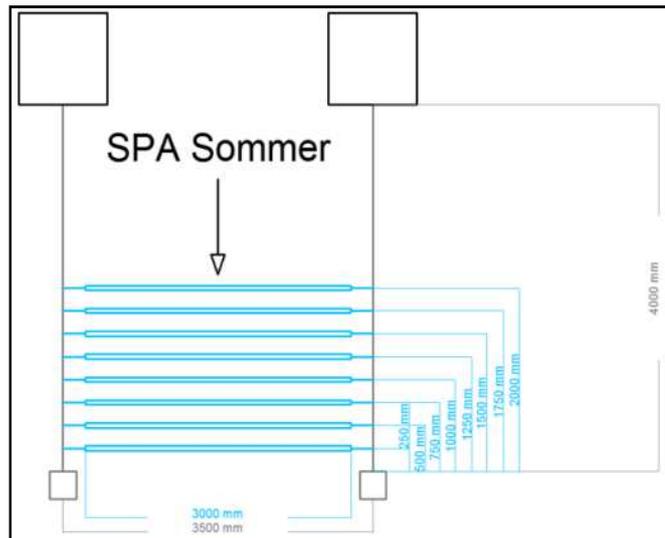


FIGURA 63: CONFIGURAZIONE DELLO SPA SCELTA

**Cosa misura:**

La costante dielettrica

La neve è composta da tre parti acqua, ghiaccio e aria per cui utilizzando differenti frequenze esse, mostrano differenti costanti dielettriche. Misurando l'impedenza lungo il cavo con almeno due frequenze si riesce a stimare il volume di ciascuna componente.

Conoscendo dunque il contenuto di acqua liquida e ghiaccio si può calcolare la densità della neve, combinando infine i dati della densità della neve con il volume si può ottenere lo snow water equivalent.

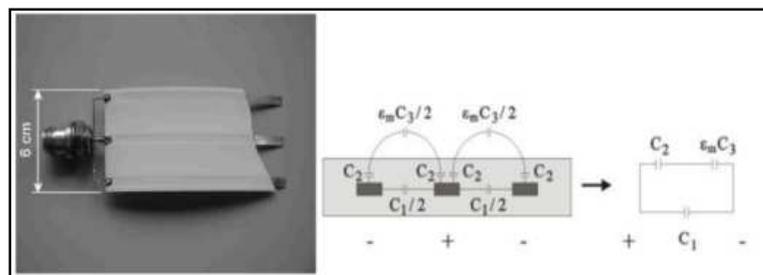


FIGURA 64: PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO

Esso può essere utilizzato nelle aziende idroelettriche e dalle autorità di prevenzione delle inondazioni per il monitoraggio preciso delle risorse idriche su scala idrografica, ed è indispensabile la determinazione della fusione nivale per quanto riguarda la previsione e la prevenzione delle inondazioni. Può essere utilizzato in agricoltura e idrogeologia dove la stima dell'infiltrazione d'acqua di fusione nel suolo e nel sottosuolo sono molto importanti: le informazioni circa il



contenuto di acqua liquida rende possibile stimare il punto di saturazione e la neve sciolta disponibile per ruscellamento o infiltrazione.

Lo SPA può contribuire ad aumentare la sicurezza dei villaggi alpini e nelle località sciistiche, poiché i dati possono essere utilizzati dalle autorità responsabili per il monitoraggio dei fenomeni valanghivi.

**TABELLA 17: CARATTERISTICHE DEL SENSORE**

Componente	Descrizione
Sensore SPA	1-4 sensori montabili
	3-10 m lunghezza dei cavi
	Resistente all'acqua e ai raggi UV
	4 cm di spessore del cavo
Ancoraggi sensore SPA	Fissaggio meccanico dei sensori SPA
	Sloping sensors featured with a displacement sensor to improve the calculations of the sensor length
Unità di misura e controllo	Analizzatore di impedenza per misurare l'impedenza lungo il cavo
	Controllo attraverso un multiplexer dei vari cavi
	Unità di controllo della misura e del calcolo dei parametri del manto nevoso con un interfaccia seriale RS 232; con trasmissione in formato ASCII



### 3.3.13. I PASSAGGI CHE HANNO PORTATO ALL'INSTALLAZIONE DEFINITIVA

Il progetto della stazione meteo sperimentale ha avuto inizio grazie alla firma della convenzione 1900 del luglio 2009 tra il Politecnico di Torino e la Regione Autonoma Valle d'Aosta. Nei mesi successivi l'estate 2009 si sono individuate le ditte che maggiormente erano presenti sul territorio italiano e sono state valutate in base alle loro competenze e ai loro rapporti con le ditte estere produttrici di sensori nivometeorologici.

La scelta infine ricadeva su due ditte la LSI Lastem S.r.l. e la Corr-Tek Idrometria S.r.l., poiché presentavano ottimi requisiti. In seguito a riunioni, incontri e sopralluoghi sul sito di Mascognaz si sono, così, definiti i sensori da installare nella stazione e dopo un'attenta analisi dei costi della strumentazione, della manutenzione e la verifica della disponibilità della ditta a partecipare ad eventuali fasi di ricerca la scelta definitiva ricadeva sulla Corr-Tek Idrometria S.r.l..

La ditta ci ha proposto come soluzione per l'installazione, il posizionamento di un plinto in cemento armato (Figura 65), il plinto presentava un'ottima soluzione poiché la stazione è costituita da tre pali:

1. Il palo principale costituito dai sensori di direzione e velocità del vento, temperatura, umidità e pressione, inoltre su questo palo è stata montata la scatola dei datalogger;
2. Un palo su cui è montato il pluviografo (Pluvio 2);
3. Un palo su cui è montato il disdrometro (Parsivel).



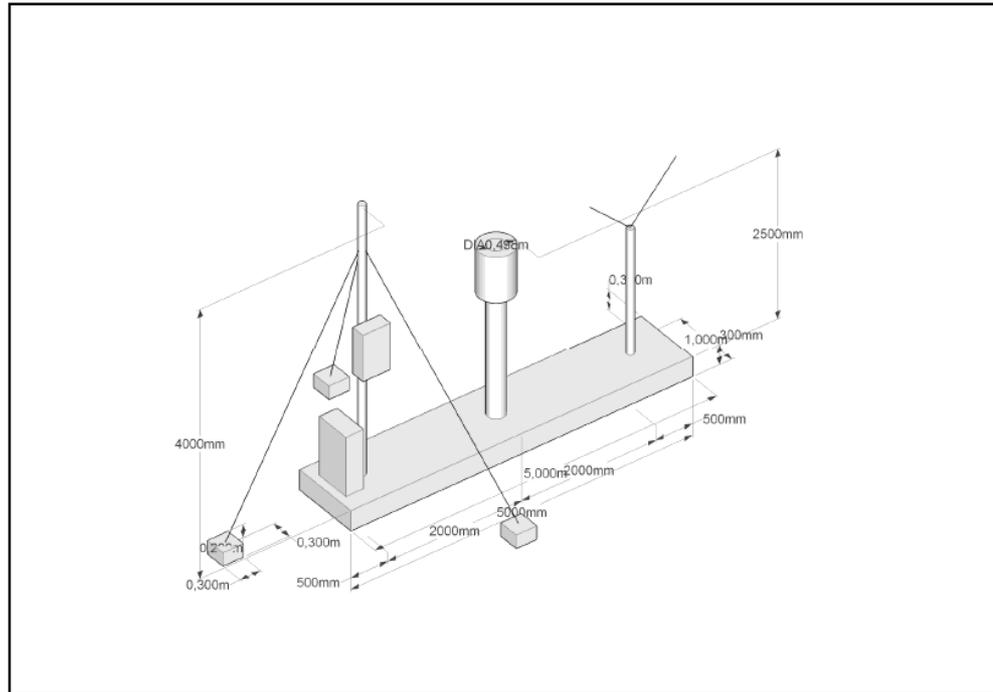


FIGURA 65: PROGETTO DEL PLINTO

Il 14/11/2010 è stata eseguita la gittata per il plinto in cemento armato delle dimensioni indicate nel progetto della Corr-Tek [500(L)-100(P)-30(A)] (Figura 66).



FIGURA 66: IL PLINTO

A causa delle condizioni meteorologiche avverse, che hanno colpito la zona nella prima quindicina di novembre 2010 non è stato possibile installare il plinto dove era stato prefissato con il sindaco e la ditta durante uno dei vari sopralluoghi.





FIGURA 67: SOPRALLUOGO AL SITO

Il **24/11/2010** è stato eseguito dalla ditta incaricata dei lavori un sopralluogo per verificare l'impossibilità di installare la stazione nel sito idoneo nell'inverno 2010.

Si è deciso dunque di abbassare la quota della stazione alla località di Mascognaz, precisamente all'interno dell'area di salvaguardia delle sorgenti.

Il **5/12/2010** è stato posizionato il plinto all'interno dell'area di salvaguardia delle sorgenti, il lavoro è stato eseguito dal Sindaco di Champoluc (Giorgio Munari) e dalla ditta incaricata (Luigi Bertolin).

È stato deciso di posizionarlo all'interno dell'area di salvaguardia delle sorgenti poiché il sito era delimitato da una recinzione, così da evitare, soprattutto nel periodo estivo, il passaggio e lo stazionamento di bestiame.



FIGURA 68: POSIZIONAMENTO DEL PLINTO

Il **21/12/2010** è stata eseguita l'installazione della Stazione della Sommer GmbH & Co. KG, erano presenti nel sito la Regione Autonoma Valle d'Aosta, il Politecnico di Torino, la ditta esecutrice dei lavori e la Sommer GmbH & Co. KG.





FIGURA 69: MONTAGGIO SNOW SCALE



FIGURA 70: MONTAGGIO SPA



FIGURA 71: STAZIONE SOMMER GMBH & Co. KG

Il **30/12/2010** è stata eseguita l'installazione della Stazione della Sommer GmbH & Co. KG, l'ARPA Valle d'Aosta, il Politecnico di Torino e la Corr-Tek Idrometria S.r.l. e.





