# POLITECNICO DI TORINO

Facoltà di Ingegneria

Corso di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente ed il Territorio



Tesi di Laurea Magistrale

# Analisi di dati georadar per l'individuazione di cavità endoglaciali

**Relatore:** 

Prof. Alberto Godio

Candidata:

Erica Gossenberg

Anno Accademico 2018-2019

## Sommario

Introdu	izione	<u>,</u>	6
Capitolo I	l: La d	inamica dei ghiacciai	9
1.1.	l gh	iacciai come indicatori dei cambiamenti climatici	9
1.2.	ll si	stema di drenaggio dei ghiacciai	10
1.3.	Stra	atificazioni neve e ghiaccio	14
1.4.	l gh	iacciai della Valle d'Aosta	16
1.5.	ll gł	niacciaio di Cherillon	19
1.5	5.1.	Inquadramento morfologico	21
Capitolo I	ll: Prir	ncipi di funzionamento del Georadar	25
2.1.	l va	ntaggi nell'utilizzo del Georadar	25
2.2.	Car	atteristiche elettromagnetiche del sottosuolo	27
2.2	2.1.	Conduttività elettrica	27
2.2	2.2.	Permittività dielettrica	28
2.2	2.3.	Permeabilità magnetica	29
2.2	2.4.	Ruolo delle proprietà elettromagnetiche	30
2.3.	Мо	dalità di propagazione delle onde elettromagnetiche	32
2.4.	Car	atteristiche del Georadar	37
2.4	<b>1</b> .1.	Componenti del Georadar e modalità di acquisizione	37
2.4	1.2.	Frequenza dell'antenna	39
Capitolo I	III: Ac	quisizione, elaborazione ed interpretazione dei dati Georadar	43
3.1.	Acq	uisizione dati	43
3.2.	Elal	porazione dati	45
3.2	2.1.	Georeferenziazione delle sezioni georadar	46
3.2	2.2.	Operazioni eseguite sui radargrammi	46
3.3.	Inte	erpretazione dati	55
3.3	3.1.	Influenza del cono di emissione dell'onda	55
3.3	3.2.	Individuazione delle discontinuità endoglaciali	58
3.4.	Мо	dello 3D della morfologia basale e superficiale del ghiacciaio	61
3.5.	Мо	dello 3D delle ampiezze di riflessione	64
Capitolo I	V: An	alisi del moto delle acque di fusione nivale	69
4.1.	Ret	icolo di flusso superficiale	69
4.1	l.1.	Determinazione del reticolo di flusso superficiale	70

4.1.	2.	Delimitazione del bacino di drenaggio	.73
4.2.	Stim	na del volume di acqua di fusione nivale	.74
4.2.	1.	Determinazione dello spessore medio nivale perso	. 75
4.2.	2.	Discretizzazione dell'area del bacino in base all'inclinazione	. 77
4.2.	3.	Calcolo dello SWE	. 80
4.3.	Reti	colo di flusso subglaciale	. 85
Conclusi	ioni		. 89
Bibliogra	afia		.92
Ringrazi	amer	nti	.96

## Indice delle figure

Figura 1: Andamento del bilancio netto b(t) e dei suoi componenti durante un anno idrologico (Luthi et al., 2017)11
Figura 2: Sistema di drenaggio di un ghiacciaio alpino (Noldin et al., 2010)12
Figura 3: Substrati presenti all'interno di un ghiacciaio (Carturan, 2008)14
Figura 4: Regione autonoma Valle d'Aosta con in evidenza i ghiacciai presenti sul territorio e i principali comuni16
Figura 5: Distribuzione percentuale delle aree dei ghiacciai per ciascun gruppo montuoso nella Val d'Aosta (Smiraglia, Diolaiuti, 2016)
Figura 6: Distribuzione percentuale del numero di ghiacciai per ciascun gruppo montuoso della Val d'Aosta (Smiraglia, Diolaiuti, 2016)
Figura 7: Inquadramento geografico, tramite l'utilizzo di Google Earth, del ghiacciaio di Cherillon20
Figura 8: Mappa dell'inclinazione della superficie (a sinistra) e mappa dell'esposizione (a destra) del ghiacciaio di Cherillon21
Figura 9: Entità della ritirata della fronte dal 1930 al 2000 per cinque ghiacciai rappresentativi (Calmanti et al. , 2017)23
Figura 10: Modalità di propagazione di un'onda elettromagnetica in funzione della frequenza, della velocità e dell'attenuazione (Jol, 2009)
Figura 11: Modalitò di riflessione e rifrazione dell'onda elettromagnetica scomposta nelle sue due componenti: il campo elettrico trasversale (TE) e il campo magnetico trasversale (TM) (Jol, 2009)
Figura 12: Propagazione di un segnale con la stessa lunghezza d'onda ma opposta polarità (Rial et al. , 2009)
Figura 13: Schema a blocchi esemplificativo del funzionamento del sistema GPR (Takahashi et al., 2012)
Figura 14: Fase di acquisizione con georadar sul ghiacciaio di Cherillon
Figura 15: Inquadramento dell'area di indagine sul ghiacciaio di Cherillon43
Figura 16: Disposizione spaziale dei profili georadar acquisiti durante la campagna di misura del 13/09/201744
Figura 17: Disposizione spaziale dei profili georadar acquisiti durante la campagna di misura del 4/10/ 201845
Figura 18: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 affiancata dalla finestra Wiggle Window47
Figura 19: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Move Start Time

Figura 20: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Subtract-Mean (Dewow)
Figura 21: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Background Removal
Figura 22: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Divergence Compensation
Figura 23: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Remove51
Figura 24: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Time Cut51
Figura 25: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Traceincrement-Resampling
Figura 26: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Correct 3D Topography
Figura 27: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Diffraction Stack
Figura 28: Flow chart dei processamenti eseguiti su ciascun radargramma55
Figura 29: Geometria del cono di indagine del segnale elettromagnetico emesso dall'antenna trasmittente (Li et al., 2016)56
Figura 30: Fase di acquisizione con sistema GPR e rilevazione di un'anomalia nel sottosuolo con conseguente raffigurazione di un'iperbole di diffrazione nel radargramma (Li et al., 2016)57
Figura 31: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 con in evidenza alcune discontinuità endoglaciali58
Figura 32: Modello 3D della morfologia del corpo glaciale e delle cavità, relativi alla campagna di misure del 13 settembre 201762
Figura 33: Modello 3D della morfologia del corpo glaciale e delle cavità, relativi alla campagna di misure del 4 ottobre 201863
Figura 34: Disposizione delle cavità endoglaciali, proiettate sulla superficie del ghiacciaio di Cherillon, individuate durante la campagna di indagine del 13/09/2017.63
Figura 35: Disposizione delle cavità endoglaciali, proiettate sulla superficie del ghiacciaio di Cherillon, individuate durante la campagna di indagine del 04/10/2018.64
Figura 36: Modello delle ampiezze 3D corrispondente a una profondità di 25 m dalla superficie del ghiacciaio, relativo alla campagna di misure del 13 settembre 201767
Figura 37: Modello delle ampiezze 3D corrispondente a una profondità di 25 m dalla superficie del ghiacciaio, relativo alla campagna di misure del 4 ottobre 201868

Figura 38: Mappa della pendenza su cui sono riportate le curve di livello con intervallo di 50 m e il reticolo di flusso superficiale
Figura 39: Immagini satellitari, ricavate da Google Earth, aggiornate al 2016 dello scaricatore 1 e dello scaricatore 273
Figura 40: Individuazione del bacino di drenaggio sulla base della ricostruzione del reticolo di flusso superficiale
Figura 41: Raster, ricavato dalla differenza tra i due DTM che rappresenta lo spessore di neve persa durante il periodo estivo76
Figura 42: Raster dell'inclinazione della superficie in corrispondenza delle due aree rappresentative
Figura 43: Area del bacino discretizzata in base a un'inclinazione della superficie maggiore o minore di 20°
Figura 44: Curva di sensibilità dello SWE in funzione dell'area della superficie topografica e della densità della neve su una superficie con inclinazione minore di 20° 
Figura 45: Curva di sensibilità dello SWE in funzione dell'area della superficie topografica e della densità della neve su una superficie con inclinazione maggiore di 20°
Figura 46: Inquadramento geografico, tramite l'utilizzo di Google Earth, delle Grandes Murailles rispetto al ghiacciaio di Cherillon83
Figura 47: Grafico dell'andamento della temperatura media giornaliera dal 28 giugno al 5 ottobre presso due diverse stazioni di misura
Figura 48: Mappa dell'inclinazione del substrato roccioso su cui sono riportate le cavità, le curve di livello e il reticolo di flusso endoglaciale

#### Introduzione

Il presente lavoro si incentra sull'elaborazione ed interpretazione di dati geofisici acquisiti tramite l'utilizzo del georadar, o Ground Penetrating Radar (GPR), presso il ghiacciaio di Cherillon, situato nel comune di Valtournenche in Valle d'Aosta.

Le misurazioni sono state effettuate a seguito dell'evento verificatosi nel luglio del 2017, ovvero il mancato rilascio del volume di acqua di fusione nivale da uno dei due scaricatori del ghiacciaio, denominato torrente Fossu. Le indagini geofisiche erano inizialmente finalizzate a verificare le modalità di drenaggio del ghiacciaio e, in particolare, a rilevare l'eventuale presenza di un sistema di cavità endoglaciali.

L'obiettivo della tesi consiste nel valutare la variazione della distribuzione spaziale delle cavità endoglaciali in un arco temporale compreso tra settembre 2017 e ottobre 2018. Si vuole inoltre ricostruire il reticolo di flusso superficiale e sotterraneo delle acque di fusione nivale e stimare il volume di acqua che potenzialmente potrebbe infiltrarsi e immettersi nei canali di drenaggio durante il periodo di ablazione, nella porzione del ghiacciaio che probabilmente in precedenza alimentava il torrente Fossu. Il fine è quello di stabilire se il volume di acqua di fusione nivale, che inizialmente veniva scaricato dal torrente Fossu, sia stato deviato nel reticolo di flusso di alimentazione dell'altro scaricatore o se si sia verificato un accumulo di acqua in cavità endoglaciali, che in quantità eccessiva potrebbe causare il rischio di una rotta glaciale.

Il seguente elaborato è suddiviso in quattro capitoli strutturati come segue.

Nel primo capitolo si sottolinea in primo luogo l'importanza del monitoraggio dei contesti glaciali. Infatti, lo studio dei ghiacciai è di particolare rilevanza poiché rappresentano un indicatore dell'entità dei cambiamenti climatici. Essi sono molto sensibili al riscaldamento globale che, di anno in anno, comporta una serie di effetti negativi quali la riduzione della loro estensione e volumetria, l'arretramento della fronte, l'innalzamento della quota della Equilibrium Line Altitude (ELA) e la riduzione dei volumi di acqua di fusione nivale (Baroni, Salvatore, 2014). Tali parametri sono strettamente legati al sistema di drenaggio endoglaciale, caratterizzato dalla presenza di strutture tipiche di un ghiacciaio alpino, quali crepacci, inghiottitoi e cavità.

Si prosegue poi con una panoramica sulla distribuzione dei ghiacciai nella Valle d'Aosta con la relativa classificazione in base alla tipologia e al gruppo montuoso di appartenenza. Viene quindi effettuato un inquadramento dettagliato delle caratteristiche del ghiacciaio di Cherillon, su cui sono state effettuate le misure georadar.

Nel secondo capitolo si illustrano il principio di funzionamento e la modalità di acquisizione del Ground Penetrating Radar. Esso è uno strumento spesso utilizzato nello studio e nel monitoraggio dei ghiacciai alpini e, rispetto ad altre tecniche di misura convenzionali, è utilizzabile anche in condizioni logistiche complesse. La tecnica di indagine è non invasiva ed è in grado di fornire con rapidità informazioni riguardanti la presenza di strutture endoglaciali, la morfologia del substrato roccioso e la stratificazione del manto nevoso. La profondità di indagine e la risoluzione sono funzioni della performance e della tipologia di antenna.

Il terzo capitolo si incentra sulla fase di elaborazione dei dati, a seguito dell'acquisizione. A tal fine è stato utilizzato il programma Reflex-Win (Version 7.2.4), che permette di elaborare, tramite l'utilizzo di una serie di comandi, le sezioni georadar acquisite, con l'obiettivo di filtrare e di amplificare le riflessioni delle onde elettromagnetiche captate dall'antenna ricevente. In seguito è stata effettuata un'interpretazione delle riflessioni generate dalle strutture endoglaciali e, in particolare, delle cavità.

Per poter avere una panoramica più completa del sito in esame, si è proceduto con la costruzione del modello 3D tramite l'utilizzo del software MatLab R2016b, in cui è stata ricostruita la morfologia della superficie del ghiacciaio e del substrato roccioso, sul quale è stata anche riportata la distribuzione delle cavità. È stato poi elaborato tramite l'utilizzo del software Reflex-Win (Version 7.2.4), un modello 3D delle ampiezze di riflessione lungo le sezioni georadar in funzione della profondità, tramite il quale è possibile apprezzare la differente ampiezza dell'onda elettromagnetica riflessa in corrispondenza delle strutture endoglaciali.

Nel quarto capitolo si riporta l'analisi idrologica del flusso di acqua di fusione nivale, effettuata tramite l'utilizzo di una serie di tool di ArcGIS 10.3.1. Inizialmente è stato ricostruito il percorso preferenziale dell'acqua sulla superficie del ghiacciaio, che ha permesso di individuare il bacino di drenaggio dell'area in analisi. Esso alimenta i canali subglaciali che collegano le cavità. È stato in seguito stimato, nella condizione più o meno gravosa, lo Snow Water Equivalent (SWE) sul bacino di drenaggio individuato, cioè il volume di acqua generatosi per fusione nivale che per scorrimento superficiale e sotterraneo veniva in precedenza scaricato dal torrente Fossu. Infine è stato ricostruito il reticolo di flusso sul substrato roccioso lungo il quale il volume di acqua infiltratosi potrebbe scorrere o potenzialmente accumularsi.