FIGURA 72: PLUVIO 2



FIGURA 73: PARSIVEL



FIGURA 74: STAZIONE COMPLETA CON TUTTI I SENSORI

La stazione ha iniziato ad acquisire i dati con buona regolarità, si sono registrati solo dei brevi periodi di non funzionamento legati alla mancanza di alimentazione elettrica. Il **22/01/2011** si è avuta un'avaria al LMD che è l'acquisitore dei dati della stazione Sommer GmbH & Co. KG che in seguito è stata risolta **31/01/2011**, il problema di malfunzionamento era legato sia ad un problema di firmware dell'acquisitore sia di condensa del fusibile che alimenta la stazione.

Il **25/01/2011** si è costruito un pluviografo interrato. Si è utilizzato un pluviografo della Labrecht con al di sotto della superficie di misura una cassetta forata per la raccolta delle acque di fusione poiché se non si fosse provveduto a questa soluzione si sarebbe potuto verificare un allagamento del sensore. Il sensore è poi stato posizionato accanto alla stazione di misura e in data **26/02/2011** è stato collegato al datalogger.





FIGURA 75: PLUVIOGRAFO INTERRATO



FIGURA 76: POSIZIONAMENTO DEL PLUVIOGRAFO

Il **07/04/2011** si è eseguito un sopralluogo per verificare l'altezza neve poiché i sensori non registravano più il manto nevoso.



FIGURA 77: STAZIONE METEO A FINE INVERNO

Osservando la foto (Figura 77) si sottolinea la totale mancanza di neve in prossimità delle strumentazioni causa una conduzione termica elevata dell'acciaio che fa sì che la neve attorno ai sensori si fonda più velocemente di quella dell'ambiente circostante. La soluzione che si è suggerita all'azienda, cioè l'utilizzo di materiale con conducibilità termica simile a quella della neve, per evitare dei ponti termici soprattutto con il passaggio giorno-notte, non è stata tuttavia ancora presa in considerazione.

Il **27/04/2011** si è eseguito l'ultimo sopralluogo per constatare che effettivamente nel sito non era più presente la neve e si è proceduto attraverso l'ausilio della Corr-Tek Idrometria S.r.l. ad una calibrazione e verifica delle strumentazioni installate.





FIGURA 78: SOPRALLUOGO DI FINE INVERNO E RICALIBRAZIONE DEI SENSORI

**14/09/2011** È stato eseguito un sopralluogo per visionare il nuovo sito e si è deciso di ampliarlo poiché non era sufficiente per ospitare tutta la strumentazione. L'impresario dopo il nostro sopralluogo ha deciso di sbancare la parte in ombra (Figura 79) questo lavoro è stato necessario sia per posizionare con le giuste distanze le diverse strumentazioni sia per evitare che la presenza di un muretto naturale, durante il periodo invernale, modificasse l'accumulo della neve attorno alla stazione.



FIGURA 79: SITO PRIMA DELL'AMPLIAMENTO



FIGURA 80: SITO DOPO L'ULTERIORE SBANCAMENTO

**27/09/2011** . È stata eseguita la disinstallazione delle due stazioni meteo. La stazione della Corr-Tek Idrometria S.r.l. è stata smontata e la scatola del cablaggio è ritornata in ditta per verifiche e aggiornamenti dei firmware dei dataloggers. La stazione della Sommer GmbH & Co. KG è stata riallocata nel nuovo sito (Figura 81).





**FIGURA 81: RIALLOCAMENTO STAZIONE SOMMER**

Durante la riallocazione **27/09/2011** si è deciso di provvedere al posizionamento sul sito di geotessuti sotto tutta la strumentazione, questo è stato necessario per evitare che nel periodo primaverile ed estivo possa crescere l'erba.

La decisione è stata presa poiché si è notato che durante il primo anno le sterpaglie e l'erba avevano quasi del tutto impedito l'accesso al sito. Ovviamente, con l'utilizzo dei geo-tessuti, si sono venute a creare delle condizioni non naturali per quanto riguarda la valutazione della fusione nivale, ma poiché il flusso di calore geotermico è nettamente inferiore a quello del ponte termico derivante dal materiale con cui sono fatti i sensori, l'errore risulta comunque trascurabile.

L'unica soluzione possibile sarebbe di adottare come materiale per la costruzione di questi sensori materiali che abbiano la stessa conducibilità termica della neve.

Il **27/09/2011** si sono segnalati alla Sommer GmbH & Co. KG dei problemi relativi alla cella di carico dello Snow Scale ed ad altri due datalogger. In seguito è stato inviato un tecnico che ha ipotizzato che i malfunzionamenti dei datalogger erano legati al verificarsi di continui sbalzi di tensione durante il periodo estivo. Mentre per quanto riguarda la cella di carico il malfunzionamento era legato all'apertura di fori nel materiale che viene messo sopra ai componenti elettronici per impedirne il contatto con l'acqua.

Il **5/10/2011** è stata completata l'installazione della stazione della Sommer GmbH & Co. KG. con il posizionamento del palo e il collegamento di tutti i cavi. Inoltre nella settimana era stato fatto lo scavo dove posizionare il plinto secondo le nostre disposizioni a circa 1,5- 2m dal sensore SPA.





**FIGURA 82:INSTALLAZIONE DEFINITIVA SOMMER GMBH & CO. KG.**

Il **12/10/2011** è stato collocato il plinto nella nuova sede ed è stato eseguito lo stendimento dei tubi per effettuare il cablaggio è stato posizionato un tubo parallelo al plinto per portare l'alimentazione al palo della Sommer GmbH & Co. KG. e ai due pluviometri interrati. Per evitare gli sbalzi di tensione della stazione si è deciso di installare un salvavita auto armante.



**FIGURA 83: POSIZIONAMENTO PLINTO**



**FIGURA 84: CABLAGGIO DELLA STAZIONE**

Il giorno successivo **13/10/2011** è avvenuto il montaggio della stazione della Corr-Tek Idrometria S.r.l. con ricablaggio. Sono stati posizionati e installati correttamente i due pluviografi interrati (Figura 85). È stato aggiunto un parafulmine e un braccio per l'installazione del sensore del vento della Young e il CWS. Inoltre è stato riconfigurata la stazione con la possibilità di sfruttare l'energia prodotta da un pannello solare nei periodi di assenza di corrente così da limitare i periodi di mancanza del dato (Figura 86; Figura 87).



La stazione ha ripreso a funzionare in tutte le sue parti, si può notare che solo una piccola parte non è stata ricoperta dal ghiaietto ed è quella relativa al punto della misura dell'altezza neve e dove sono posizionati i due pluviografi interrati. (Figura 88)



**FIGURA 85: PLUVIOGRAFI INTERRATI**



**FIGURA 86: INSTALLAZIONE SENSORI OTT**



**FIGURA 87: POSIZIONAMENTO BRACCETTO SENSORI DEL VENTO E ALBEDOMETRO**



**FIGURA 88: INSTALLAZIONE DEFINITIVA**



### 3.4. I DATI

Lo studio finanziato dalla Regione Autonoma Valle d'Aosta è partito nel Luglio 2009 attraverso la convenzione stipulata tra il Dipartimento difesa del suolo e risorse idriche il DITAG del Politecnico di Torino. A causa di problemi finanziari e della ricerca sulla qualità dei sensori è stato possibile installare la stazione solo nella seconda metà del 2010. Questo ha ovviamente comportato che l'acquisizione dei dati fosse riferita ad un periodo di tempo ristretto, mentre usualmente gli studi su parametri meteorologici riguardano serie temporali di almeno dieci – venti anni, quelli più importanti hanno anche serie temporali ultracentenarie.

Non è stato inoltre possibile confrontare i dati con altre stazioni della Valle poiché la Val d'Ayas non è coperta da buoni sensori con cui confrontarli.

Successivamente verranno descritte e discusse le caratteristiche meteorologiche che sono state misurate dal momento dell'installazione della stazione confrontando, dove possibile, i dati ottenuti dai diversi sensori al fine di definire quali tra questi risultino migliori.

Si premette che la descrizione dei dati dei sensori è stata utile per definire quali parametri prendere in considerazione per valutare il modello della fusione nivale.

I mesi di Settembre e soprattutto di Ottobre presentano dei vuoti nelle serie temporali dovuti allo spostamento della stazione. Si è ritenuto comunque utile inserirli per avere ulteriori dati di confronto.



3.4.1. LA TEMPERATURA

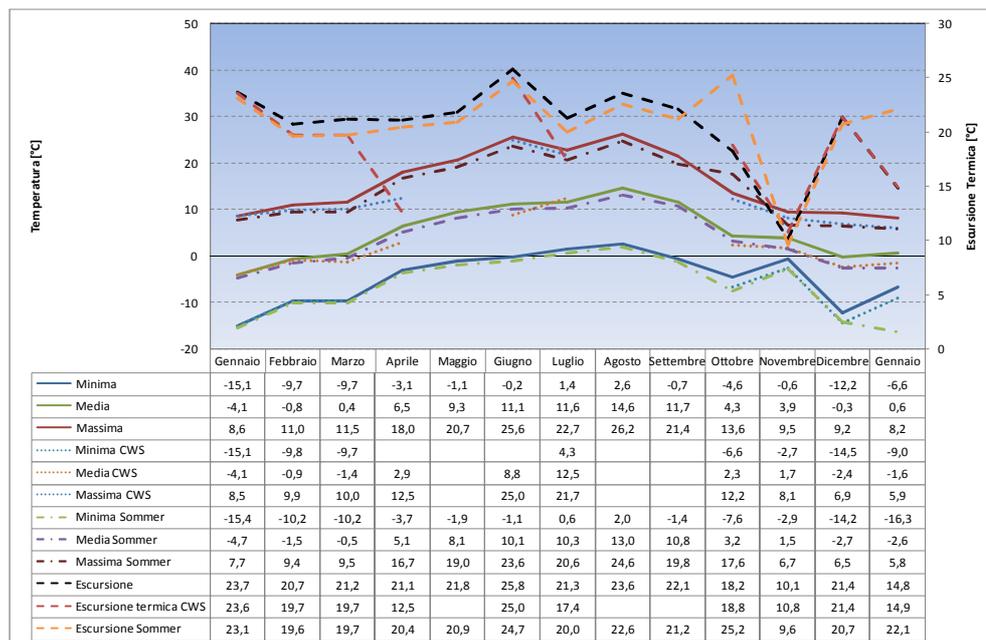


FIGURA 89:GRAFICO DELLA TEMPERATURA

Dal confronto dei tre sensori della temperatura si è riscontrato che:

- Nonostante i sensori della stazione Sommer GmbH & Co. KG e della Corr-Tek Idrometria S.r.l. fossero della stessa casa (Rotronic) e posizionati alla stessa altezza per tutto il periodo considerato hanno registrato temperature shiftate di qualche decimo di grado. Con l'aumentare della temperatura lo shift aumenta: infatti il sensore montato dalla Sommer GmbH & Co. KG registra una differenza in media rispetto al sensore montato dalla Corr-Tek Idrometria S.r.l. di:
  - Temperatura minima 0,6°C;
  - Temperatura media 1,1°C;
  - Temperatura massima 1,6°C.