Al termine della trattazione, vengono riportate le conclusioni in cui vengono proposti alcuni studi aggiuntivi che potrebbero essere effettuati per verificare le considerazioni riportate nel presente elaborato di tesi, quale per esempio la prova con tracciante. Inoltre, si consiglia l'installazione di un misuratore di portata in corrispondenza dello scaricatore ancora attivo del ghiacciaio e l'utilizzo di alcuni strumenti per la determinazione della temperatura endoglaciale e per un'analisi più dettagliata dello spessore e della densità del manto nevoso.

## Capitolo I La dinamica dei ghiacciai

#### 1.1. I ghiacciai come indicatori dei cambiamenti climatici

Dall'inizio del XX secolo, i cambiamenti climatici hanno determinato un forte impatto sui ghiacciai di tutto il mondo, che hanno subìto "un aumento delle temperature medie di 1.2 °C a fronte di un riscaldamento medio globale di circa 0.74 °C" (ARPA Valle d'Aosta, 2016). Una volta che l'espansione dei ghiacciai si è arrestata, al termine della Piccola Era Glaciale (PEG), conclusasi convenzionalmente intorno al 1850, l'innalzamento delle temperature ha infatti determinato una riduzione dei ghiacciai alpini di circa i due terzi (ARPA Valle d'Aosta, 2016).

Lo studio dei contesti glaciologici permette quindi di monitorare i cambiamenti climatici, ma anche di valutarne gli impatti sul territorio e, in particolar modo, sulle aree di fondovalle. Infatti, la variazione delle caratteristiche morfologiche dei ghiacciai può comportare diverse conseguenze.

- Un incremento nella formazione di crepacci, canali e cavità endoglaciali in depressione e una crescente instabilità di seracchi pensili. Questi effetti possono comportare la generazione di laghi effimeri epiglaciali, endoglaciali o subglaciali e la potenziale rottura di dighe di ghiaccio o di morene frontali con un conseguente rischio di alluvione a valle (ARPA Valle d'Aosta, 2016).
- Un pericolo valanghe più elevato in quanto il riscaldamento globale influisce sulla densità della neve in termini di contenuto libero di acqua. Questo determina una minore coesione alla base dello spessore del manto nevoso e una minore resistenza a taglio, favorendo lo scivolamento dello strato nevoso superficiale (Yirka, 2018).
- Ripercussioni sulla produzione di energia idroelettrica e sull'approvvigionamento idrico sia per consumo umano sia per le coltivazioni di valle, in quanto l'acqua di fusione nivale costituisce un'importante riserva di acqua dolce (Calmanti et al., 2017).

L'effetto del cambiamento climatico sui ghiacciai è riscontrabile in modo diretto nella variazione del profilo del ghiacciaio a seguito dello scioglimento del manto nevoso e, in particolar modo, nel ritiro della fronte e nell'innalzamento della quota della Equilibrium

Line Altitude (ELA). L'aumento delle temperature influisce anche sul sistema di drenaggio interno con la formazione di strutture endoglaciali (Calmanti et al., 2017). Le tecniche di monitoraggio dei ghiacciai permettono di valutare l'entità degli effetti dell'innalzamento delle temperature. Di seguito sono riportati i metodi più diffusi utilizzati.

- Campagne di rilevamento tramite sistema GPS e acquisizione di immagini da punti di riferimento fissi in sito, al fine di valutare le variazioni morfologiche del ghiacciaio (Fondazione Montagna Sicura, 2010).
- Applicazione periodica della tecnica LIDAR da elicottero per la costruzione del modello digitale del terreno (DTM), finalizzato a determinare l'estensione areale del ghiacciaio e la sua variazione nel tempo (ARPA Veneto, 2011).
- Misure dello spessore di neve accumulato e perso, al fine di determinare il bilancio di massa, tramite l'installazione di paline ablatometriche. Esse sono aste che vengono infisse in un foro praticato nel ghiacciaio con una trivella manuale o a vapore, che permettono di valutare la variazione dello spessore del manto nevoso o del ghiaccio in quel punto (Fondazione Montagna Sicura, 2010).

#### 1.2. Il sistema di drenaggio dei ghiacciai

L'osservazione delle variazioni morfologiche del ghiacciaio e dello spessore di neve durante l'anno idrologico sono informazioni strettamente legate all'analisi del bilancio di massa netto, definito come la differenza tra la massa accumulata nel periodo invernale e quella persa nel periodo estivo su tutta la superficie del ghiacciaio. È necessario quindi determinare il volume di neve deposto al suolo durante il periodo di accumulazione e misurare il deflusso di acqua rilasciato dal ghiacciaio durante il periodo di ablazione (principalmente nell'arco temporale compreso tra giugno e ottobre) (Noldin et al., 2010).

Nella seguente Figura 1, è rappresentato l'andamento del bilancio netto b(t) durante un anno idrologico. Esso è dato dalla somma tra l'entità di neve accumulata a(t) e persa c(t) (Luthi et al., 2017). Com'è possibile notare, nel periodo invernale si ha una quantità di massa accumulata crescente mentre quella persa è quasi nulla. Nel periodo estivo al contrario, la quantità di neve accumulata rimane più o meno stabile mentre quella in ablazione raggiunge i livelli massimi. Il bilancio netto raggiunge il minimo alla fine del periodo estivo, poiché gran parte della massa accumulata durante l'anno viene persa per fusione, evaporazione, sublimazione o distacco di volumi di ghiaccio.



Figura 1: Andamento del bilancio netto b(t) e dei suoi componenti durante un anno idrologico (Luthi et al., 2017)

La zona di accumulazione e la zona di ablazione sono separate dalla Equilibrium Line Altitude (ELA). Quest'ultima rappresenta la linea in corrispondenza della quale si ha un equilibrio annuale tra l'accumulazione e l'ablazione. È possibile determinare le quote della linea di equilibrio con diversi metodi (Benn, Evans, 2013):

- l'analisi e la comparazione dei bilanci di massa effettuati per un certo periodo di anni;
- osservando la distribuzione della neve sul ghiacciaio alla fine del periodo di ablazione. La ELA, infatti, coincide con il limite inferiore verso valle dell'estensione dello strato nivale, accumulatosi nel precedente periodo invernale.

La zona di accumulazione posta al di sopra della ELA raggiunge valori massimi in inverno, mentre la zona di ablazione, al di sotto della ELA, è più estesa in estate. Le due aree sono collegate tramite un complesso sistema di drenaggio endoglaciale (Figura 2).



Figura 2: Sistema di drenaggio di un ghiacciaio alpino (Noldin et al., 2010)

Com'è possibile osservare in Figura 2, sia nell'area di accumulo sia in quella di ablazione, l'acqua derivante dallo scioglimento della neve o del ghiaccio in parte drena attraverso canali di scolo superficiali, detti bédières, e in parte si infiltra. In entrambi i casi i tempi di residenza sono relativamente brevi.