Discutendo i dati con entrambe le case produttrici, poiché la differenza media è molto elevata ne è emerso che la differenza dipende solo dal tipo di datalogger poiché l'andamento medio confrontato con i dati giornalieri rimane costante per i due sensori. Questo discorso vale per quanto riguarda il primo periodo infatti, dopo lo spostamento, i sensori differiscono di circa 2 gradi centigradi. Si sarebbe potuto ipotizzare un malfunzionamento, ma la possibilità è stata scartata in seguito ad una verifica fatta sul luogo dai tecnici che hanno verificato la correttezza dei dati registrati. Inoltre il CWS come si vedrà tra breve registra lo stesso andamento del sensore Sommer GmbH & Co. KG..



- Confrontando invece i valori derivanti dal CWS è risultato essere un ottimo sensore. Ha registrato da Gennaio a Marzo un'ottima correlazione con il sensore della stazione Corr-Tek Idrometria S.r.l. con una differenza in media di:
  - Temperatura minima 0,7°C;
  - Temperatura media 0,7°C;
  - Temperatura massima 0,9°C.

Se si vanno ad osservare i dati registrati dopo lo spostamento nel secondo sito si nota che vi è una ottima correlazione con il sensore della Sommer GmbH & Co. KG.

- Temperatura minima 0,1°C;
- Temperatura media 0,5°C;
- Temperatura massima 0,6°C.

Analizzando più in dettaglio le informazioni provenienti dai sensori si nota per l'anno 2010 un andamento abbastanza lineare della temperatura che raggiunge il suo picco nel mese di Agosto.

La temperatura minima non è mai superiore ai tre gradi risultando in media per gran parte dell'anno al di sotto dello zero termico. Il picco di temperatura minima si è registrato nel mese di Gennaio 2010 quando tutti i tre sensori hanno fatto registrare temperature inferiori ai 15 gradi. Anche il mese di Dicembre 2010 ha avuto una forte escursione termica infatti ha registrato valori molto bassi di temperatura in seguito all'ingresso di aria più fredda proveniente dalla Siberia. Nel mese di Giugno si registra la massima escursione termica, mentre nel mese di Novembre si ha il minimo di escursione legato probabilmente alle giornate in cui si è registrato un vento caldo. Il mese di Luglio come un po' in tutta Italia è stato caratterizzato da maltempo che ha impedito un rialzo termico più marcato.

La copertura del dato è buona infatti si è ottenuto:

- Sommer GmbH & Co. KG.. 100%
- Corr-Tek Idrometria S.r.l.: 91%



3.4.2. L'UMIDITÀ

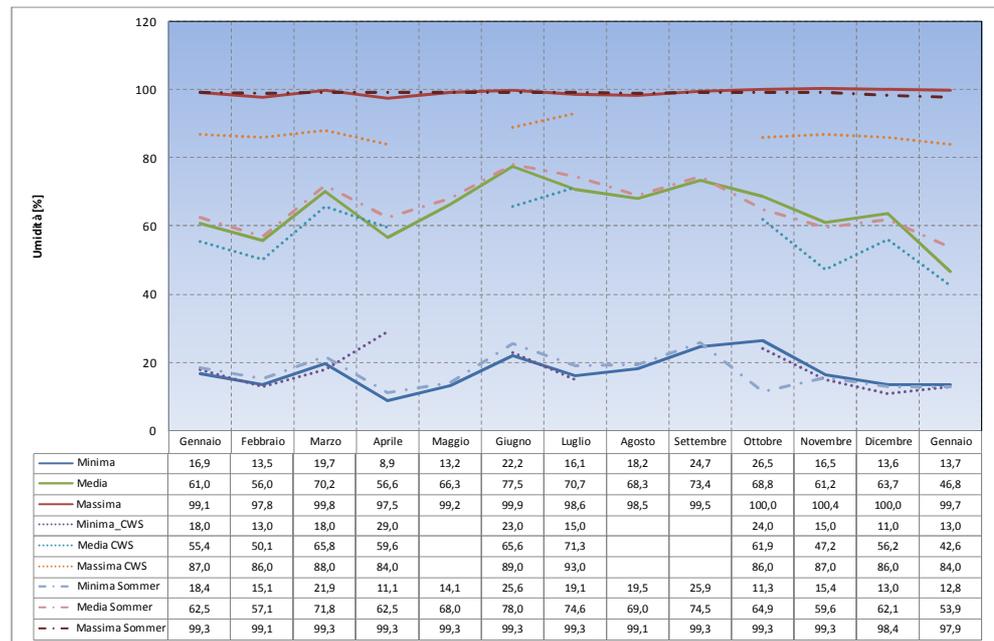


FIGURA 90: GRAFICO DELL'UMIDITÀ

L'umidità come la temperatura è stata registrata dai tre sensori, ma come si nota dal grafico (Figura 90) il CWS non sembra funzionare bene per la registrazione dell'umidità. Questo è stato segnalato alla ditta produttrice che sta già apportando delle modifiche alla struttura del sensore. Infatti solo l'umidità minima viene registrata in modo appropriato a differenza di quelle media e massima dove lo scarto dovuto all'errore strumentale è troppo elevato.

Per gli altri due sensori entrambi della Rotronic ma, come detto prima, montati su due dataloggers differenti, al contrario della temperatura, registrano uno scarto nettamente inferiore, nell'ordine del 2%.

La successione dei mesi ha mostrato un andamento ciclico, dopo un mese umido ne seguono circa due più secchi, questo andamento si ripete per tre volte l'anno.

La copertura del dato è buona infatti si è ottenuto:

- Sommer GmbH & Co. KG.. 100%
- Corr-Tek Idrometria S.r.l.: 91%



3.4.3. LA PRESSIONE

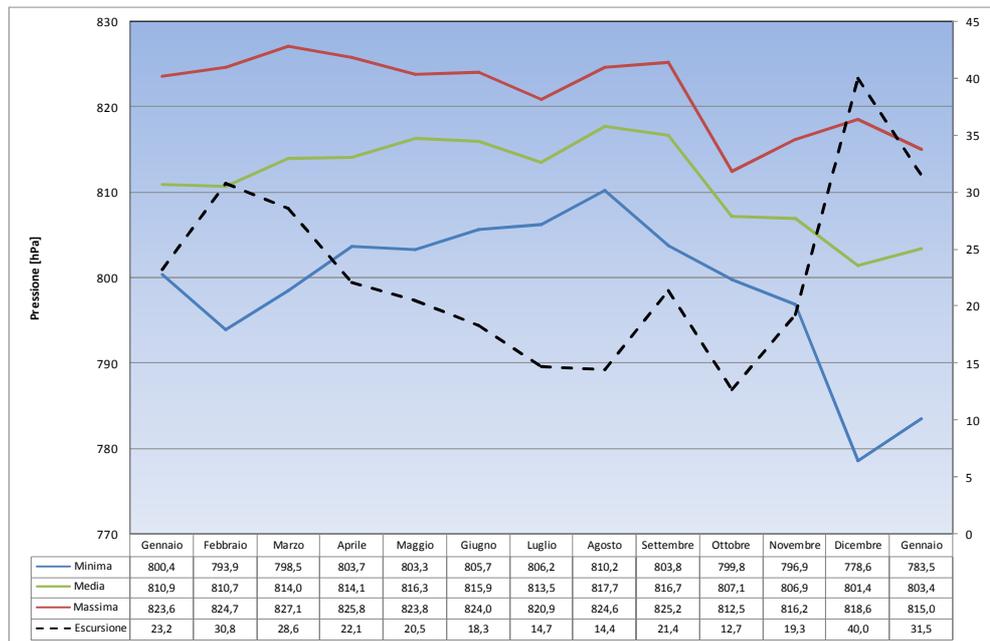


FIGURA 91: GRAFICO DELLA PRESSIONE

La pressione è registrata da due sensori il sensore della Young e il CWS. Entrambi hanno registrato un valore di pressione, ma si sono tralasciati i valori forniti dal CWS poiché sono risultati molto frammentati a causa dei continui malfunzionamenti. Il sensore della Young ha funzionato correttamente lungo tutto il periodo, la pressione si è dimostrata molto costante tra 770 e 830 hPa, si sono registrate due escursioni una nel mese di Febbraio e l'altra nel mese di Dicembre 2010. Non è stato preso in considerazione il picco di Settembre poiché da metà mese come detto sono iniziate le operazioni per i trasferimento della stazione.



3.4.4. L'IRRAGGIAMENTO SOLARE

Attraverso l'applicazione di due piranometri si è in grado di misurare l'irraggiamento solare ad onda corta e la quantità che viene riflessa dal manto nevoso durante il periodo di copertura dello stesso. Il metamorfismo della neve condiziona la capacità di riflettere la luce solare da parte del manto cioè l'albedo.