Inoltre, nella parte alta del ghiacciaio, il flusso dell'acqua derivante dalla fusione dello strato nivale superficiale avviene anche per filtrazione attraverso il firn, in questo caso con tempi di residenza più elevati.

Le modalità di infiltrazione dell'acqua all'interno del ghiacciaio possono avvenire tramite diverse tipologie di fratture, di seguito elencate.

Crepacci: sono delle fratture molto estese, generalmente ortogonali alla direzione di spinta del ghiacciaio, profonde da qualche metro a decine di metri in funzione della profondità del ghiacciaio e del reticolo di fratture interno. In genere si formano quando il substrato roccioso alla base del ghiacciaio subisce cambi di pendenza o ha elevate inclinazioni, poiché queste condizioni generano delle tensioni interne legate alle irregolarità e all'attrito lungo la superficie di contatto tra il ghiaccio e il substrato roccioso durante il movimento del ghiacciaio. I crepacci possono dare origine ai seracchi, cioè blocchi di ghiaccio isolati da

crepacci, che si possono generare per esempio in presenza di una brusca variazione della pendenza del bedrock.

Inghiottitoi: sono dei pozzi o mulini che possono avere un diametro da pochi centimetri a qualche metro e possono essere profondi da qualche metro a decine di metri in funzione della profondità del ghiacciaio e del reticolo di fratture interno. Generalmente si formano in determinati punti del ghiacciaio, dove la fratturazione è favorevole, e traslano poi verso valle con un movimento solidale al ghiaccio stesso. Dopo un certo periodo di tempo si riformano dei nuovi mulini sempre nelle stesse posizioni e seguono il medesimo percorso dei vecchi mulini, andando a privarli dell'acqua di ruscellamento superficiale. I vecchi mulini non più alimentati dall'acqua, per effetto del rigonfiamento plastico del ghiaccio, pian piano tendono quindi a chiudersi. Il processo di formazione e chiusura dei pozzi è ciclico infatti i mulini spesso si ritrovano in gruppi e sono allineati lungo una certa direzione sempre nella stessa porzione del ghiacciaio.

L'acqua, infiltrandosi in inghiottitoi o in crepacci, va ad alimentare canali endoglaciali e subglaciali che si generano per fusione del ghiaccio ad opera dell'acqua (Noldin et al., 2010) (Eniscuola, 2011). Essa, ruscellando, genera cavità endoglaciali le cui dimensioni sono soggette a oscillazioni stagionali. Le cavità possono essere classificate in due tipologie (Badino, Piccini, 1995).

- Cavità di contatto: si sviluppano all'interfaccia tra il ghiacciaio e il substrato roccioso di base per effetto dell'azione erosiva dell'acqua che effettua una sotto-escavazione del ghiacciaio. Generalmente "si formano soprattutto ai margini dei ghiacciai ad opera di acque di ruscellamento che entrano al di sotto della coltre glaciale (...)" (Badino, Piccini, 1995). Non sono molto allungate ma sono piuttosto larghe e spesso sono presenti in corrispondenza della fronte del ghiacciaio.
- Cavità endoglaciali: si formano all'interno del corpo del ghiacciaio per effetto del ruscellamento di acqua infiltratasi tramite crepacci o inghiottitoi, prima che essa raggiunga il bedrock. L'acqua, infatti, porta a fusione il ghiaccio e in certe zone di parziale accumulo provoca il progressivo allargamento di cavità preesistenti. In genere hanno una elevata lunghezza e una ristretta larghezza.

#### 1.3. Stratificazioni neve e ghiaccio

Per quanto riguarda la stratigrafia del ghiacciaio, la zona di ablazione è costituita principalmente da ghiaccio mentre la parte alta è caratterizzata da diversi substrati (Figura 3).



Figura 3: Substrati presenti all'interno di un ghiacciaio (Carturan, 2008)

La stratigrafia dei substrati varia in funzione della profondità. Lo strato più superficiale è costituito dalla neve stagionale ed ha densità minore. All'aumentare della profondità, si verifica una crescita, un compattamento ed una successiva coalescenza dei cristalli. Questi processi si verificano all'interno del firn o nevato, che è una neve non stagionale a minore permeabilità e porosità che si è conservata per almeno un anno idrologico. Lo strato posto a maggiore profondità è il ghiaccio all'interno del quale si ha l'isolamento di bolle d'aria e una densità massima.

Lo studio del metamorfismo della copertura nivale su un ghiacciaio, in termini di variazione spaziale e temporale della densità dei diversi substrati superficiali, permette di determinare il rischio valanghe (Godio, 2009).

I processi che influiscono sulla formazione dei diversi substrati nel ghiacciaio possono essere suddivisi in (Godio, 2009):

- primari: si verificano sulla superficie della neve e dipendono dalle condizioni climatiche quali il tasso di precipitazione, la presenza di vento e la tipologia di cristalli di neve;
- secondari: avvengono a seguito della fase di deposizione per effetto di processi termo-meccanici.

I fenomeni che regolano la trasformazione della neve in ghiaccio sono: la fusione iniziale, la sublimazione, il ricongelamento e il compattamento finale (Carturan, 2008).

Un altro parametro della neve di grande rilevanza, che determina la formazione dei volumi di acqua di fusione nivale, è il contenuto equivalente di acqua, detto Snow Water Equivalent (SWE). Esso definisce il grado di scioglimento della neve, la cui entità è un fattore importante per la modellizzazione del deflusso endoglaciale attraverso sistemi di drenaggio (Godio, 2009). Esso può essere calcolato come il prodotto tra lo spessore di neve e il rapporto tra la densità della neve e dell'acqua (Godio, Rege, 2016). Maggiore è la densità del manto nevoso, maggiore è il contenuto di acqua equivalente. Infatti la densità degli strati di neve è correlata alla porosità della neve e al contenuto di acqua libera tramite la seguente espressione (Godio, 2009):

$$\rho_n = \left[ \rho_g (1 - \phi) + \rho_a \theta \right] \ (kg/m^3) \tag{1}$$

dove  $\rho_n$  è la densità della neve (kg/m<sup>3</sup>),  $\rho_g$  è la densità del ghiaccio (kg/m<sup>3</sup>),  $\phi$  è la porosità della neve (-),  $\rho_a$  è la densità dell'acqua (kg/m<sup>3</sup>),  $\theta$  è il contenuto di acqua libera (%). Il contenuto di acqua libera dipende dalla temperatura e dalle trasformazioni dello strato nivale. Per esempio, la neve fresca è asciutta (infatti, ha un contenuto di acqua libera del 3%) mentre in primavera, quando la neve si scioglie, essa può raggiungere

La porosità della neve dipende invece dal grado di compattazione esercitato dal manto nevoso sovrastante, che influisce sul volume dei vuoti dello strato sottostante.

valori del 15% (Godio, 2009).

Dalla definizione dello Snow Water Equivalent e dai parametri che influenzano la determinazione della densità della neve riportati nell'equazione (1), è quindi possibile affermare che maggiore è il contenuto di acqua libera, minore è la porosità della neve, più l'elevata densità del manto nevoso genera un maggiore volume di acqua per effetto della fusione nivale.