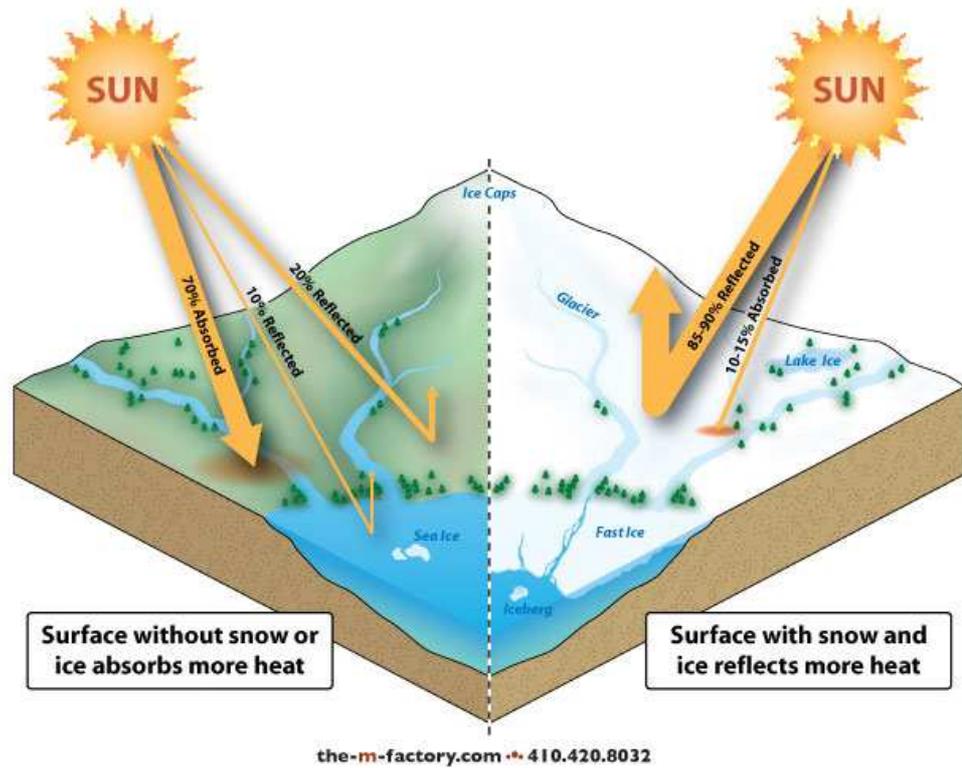


FIGURA 92: ALBEDO  
 (HTTP://WWW.THE-M-FACTORY.COM/PORTFOLIO/ILLUSTRATED/ILLUSTRATED\_08.HTML)

Definiamo l'albedo massimo 1, quando tutta la luce incidente viene riflessa, l'albedo minimo è 0, quando nessuna frazione della luce viene riflessa. In termini di luce visibile, il primo caso è quello di un oggetto perfettamente bianco, l'altro di un oggetto perfettamente nero. Valori intermedi significano situazioni intermedie. La percentuale di riflessione in un ambiente coperto dalla neve è di circa 85-90%. Il carbone ha un albedo molto basso. Una lavagna ha un albedo di circa 0,15. L'albedo si può anche misurare in percentuale, ponendo 1 uguale a 100%. La Terra ha un albedo in media del 37%-39%.



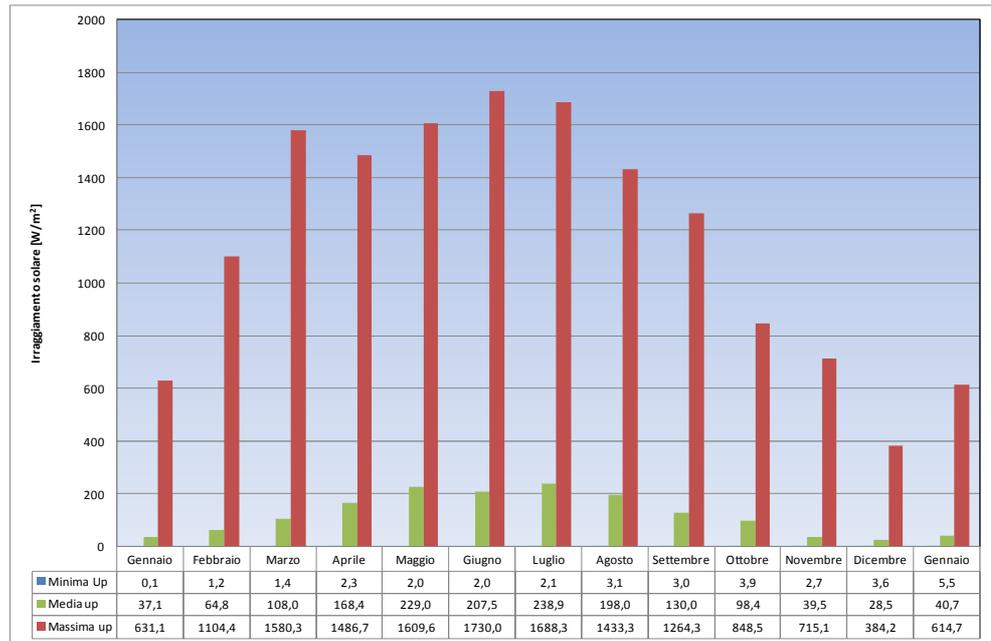


FIGURA 93: IRRAGGIAMENTO SOLARE PROVENIENTE DAL SOLE

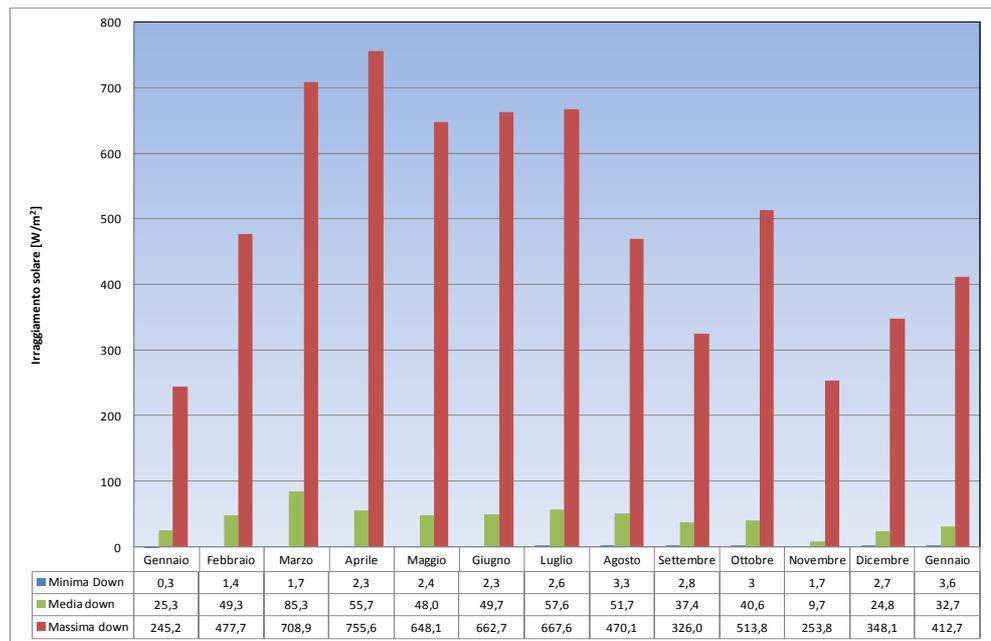


FIGURA 94: IRRAGGIAMENTO SOLARE RIFLESSO DAL TERRENO

Il sensore che ci era stato fornito dalla ditta produttrice (Lambrecht) presentava un supporto per l'installazione troppo corto che in seguito allo spostamento della stazione si è deciso di sostituire con uno più lungo. Infatti durante l'inverno 2010-2011 la lunghezza del braccetto non permetteva al segnale del sensore di cadere oltre il pinto, ciò non ha comunque influito sulla misura dell'albedo della neve.



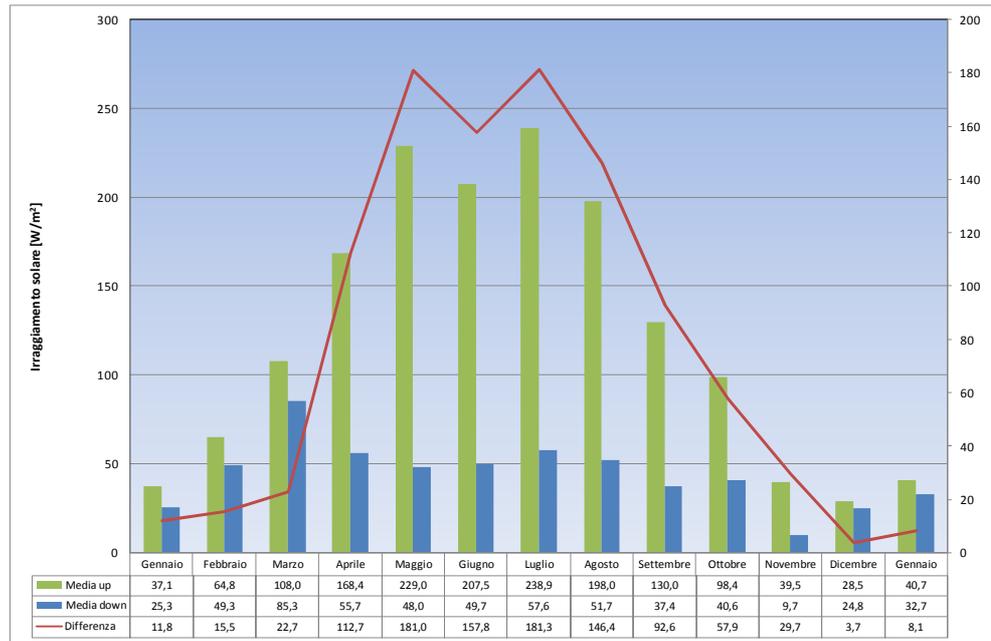


FIGURA 95:CONFRONTO TRA IRRAGGIAMENTO DIRETTO E RIFLESSO

Quanto affermato in precedenza è messo in evidenza dal grafico (Figura 95) in cui si nota come nei mesi in cui il terreno è ricoperto dal manto nevoso la quantità riflessa è molto elevata in percentuale rispetto ai periodi estivi.

L'albedo risulta un parametro necessario per definire le caratteristiche del manto, è molto elevato subito in seguito ad una precipitazione nevosa mentre più ci si allontana dalla precipitazione più questo valore diminuisce.