#### 1.4. I ghiacciai della Valle d'Aosta

La regione autonoma Valle d'Aosta è la più piccola regione d'Italia caratterizzata dai quattro massicci montuosi più alti: il Monte Bianco, il Monte Rosa, il Cervino e il Gran Paradiso. La morfologia del territorio indica la presenza di una serie di valli che sono state scavate durante le glaciazioni. La valle principale, che si estende da Courmayeur a Pont-Saint-Martin, è attraversata dall'asta fluviale della Dora Baltea, affluente del fiume Po, che nasce sul Monte Bianco ed è alimentata lungo il suo percorso da diversi sottobacini.

Nella seguente Figura 4 è riportata la Valle d'Aosta con il reticolo idrografico (Geoportale Valle d'Aosta, 2008), i principali comuni (Istat, 2011) e in particolare è stato messo in evidenza il comune di Valtournenche in cui è situato il ghiacciaio di Cherillon. È inoltre riportata la distribuzione dei ghiacciai (Catasto Ghiacciai Valle d'Aosta, 2016) con in evidenza il ghiacciaio di Cherillon il cui perimetro è in rosso.



Figura 4: Regione autonoma Valle d'Aosta con in evidenza i ghiacciai presenti sul territorio e i principali comuni

Come è possibile osservare in Figura 4, la Valle d'Aosta è un territorio interamente montano caratterizzato da 132.9 km<sup>2</sup> di area glacializzata suddivisa in 192 ghiacciai (che

corrispondono al 21.2% del totale sul territorio italiano). Il rischio di origine glaciale legato alla vicinanza dei ghiacciai alle aree antropizzate ha generato da sempre un forte interesse dell'Amministrazione Regionale per gli ambienti glaciali e periglaciali.

L'assetto geologico e geomorfologico regionale prevalentemente di tipo montuoso, comporta che circa il 53% dell'area glaciale complessiva sia orientata verso sud, sudovest e sud-est. Di conseguenza la maggiore esposizione alle radiazioni solari influisce sull'estensione areale dei ghiacciai, favorendone una regressione più rapida specialmente nel periodo estivo.

I ghiacciai della Valle d'Aosta sono per la maggior parte di piccole dimensioni: infatti, il 73% ha un'area inferiore a 0.5 km<sup>2</sup>, mentre la rimanente parte raggiunge al massimo un'estensione di 10 km<sup>2</sup>, ad eccezione del ghiacciaio del Miage che ha un'estensione areale di 10.47 km<sup>2</sup> (Smiraglia, Diolaiuti, 2016).

I ghiacciai alpini presenti in Valle d'Aosta sono suddivisi in tre categorie secondo la classificazione del Servizio Glaciologico Lombardo (Servizio Glaciologico Lombardo, 2008).

- Montani/temperati: sono corpi glaciali caratterizzati da una lingua di grandi dimensioni. Spesso sono denominati temperati in quanto sono costituiti da ghiaccio che per quasi tutto lo spessore è caratterizzato da una temperatura costante di fusione (ghiaccio caldo). Per questo motivo la trasformazione della neve in firn e, in seguito, ghiaccio avviene nel giro di pochi anni. I ghiacciai temperati hanno inoltre un sistema di drenaggio dell'acqua di fusione nivale di tipo endoglaciale, che permette quindi al ghiacciaio di traslare sul bedrock più velocemente comportando quindi una maggiore erosione. Fanno parte di questa categoria 142 ghiacciai della Valle d'Aosta.
- Vallivi: sono corpi glaciali costituiti da una lingua che si estende lungo una valle limitata lateralmente da versanti ripidi e netti. Possono essere generati da uno o più bacini di accumulo o da altri ghiacciai. Fanno parte di questa categoria 6 ghiacciai della Valle d'Aosta.
- Glacionevati: masse di nevato o ghiaccio che possono conservarsi per un periodo più o meno lungo di anni, prive di movimento. In genere rappresentano lo stadio finale di un ghiacciaio prima della sua estinzione. Fanno parte di questa categoria 44 ghiacciai della Valle d'Aosta.

Complessivamente i ghiacciai valdostani sono suddivisi in sei gruppi montuosi: Gran Paradiso, Grande Sassière-Rutor, Monte Bianco, Grand Combin, Cervino e Monte Rosa. Il ghiacciaio di Cherillon è di tipo montano e fa parte del gruppo montuoso del Cervino che, complessivamente, comprende il 24% dei ghiacciai della Valle d'Aosta con un'area totale glacializzata del 15.88% (Smiraglia, Diolaiuti, 2016).



Figura 5: Distribuzione percentuale delle aree dei ghiacciai per ciascun gruppo montuoso nella Valle d'Aosta (Smiraglia, Diolaiuti, 2016)



Figura 6: Distribuzione percentuale del numero di ghiacciai per ciascun gruppo montuoso della Valle d'Aosta (Smiraglia, Diolaiuti, 2016)

#### 1.5. Il ghiacciaio di Cherillon

Il presente elaborato ha come oggetto lo studio del ghiacciaio di Cherillon in quanto, in data 26 luglio 2017, il dipartimento di programmazione, difesa del suolo e risorse idriche della regione Valle d'Aosta ha richiesto un sopralluogo urgente, su segnalazione del comune di Valtournenche. Si era infatti verificata un'anomalia nel rilascio dell'acqua di fusione nivale in corrispondenza di uno dei due scaricatori del ghiacciaio, denominato torrente Fossu, che in pochi giorni aveva drasticamente ridotto la propria portata.

Le indagini geofisiche erano quindi volte ad analizzare le modalità di drenaggio del ghiacciaio e, in particolare, la potenziale presenza di strutture endoglaciali. L'obiettivo era quindi stabilire se il volume di acqua di fusione nivale, che inizialmente alimentava il torrente Fossu, fosse stato deviato nel reticolo di flusso di alimentazione dell'altro scaricatore o se si fosse verificato un accumulo di acqua in cavità endoglaciali. Quest'ultima situazione, nel caso di un'improvvisa rotta glaciale, avrebbe potuto comportare un pericolo per il paese di Breuil-Cervinia collocato al di sotto del ghiacciaio. Si riporta di seguito l'inquadramento geografico del ghiacciaio di Cherillon e nei capitoli successivi le elaborazioni e le analisi effettuate.

Il ghiacciaio di Cherillon è situato nel comune di Valtournenche, nel nord-est della Valle d'Aosta, e alimenta il sottobacino del Marmore, affluente della Dora Baltea. Esso confina con i seguenti comuni: a nord con Zermatt (Svizzera), a ovest con Bionaz, a sud con Torgnon, Antey-Saint-André e Chamois e a est con Ayas. Lungo il confine settentrionale si estende la catena delle Alpi Pennine, in cui è presente anche il Monte Cervino a quota 4478 m.

Il ghiacciaio di Cherillon è racchiuso tra il ghiacciaio di Mont Tabel a ovest, da cui è separato dalla cresta Albertini, e il ghiacciaio di Lion Bas a est (Figura 7). Fa parte del gruppo montuoso Dent d'Herens-Cervino e ha una quota che varia da un minimo di 2595 m a un massimo di 3540 m (Calmanti et al., 2017).