## 3.4.5. LA TIPOLOGIA DI IDROMETEORA

La tipologia dell'idrometeora viene definita con il disdrometro, che è in grado di discriminare le particelle di precipitazione che vengono classificate in base a due tabelle la 4677 e la 4680 (SYNOP Data Format). I risultati non mostrano sostanziali differenze tra i dati registrati secondo le due classificazioni quindi si è deciso di inserire per semplificare solo i grafici riferiti alla 4677 (Figura 96 e Figura 97). La presenza di due grafici è relativa al fatto che il laser non riesce a discriminare con buona precisione le particelle di piccola dimensione e nel periodo estivo inserisce all'interno della categoria n°71 che corrisponde alla neve di dimensione <0,5 la particella relativa alla pioggerella n°51.

Si è risalito al numero relativo considerando altri fattori quali temperatura e quantità di precipitazione.

Questo strumento è indispensabile dal punto di vista idrogeologico nel periodo primaverile e autunnale per discriminare il tipo di particella. Infatti usualmente la temperatura è il fattore discriminante tra pioggia e neve. Invece utilizzando questo sensore istante per istante siamo in grado di definire quali tipo di idrometeora incide sull'ammasso nevoso. Si è così in grado di capire se piove o nevica sull'ammasso e, nell'ottica della valutazione del rischio alluvione o valanghivo, essere in grado di prevedere forti precipitazioni liquide sull'ammasso nevoso, risultando un buon strumento di allarme.

**TABELLA 18: TABELLA DI CODIFICA 4677**

Pioggerella			Pioggerella con pioggia		Pioggia		Pioggia ghiacciata	
Intensità	Tasso di pioggia [mm/h]	Tab. 4677						
Leggera	≤0.2	51	≤0.2	58	≤0.5	61	≤0.4	87
Moderata	0.2÷0.5	53	0.2÷0.5	59	0.5÷4.0	63	>0.4	88
Forte	≥0.5	55	≥0.5	59	≥4.0	65		
Pioggia, pioggerella con neve			Neve		Grani di Neve		Grandine	
Intensità	Tasso di pioggia [mm/h]	Tab. 4677						
Leggera	≤0.5	68	≤0.5	71	≤0.5	77	≤7.5	89
Moderata	>0.5	69	0.5÷4.0	73	0.5÷4.0	77	>7.5	90
Forte			≥4.0	75	≥4.0	77		



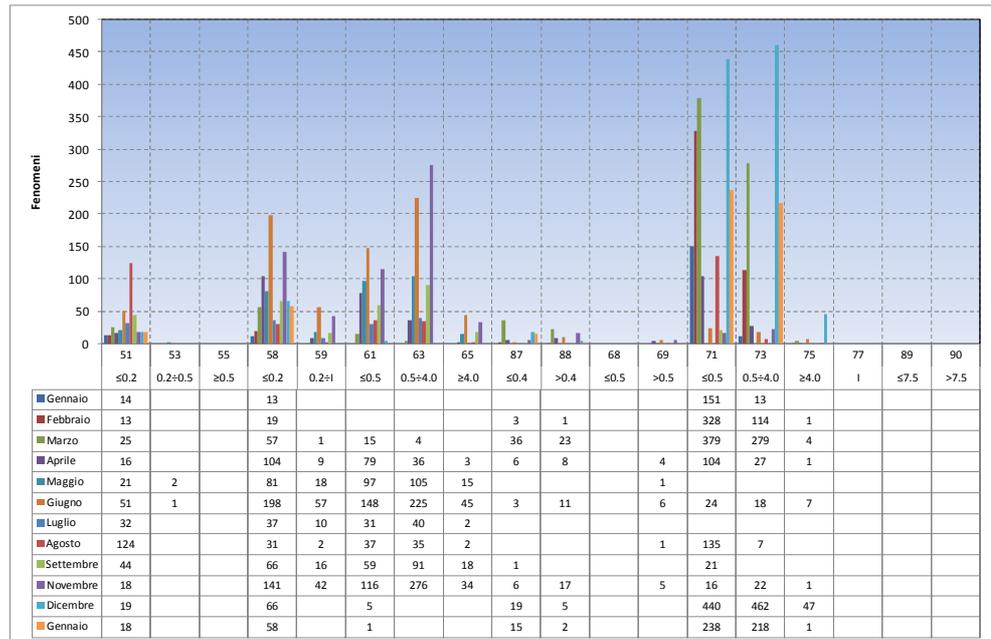


FIGURA 96: 4677 NON CORRETTO

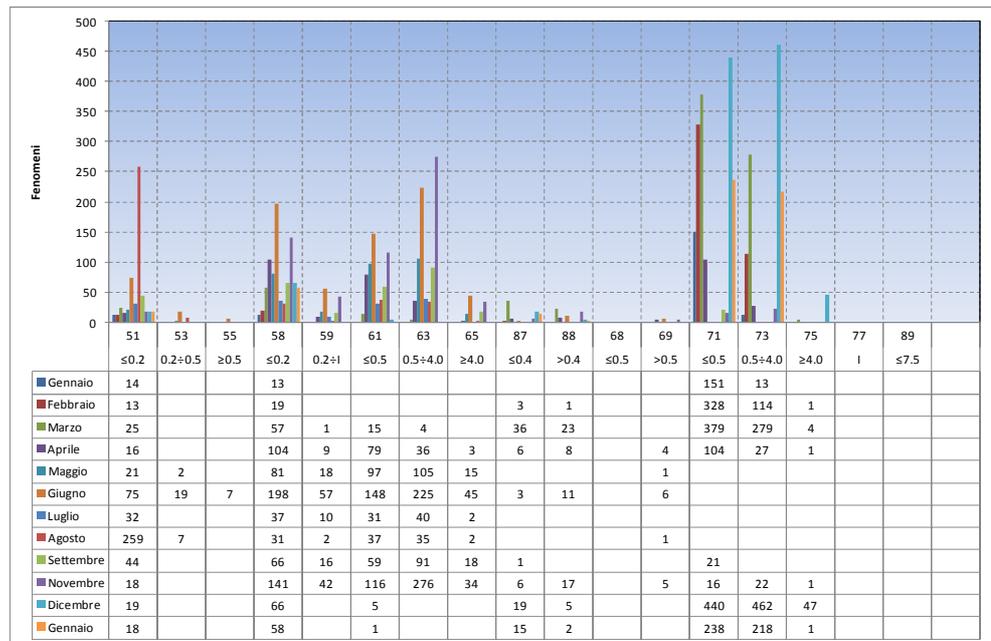


FIGURA 97: 4677 CORRETTO



### 3.4.6. IL VENTO

Durante il primo anno di acquisizione si sono verificati numerosi malfunzionamenti relativi al CWS, legati in molti casi alla fase di registrazione del dato poiché, come detto precedentemente, è ancora uno strumento in fase di sperimentazione. In molti periodi dell'anno si hanno quindi delle mancanze nelle serie temporali.

Il sensore YOUNG, ha sempre funzionato in maniera corretta e pochi sono risultati i periodi di non acquisizione, solo in seguito allo spostamento della stazione a causa di un aggiornamento del software lo strumento non ha più registrato i dati. Si è reso necessario l'invio del sensore alla casa madre per un reset del software, che ha comportato circa due mesi di non acquisizione.

Sono state eseguite, quindi, due analisi differenti per evidenziare i cambiamenti dovuti allo spostamento della stazione. Questo ha comportato un aumento della velocità dei venti che insistono sulla strumentazione e un leggero spostamento della direzione prevalente. Si può supporre che questa variazione, soprattutto della velocità, sia principalmente legata al fatto che nel nuovo sito (Figura 99) non sono più presenti gli alberi (Figura 98) che fungevano da barriera naturale mitigandone le velocità. La suddetta ipotesi risulta essere valida poiché durante i sopralluoghi, in occasione del verificarsi di giornate ventose, presso la zona di tutela assoluta delle sorgenti, non si registrava che una leggera brezza.

I diagrammi dei venti, sono stati riprodotti utilizzando il dato orario con un passo di 5 gradi.

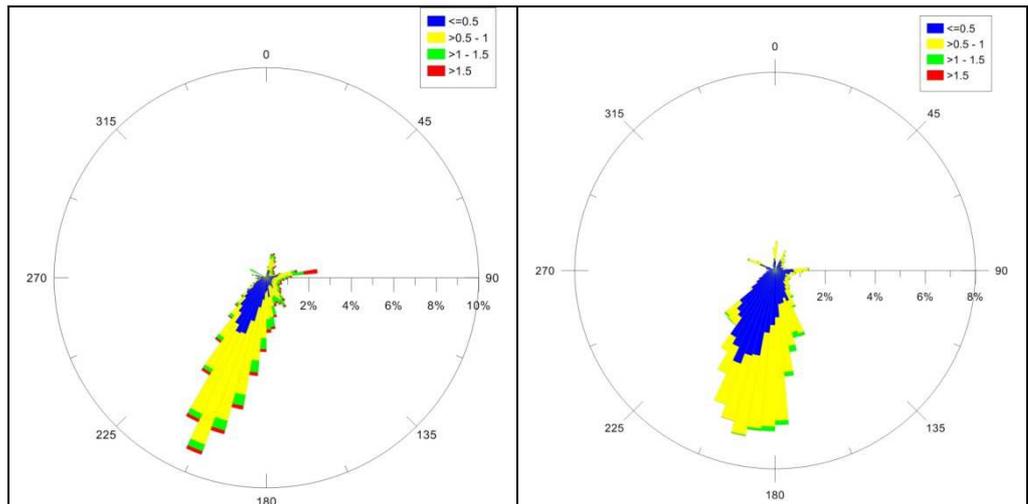
Dalla rappresentazione è risultato che:

- Non esistono **venti dominanti** (venti con velocità almeno di 20 m/s);
- Esiste una **ventilazione regnante** (venti che presentano un'alta frequenza di apparizione > 50%) proveniente da S-SO.