È un ghiacciaio montano e ha la conformazione tipica di un ghiacciaio di circo, in quanto è posizionato in una conca racchiusa lateralmente e nella zona retrostante da pareti scoscese. È inoltre caratterizzato da una soglia in contropendenza che lo raccorda con il resto della valle glaciale (Ferrario, 2013).

19



Figura 7: Inquadramento geografico, tramite l'utilizzo di Google Earth, del ghiacciaio di Cherillon

Come è possibile osservare in Figura 7, a valle del ghiacciaio è presente un cordone morenico semicircolare generatosi per effetto della spinta delle fronti dello Cherillon e del Mont Tabel che un tempo si erano unite durante la Piccola Era Glaciale (Vanuzzo, Pelfini, 1999). Le morene sono depositi glaciali costituiti da materiale misto non selezionato e non stratificato, con possibile presenza di massi erratici, che complessivamente costituisce il till. Esse si formano per effetto della fusione glaciale, che si verifica quando il ghiacciaio si espande verso valle fino a quote con temperature maggiori di 0 °C (Maggi, 2011). Le morene generalmente sono laterali o frontali, ma possono formarsi anche in altre zone e in tal caso assumono una diversa denominazione, come per esempio morena mediana o morena di fondo. Il ghiacciaio di Cherillon è dotato di un anfiteatro morenico, o cordone morenico semicircolare, che si genera quando un ghiacciaio si espande durante una glaciazione fino a raggiungere l'area pedemontana, dove la lingua glaciale deposita i detriti trasportati secondo una configurazione semicircolare (Bini, 2010).

#### 1.5.1. Inquadramento morfologico

Per poter studiare le caratteristiche del ghiacciaio con maggior dettaglio, è stato reperito sul Geoportale della Valle d'Aosta il DTM (Modello Digitale del Terreno) del 2008 che rappresenta le quote del terreno con un passo di 2 metri dell'intero territorio regionale. Tramite l'utilizzo del software ArcGIS 10.3.1, sono stati applicati i tool *Slope e Aspect*, entrambi *Spatial Analyst Tool* della categoria *Surface*. Essi hanno permesso di ricavare le mappe dell'inclinazione e dell'esposizione in corrispondenza dell'area del ghiacciaio, il cui perimetro è stato fornito da Fondazione Montagna Sicura (Figura 8). La mappa dell'inclinazione della superficie viene calcolata andando a valutare la massima variazione della quota tra ciascuna cella del DTM e le celle adiacenti. Tale variazione viene quindi classificata in un determinato range di inclinazione. La mappa dell'esposizione identifica la direzione dell'inclinazione e viene espressa in gradi da 0 a 359.9 misurati rispetto al nord in senso orario (Esri, 2018).



Figura 8: Mappa dell'inclinazione della superficie (a sinistra) e mappa dell'esposizione (a destra) del ghiacciaio di Cherillon

In Figura 8 si può osservare un'inclinazione della superficie del ghiacciaio variabile prevalentemente tra 0° e 38°, che evidenzia una condizione favorevole per l'accumulo

della neve. Inoltre l'area è caratterizzata da un'esposizione variabile da sud-est a sudovest, che in gradi corrispondono a una variazione tra 67.5° e 247.5° rispetto a nord. In particolar modo è possibile notare che la maggiore parte della superficie del ghiacciaio è orientata verso sud, ad eccezione del versante destro e sinistro, rispettivamente esposti verso ovest e verso est. L'esposizione a sud del ghiacciaio comporta un'elevata radiazione solare che influisce sulle temperature e sulla fusione nivale specialmente nei mesi estivi.

Nella seguente Tabella 1 sono riassunte le principali caratteristiche del ghiacciaio di Cherillon:

	Simbolo	Valore	U.M.
Latitudine	Lat	45.58 N	°, cent
Longitudine	Lon	7.37 E	°, cent
Altitudine minima	A <sub>min</sub>	2595	М
Altitudine massima	A <sub>max</sub>	3540	М
Inclinazione media	Slope	19	o
Fluttuazione media annua della fronte	δL	-3.5	m/yr
Deviazione standard della fluttuazione annuale della fronte	σL	9.6	m/yr

Tabella 1: Caratteristiche del ghiacciaio di Cherillon (Calmanti et al., 2017)

Com'è possibile notare in Tabella 1, la fluttuazione media annua ha un valore negativo, indicativo della ritirata della fronte del ghiacciaio, fenomeno diffuso in tutti i ghiacciai alpini. Tuttavia la relativa deviazione standard assume un valore positivo pari a circa 10 m, che indica una forte variabilità della entità della recessione della fronte per ciascun anno. Questo processo si può osservare nella seguente Figura 9, che rappresenta la fluttuazione della posizione terminale del ghiacciaio durante un arco temporale compreso tra il 1930 e il 2000, eccetto per il ghiacciaio del Lys per il quale sono disponibili dati di monitoraggio già a partire dal 1913.



Figura 9: Entità della ritirata della fronte dal 1930 al 2000 per cinque ghiacciai rappresentativi (Calmanti et al. , 2017)

Dal 1930 la posizione della fronte, per ciascuno dei cinque ghiacciai rappresentati, ha subito un forte arretramento fino al 1970, anno a partire dal quale il fenomeno di recessione ha avuto un rallentamento tranne che per alcuni casi isolati, per esempio per il ghiacciaio del Pre de Bar e del Lys. In particolare, lo Cherillon nel corso del '900 ha subito un arretramento lento della fronte complessivamente di circa 150 m con una sola breve fase di avanzamento tra il 1980 e il 1990.

L'elevata recessione della fronte di tutti i ghiacciai è strettamente correlata con l'innalzamento globale delle temperature che ha determinato un forte riduzione dell'estensione della superficie glacializzata. Nella seguente Tabella 2 sono riportate le superfici di alcuni ghiacciai della Valtournenche in corrispondenza del picco della Piccola Era Glaciale (PEG o, in inglese, LIA), convenzionalmente ipotizzato coincidente con l'anno 1820, e nel 1981, che è l'anno preso come riferimento dagli autori che hanno pubblicato l'articolo da cui sono stati ricavati i dati.

Glaciers	Extent of glaciers		Loss of area since LIA	
	LIA	Present		
	$\mathrm{km}^2$	$\mathrm{km}^2$	$\mathrm{km}^2$	%
Ghiacciaio di Mont Tabel	1.16	0.88	0.28	24.14
Ghiacciaio di Cherillon	1.90	1.09	0.81	42.63
Ghiacciaio del Leone Inferiore	0.44	0.14	0.30	68.18
Ghiacciaio del Leone Superiore	0.16	0.09	0.07	43.75
Ghiacciaio di Tyndall	0.53	0.16	0.37	69.81
Ghiacciaio del Cervino-Forca	2.48	1.52	0.96	38.71
Ghiacciaio Teódulo-Valtournenche	8.11	2.00	6.11	75.34
Total	14.78	5.88	8.90	60.22

Tabella 2: Variazioni areali dalla Piccola Era Glaciale al 1981 per diversi ghiacciai della Valtournenche (Vanuzzo, Pelfini, 1999)

Durante l'arco temporale considerato, quindi in circa 180 anni, il ghiacciaio di Cherillon si è ridotto in termini di estensione areale da 1.9 km<sup>2</sup> a 1.09 km<sup>2</sup>, che corrisponde a una perdita di 0.81 km<sup>2</sup> di superficie e quindi di circa il 42.63 % (Smiraglia, Diolaiuti, 2016). L'ultimo dato aggiornato sull'estensione areale del ghiacciaio, fornito da Fondazione Montagna Sicura, risale al 2018 e corrisponde a 0.776 km<sup>2</sup>; quindi dal 1981 ad oggi lo Cherillon si è ridotto di circa il 28.8%.

## Capitolo II Principi di funzionamento del Georadar

#### 2.1. I vantaggi nell'utilizzo del Georadar

Il Ground-Penetrating Radar (GPR) è un metodo geofisico attivo che permette di investigare il sottosuolo. Esso si basa sulla generazione di un segnale elettromagnetico e sulla successiva trasmissione di esso al di sotto del piano campagna. In corrispondenza di una variazione delle caratteristiche elettromagnetiche del sottosuolo, il segnale viene in parte rifratto e in parte riflesso o diffratto e captato da un'antenna ricevente in superficie.

È una tecnica molto simile alla sismica a riflessione, che invece consiste nel generare una sorgente sismica al piano campagna e nel registrare tramite l'utilizzo di geofoni, posti ad una certa distanza da essa sulla superficie, le onde sismiche riflesse alle interfacce in profondità tra materiali con caratteristiche elastiche differenti. La differenza tra il georadar e la sismica a riflessione risiede nel fatto che la propagazione dell'impulso dipende, nel primo caso, dalle proprietà dielettriche, mentre nel secondo caso dal peso specifico dei materiali presenti nel sottosuolo. Quindi il georadar ha un vantaggio relativo al fatto che l'impulso elettromagnetico viene riflesso in corrispondenza di qualsiasi variazione dielettrica nel sottosuolo, permettendo una più facile generazione di sorgenti direzionali. Inoltre, a differenza della sismica a riflessione che richiede l'utilizzo di trasduttori posti a contatto con il suolo, nel caso del georadar è possibile utilizzare dei trasduttori remoti che permettono di avere una maggiore rapidità nell'esecuzione delle misure (Daniels, 2004).

Quindi, i principali vantaggi derivanti dall'utilizzo del GPR, a confronto con altri metodi di indagine geofisici, sono di seguito riportati (Iskra, 2018).

- È una tecnica non invasiva e non distruttiva: le antenne non devono essere a contatto con il suolo per la trasmissione e la captazione del segnale elettromagnetico. Questo permette di non disturbare le condizioni naturali della superficie del piano campagna.
- È possibile osservare i dati acquisiti direttamente in sito: essi vengono visualizzati, contestualmente all'esecuzione della misura, sul display del computer collegato allo strumento.

- I dati possono essere rappresentati in 2D o 3D: avendo una buona flessibilità di utilizzo, è possibile eseguire più misure nella stessa area in poco tempo. Questo permette, a seguito di una fase di elaborazione, di ricavare mappe di distribuzione dei dati 3D.
- È una tecnologia versatile, applicabile in numerosi campi (archeologia, idraulica, agronomia, geologia,...).
- L'esecuzione delle misure richiede pochi operatori: in genere devono essere presenti almeno due tecnici specializzati, in un contesto glaciale un tecnico e una guida alpina. Il numero di operatori dipende, però, dall'ingombro dell'antenna che, a sua volta, dipende dalla frequenza (maggiore è la frequenza, maggiore è la dimensione dell'antenna).
- Il costo è limitato: l'acquisto dell'attrezzatura non è oneroso e i costi di esecuzione delle misure sono bassi.

In un contesto glaciale l'utilizzo del GPR è in particolar modo vantaggioso poiché si è in presenza di ghiaccio, quindi di materiale a bassa dispersione elettromagnetica (Hauck, Kneisel, 2008). Inoltre, la sua applicabilità su un terreno accidentato e in condizioni logistiche complesse permette di ottenere una elevata risoluzione in profondità (Godio, Rege, 2015). Si ha, infatti, una maggiore flessibilità di utilizzo rispetto ad altre tecniche utilizzabili per lo studio dei ghiacciai, quali i metodi geoelettrici e la sismica passiva.

I metodi geoelettrici permettono di misurare le variazioni del campo elettrico, indotto artificialmente nel terreno, che sono funzione della resistività elettrica. In ambito montano il problema principale nell'utilizzo di questa tecnica è relativo al trasporto dei cavi per gli elettrodi di corrente che sono molto lunghi e pesanti.

Per quanto riguarda la sismica passiva, essa consiste nell'analisi delle vibrazioni del terreno indotte dal "rumore ambientale" e permette di determinare la frequenza di risonanza e la velocità delle onde di taglio (Picotti et al., 2014). In un contesto glaciale tale tecnica ha come svantaggio il fatto che deve essere effettuato lo scavo per la rimozione dello spessore superficiale di neve in modo tale da raggiungere il ghiaccio su cui deve essere installato il sismografo.

Gli svantaggi relativi all'utilizzo del georadar sono legati principalmente al fatto che la fase di elaborazione e di interpretazione dei dati è piuttosto lunga e complessa. Inoltre,

è possibile individuare dei limiti nell'utilizzo di questa tecnologia in ambito montano (Iskra, 2018).

- Le iperboli di diffrazione presenti nel radargramma, generate dalla presenza di strutture endoglaciali, spesso sono visualizzate con una geometria non rappresentativa della loro reale estensione.
- Nel caso di ghiacciai detritici, o ghiacciai con intercalazioni detritiche al loro interno, le sezioni radar risultano essere di difficile interpretazione in quanto i sedimenti rocciosi o eterogenei generano un effetto di scattering. La dispersione di energia comporta un indebolimento del segnale elettromagnetico utile che continua a propagarsi in profondità.

#### 2.2. Caratteristiche elettromagnetiche del sottosuolo

Il principio su cui si basano le misure GPR è la generazione, ad intervalli regolari di 1 ns, tramite un'antenna trasmittente, di una serie di impulsi elettromagnetici a frequenza nota. Tali impulsi si propagano nel sottosuolo con una modalità che dipende principalmente dalla stratigrafia e dalle caratteristiche elettromagnetiche dei materiali. Le caratteristiche più rilevanti sono generalmente quelle elettriche, quali la permittività e la conducibilità, mentre la risposta magnetica in termini di permeabilità in genere risulta debole (Daniels, 2004).

Le principali caratteristiche elettromagnetiche che influenzano quindi la propagazione dell'impulso elettromagnetico nel sottosuolo sono:

- Conduttività elettrica σ;
- Permittività dielettrica ε;
- Permeabilità magnetica μ.