TABELLA 19: ANDAMENTO DEI VENTI NEL SITO 1

YOUNG	CWS
Completo Gennaio-Settembre	Completo Gennaio-Settembre





L'analisi dei dati (Tabella 19) mostra per il periodo che va da Gennaio a Settembre una differenza tra le diverse misure, questo, come sottolineato nel Capitolo 3 è imputabile al differente posizionamento dei sensori (Figura 98; Figura 99).



FIGURA 98: POSIZIONAMENTO DEI DUE SENSORI



FIGURA 99: NUOVO POSIZIONAMENTO CON IL BRACCETTO PER DISTANZIARE I DUE SENSORI

Si nota come essi siano molto vicini tra di loro, ciò ha influenzato nettamente la misura del CWS poiché, essendo più in basso, la ventilazione risente del sensore YOUNG installato sulla sommità del palo.

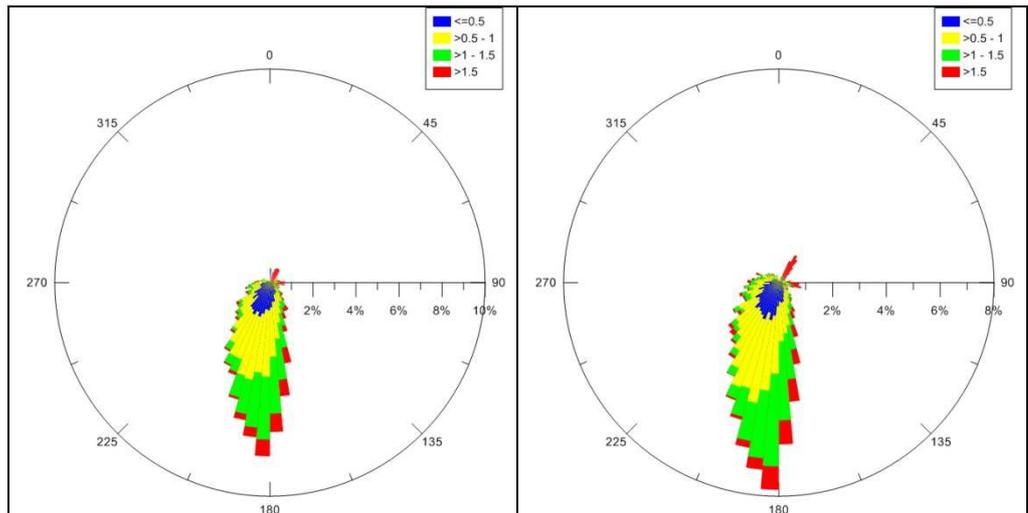
Il sensore Young presenta una ventilazione regnante proveniente da S-SO per tutti i mesi in analisi con velocità anche superiori a 1,5 m/s.

Il sensore CWS presenta una ventilazione regnante più spostata verso S. Risulta evidente come la velocità registrata sia di gran lunga inferiori a quella registrata dal sensore della Young.

TABELLA 20: ANDAMENTO DEI VENTI NEL NUOVO SITO

YOUNG	CWS
Completo Ottobre-Gennaio	Completo Ottobre-Gennaio





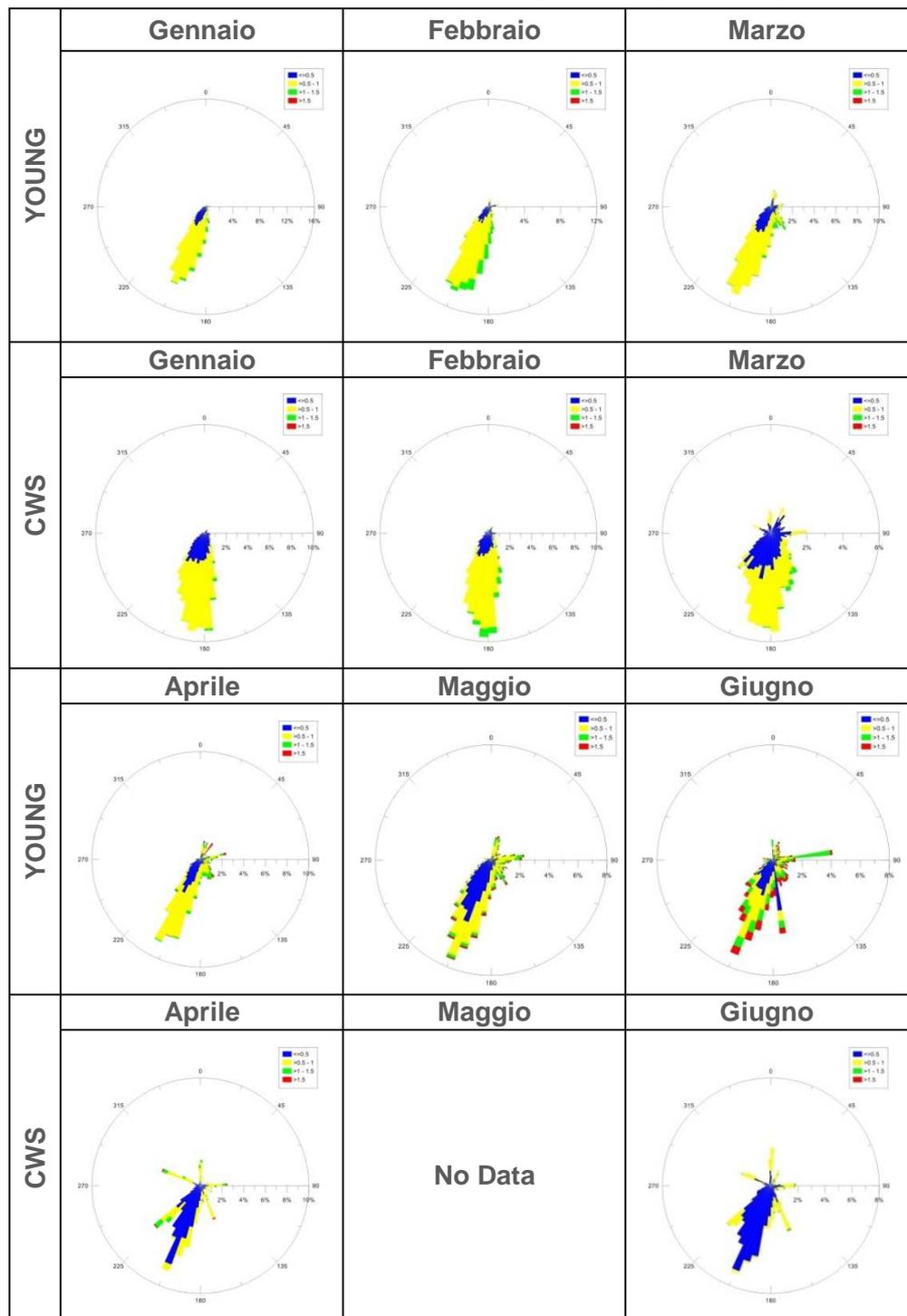
Dopo lo spostamento della stazione, per i pochi mesi di riferimento, si è riscontrata una similitudine abbastanza marcata tra i dati registrati dalle due strumentazioni.

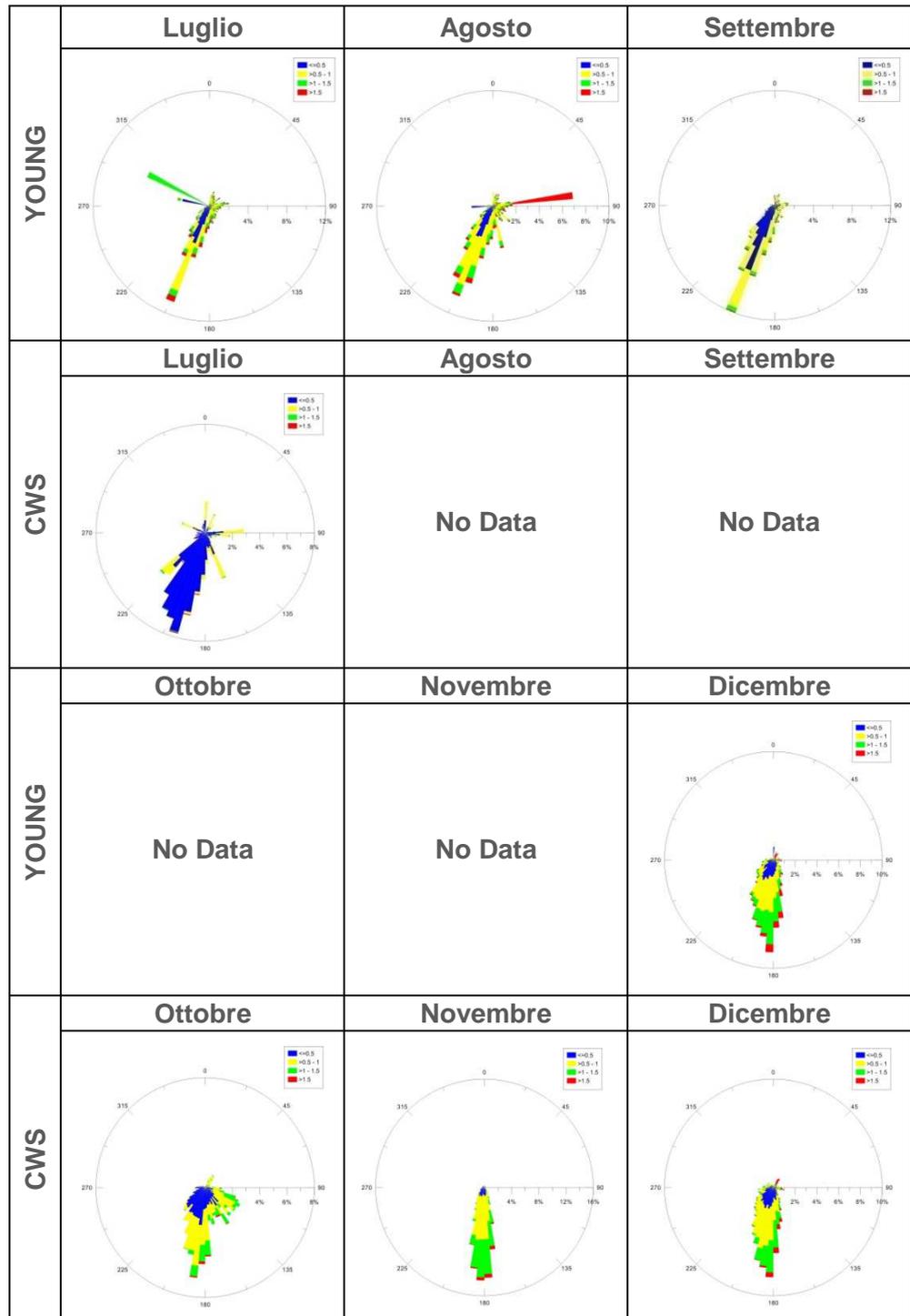
Le velocità sono molto più marcate, rispetto al primo sito, come si potrà anche notare dalle tabelle relative ai dati mensili. La ventilazione non sembra più provenire da sud-sudovest ma si è spostata di qualche grado più verso sud inoltre ora è presente occasionalmente anche una nuova ventilazione da nord-nordest con una componente di velocità molto elevata.

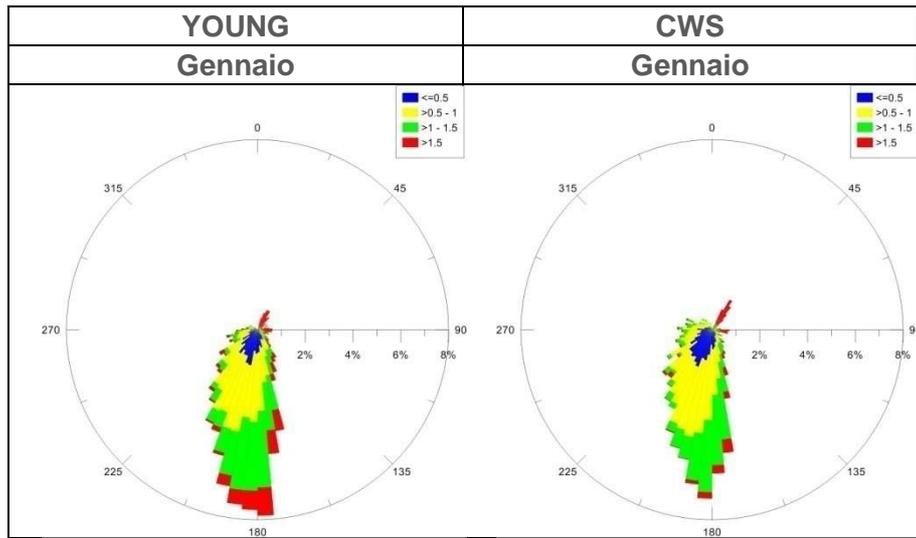
I grafici riportati nella tabella si riferiscono ai dati mensili, si sono però omessi quelli che non presentavano almeno 20 giorni di acquisizione.



TABELLA 21: DATI MENSILI RELATIVI ALLA VELOCITÀ E DIREZIONE DEL VENTO







3.4.7. LA NEVE

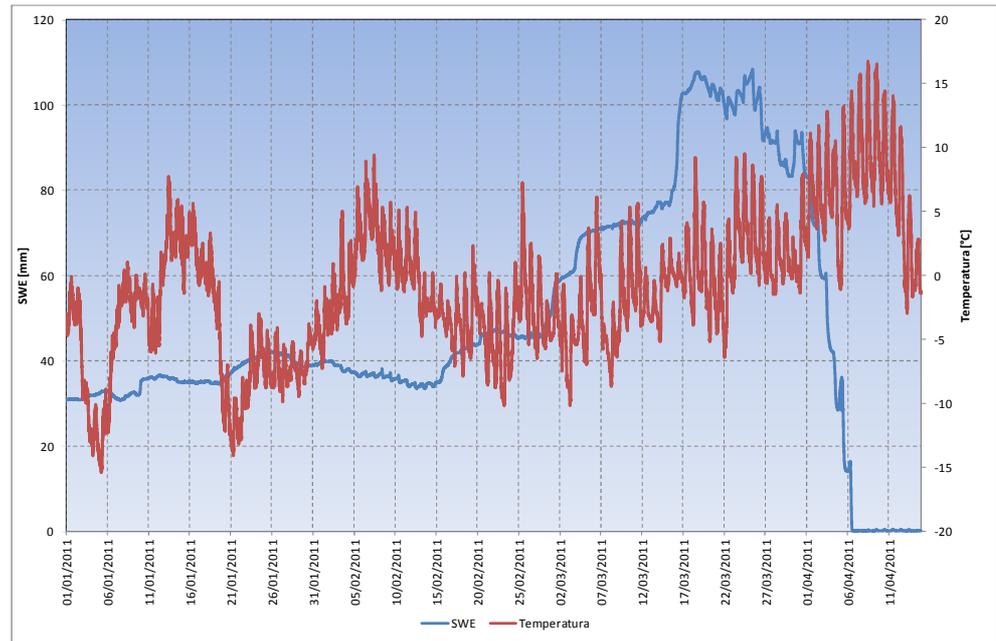
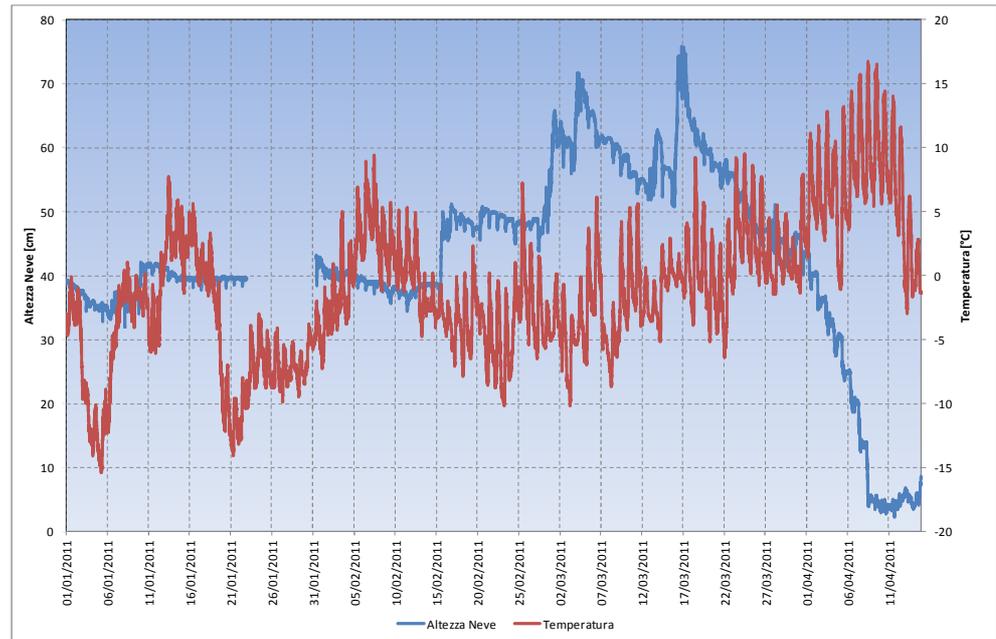


FIGURA 100: ANDAMENTO DELLO SWE CON LA TEMPERATURA 2010-2011

La temperatura, in inverno, non ha mai superato i dieci gradi durante il giorno ma invece è scesa ben al di sotto dei meno quindici gradi centigradi. Nonostante temperature superiori allo zero, fino a metà febbraio non si sono registrati grandi modificazioni del contenuto d'acqua. Si sottolinea come questo cambi solo in concomitanza delle nevicate. Intorno al 17 di Marzo si è avuto l'inizio del periodo di fusione favorito anche dal fatto che le temperature medie si sono mantenute al di sopra dello zero.



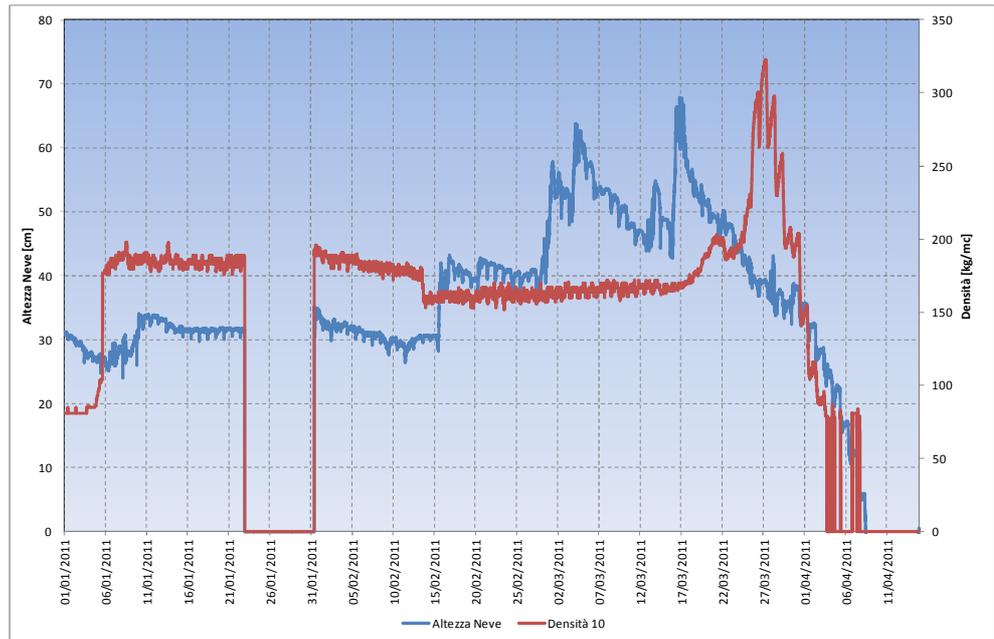


**FIGURA 101: ANDAMENTO DELL'ALTEZZA DI NEVE CON LA TEMPERATURA 2010-2011**

Il misuratore di altezza neve non ha funzionato per un breve periodo in concomitanza dei problemi rilevati dal LMD. Nei mesi invernali Gennaio e Febbraio la temperatura influisce non tanto sulla fusione, ma bensì sul metamorfismo dell'ammasso. Questo risulta veritiero poiché non vengono registrati millimetri di acqua dal pluviografo interrato.

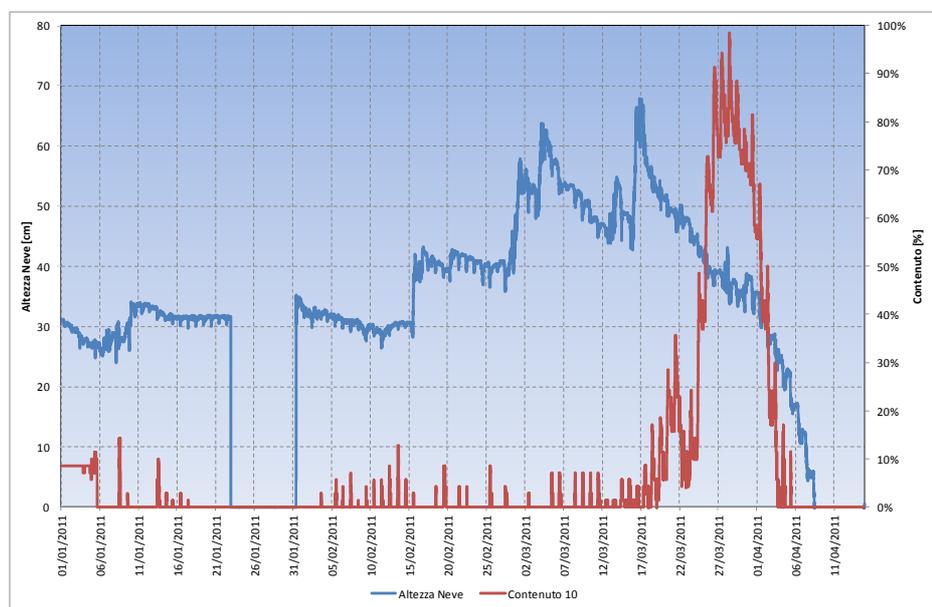
Da Marzo in poi invece si iniziano a registrare abbassamenti, anche di qualche centimetro poiché ormai l'intero ammasso nevoso incomincia a raggiungere valori di saturazione, la temperatura si fa mediamente più calda e l'irraggiamento solare aumenta. Dal 17 marzo inizia la fusione che porterà nel giro di 21 giorni alla completa scomparsa, nella zona della stazione meteo, della neve.





**FIGURA 102: ANDAMENTO DELLA DENSITÀ CON L'ALTEZZA DI NEVE 2010-2011 (CAVO 10 CM)**

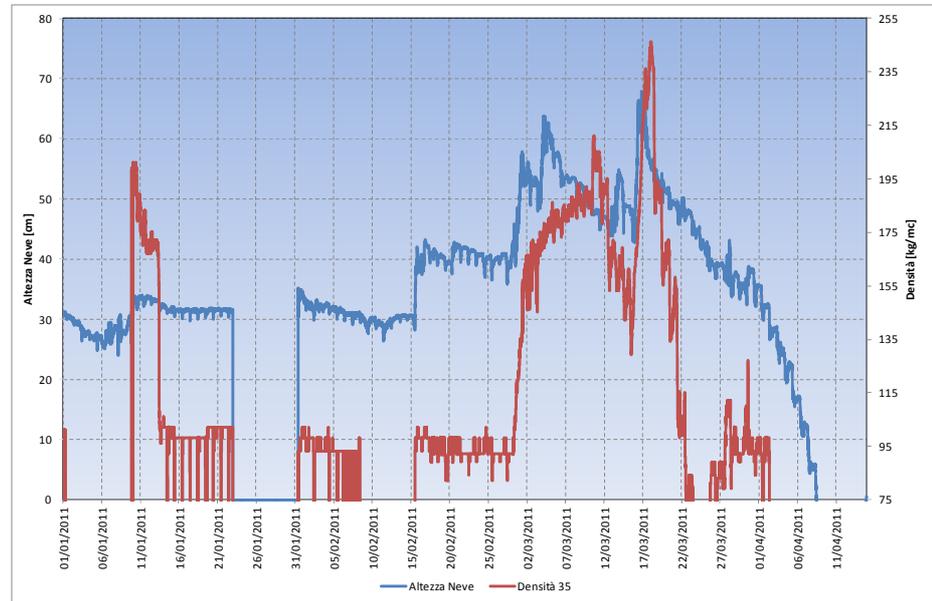
La densità dell'ammasso nevoso posto a 10 cm da terra risulta non variare nell'intero periodo, solo all'inizio della fusione il 17 Marzo dopo che l'acqua ha raggiunto il sensore la densità comincia ad aumentare, la densità è stata shiftata verso l'alto di  $90 \text{ kg/m}^3$  poiché sono state eseguite delle prove manuali per definire la densità durante tutto l'inverno.



**FIGURA 103: ANDAMENTO DELLO SWE CON L'ALTEZZA DI NEVE 2010-2011 (CAVO 10 CM)**



Il contenuto d'acqua nello strato posto a 10 cm dal suolo non supera mai il 15% durante tutto il periodo invernale, solo all'inizio della fusione il 17 Marzo l'acqua inizia a raggiungere il sensore. Intorno al 27 di Marzo si ha la completa saturazione dell'ammasso con valori prossimi al 100%.



**FIGURA 104: ANDAMENTO DELLA DENSITÀ CON L'ALTEZZA DI NEVE 2010-2011 (CAVO 35 CM)**

La densità dell'ammasso nevoso posto a 35 cm da terra risulta variare molto nell'intero periodo, a causa dello scarso innevamento il sensore è stato coperto solo per brevi periodi di tempo dal 10/01 al 15/01 e poi dal 28/02 fino a fine periodo di fusione. La densità massima registrata è di  $245 \text{ kg/m}^3$ .



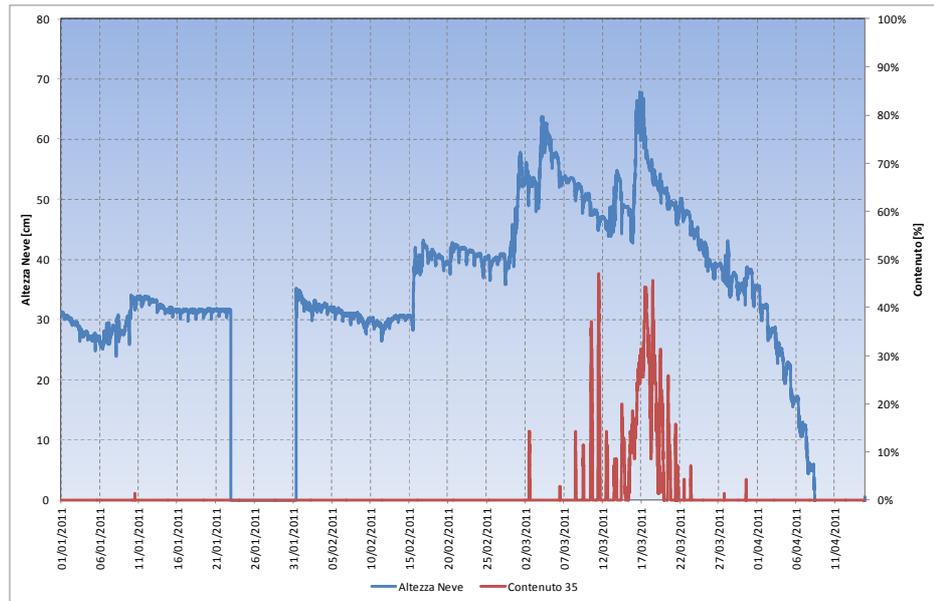


FIGURA 105: ANDAMENTO DELLO SWE CON L'ALTEZZA DI NEVE 2010-2011 (CAVO 35 CM)

Il contenuto d'acqua nello strato posto a 35 cm dal suolo aumenta in corrispondenza dei due maggiori fenomeni di fusione. Il primo dal 4/03 al 14/03 e il secondo dal 15/03 al 23/03, ma non raggiunge valori di saturazione superiori al 50%.

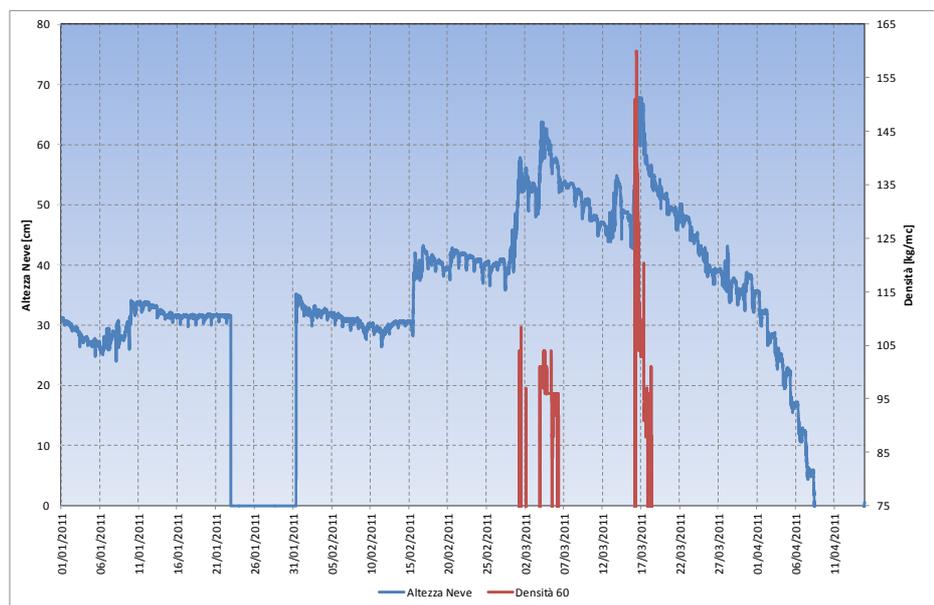


FIGURA 106: ANDAMENTO DELLA DENSITÀ CON L'ALTEZZA DI NEVE 2010-2011 (CAVO 60 CM)

La densità dell'ammasso nevoso posto a 60 cm da terra risulta variare molto nell'intero periodo, a causa dello scarso innevamento il sensore è stato coperto