#### 2.2.1. Conduttività elettrica

La conduttività elettrica, o conducibilità elettrica,  $\sigma$  è la conduttanza elettrica di un certo mezzo conduttore e si misura in Siemens/m. Secondo la legge di Ohm, definisce il rapporto tra la densità di corrente J che attraversa il materiale considerato e il campo elettrico generato E (EM GeoSci, S.d.):

$$J = \sigma E \quad (S/m) \tag{2}$$

Essendo inversamente proporzionale alla resistenza elettrica, essa rappresenta la capacità di un mezzo a lasciar fluire la corrente elettrica in presenza di un campo elettrico e, di conseguenza, dipende dalla quantità di sali disciolti nell'acqua contenuta nel mezzo stesso (Hauck, Kneisel, 2008).

I materiali possono essere suddivisi in tre gruppi in base alla conducibilità elettrica (Picart, Surrel, 2007):

- conduttori:  $\sigma > 10^5$  S/m;
- semiconduttori:  $10^{-6}$  S/m <  $\sigma$  <  $10^{5}$  S/m;
- isolanti:  $\sigma < 10^{-6}$  S/m.

Il ghiaccio ha una conducibilità elettrica di 10<sup>-5</sup> S/m quindi può essere classificato quasi come un mezzo isolante e quindi un dielettrico (Annan, Cosway, 1992).

Per materiali a bassa conducibilità elettrica come il ghiaccio, è possibile stabilire delle relazioni tra le proprietà elettriche del mezzo e la modalità di propagazione dell'onda elettromagnetica (Hauck, Kneisel, 2008). In particolare, la conduttività influisce sul calcolo della frequenza di transizione e del coefficiente di attenuazione dell'onda. Minore è la conduttività elettrica del materiale, maggiore è la profondità di penetrazione dell'onda poiché il coefficiente di amplificazione è minore.

#### 2.2.2. Permittività dielettrica

La permittività dielettrica assoluta ε quantifica la facilità con cui il materiale viene polarizzato in presenza di un campo elettrico al suo interno. Essa dipende dal contenuto di acqua presente nel mezzo.

È definita dal rapporto tra lo spostamento delle cariche elettriche D e il capo elettrico E che ha generato tale spostamento (EM GeoSci, S.d.):

$$D = \varepsilon E \ (F/m) \tag{3}$$

La permittività dielettrica può essere calcolata come prodotto di due parametri (Oldenburg, 2006):

 ε<sub>0</sub>: permittività dielettrica assoluta, o nel vuoto, che ha un valore fisso pari a 8.86·10<sup>-12</sup> F/m; ε<sub>R</sub>: permittività dielettrica relativa del mezzo rispetto all'aria, o costante dielettrica. In genere ha un valore adimensionale che può variare in un range tra 1 (per l'aria) e 80 (per l'acqua). È una caratteristica che influisce sulla determinazione dei coefficienti di riflessione e trasmissione, sulla velocità di propagazione e sulla costante di attenuazione.

Essa può essere calcolata con la formula di Robin (Kovacs, Gow, Morey, 1995):

$$\varepsilon_{R1} = (1 + 0.851\rho)^2 \tag{4}$$

dove  $\rho$  è la densità del mezzo attraversato.

Nel caso del ghiaccio, avendo una densità pari a 0.9 g/cm<sup>3</sup>, la costante dielettrica risulta essere pari a 3.2 e può essere assimilata a quella della neve nel caso in cui essa sia asciutta e compatta, con un contenuto di acqua inferiore al 3% e nell'ipotesi che sia costituita da ghiaccio, acqua e aria. Infatti, anche la neve fresca è un mezzo non conduttivo che non genera attenuazione dell'onda durante la sua propagazione (Godio, 2009).

#### 2.2.3. Permeabilità magnetica

La permeabilità magnetica assoluta è una proprietà che caratterizza il grado di magnetismo indotto all'interno di un materiale sottoposto a un campo magnetico esterno. Essa definisce il rapporto tra la densità del flusso magnetico all'interno del materiale B e il campo magnetico esterno H (EM GeoSci, S.d.):

$$B = \mu H \quad (H/m) \tag{5}$$

La permeabilità magnetica può essere calcolata come prodotto dei seguenti termini:

- μ<sub>0</sub>: suscettività magnetica assoluta nel vuoto che ha un valore fisso di 1.26·10<sup>-6</sup>
   H/m;
- μ<sub>R</sub>: suscettività magnetica relativa del mezzo rispetto all'aria che è adimensionale.
   Per gran parte dei materiali geologici (tranne quelli in cui sono presenti metalli o materiali magnetici) generalmente viene posta pari a 1 (Bittelli, 2013).

La conducibilità elettrica è un parametro poco influente per la propagazione del segnale nel sottosuolo, quindi non viene molto considerata (Jol, 2009).

#### 2.2.4. Ruolo delle proprietà elettromagnetiche

Le proprietà elettromagnetiche influiscono sulla modalità di propagazione dell'onda nel sottosuolo in quanto influenzano la velocità v, l'attenuazione  $\alpha$  e l'impedenza elettromagnetica Z. Sia la velocità che l'attenuazione possono essere plottate in funzione della frequenza in quanto sono strettamente correlate (Figura 10).



Figura 10: Modalità di propagazione di un'onda elettromagnetica in funzione della frequenza, della velocità e dell'attenuazione (Jol, 2009)

Com'è possibile osservare in Figura 10, l'andamento dei grafici risulta essere similare. Alle basse frequenze, quindi nel tratto ascendente della retta, le proprietà dell'onda (velocità e attenuazione) dipendono da  $\sqrt{w}$ , dove w è la pulsazione, o velocità angolare, dell'onda. Quindi, se la frequenza dell'onda è minore di f<sub>t</sub>, si genera un moto diffusivo dispersivo.

Per frequenze maggiori di f<sub>t</sub>, l'onda si propaga invece in maniera non dispersiva con una velocità e un'attenuazione all'incirca costanti, entrambe inversamente proporzionali a

 $\sqrt{k}$ , dove k è la permittività elettrica relativa del mezzo  $\epsilon_{R1}$ .

In genere le antenne del georadar si scelgono in modo tale che abbiano una frequenza centrale dell'onda maggiore di f<sub>t</sub>, in modo tale da avere una propagazione del segnale nel sottosuolo senza dispersione.

La frequenza di transizione dipende dalla conduttività elettrica del mezzo  $\sigma$  e dalla permittività elettrica  $\epsilon$  secondo la seguente espressione:

$$f_t = \frac{\sigma}{2\pi\varepsilon} \quad (MHz) \tag{6}$$

Nel caso di un mezzo omogeneo e isotropo con propagazione dell'onda elettromagnetica con una frequenza maggiore di f<sub>t</sub>, la velocità dell'onda può essere calcolata come (Oldenburg, 2006):

$$\nu_1 = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \mu_R \varepsilon_{R1} \varepsilon_0}} = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_{R1} \mu_R}} = \frac{c_0}{\sqrt{\varepsilon_{R1}}} \quad (m/ns)$$
(7)

dove i parametri sono:

- $c_0 = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}}$ : velocità della luce nel vuoto (m/s);
- μ<sub>0</sub>: suscettività magnetica assoluta o nel vuoto (H/m);
- μ<sub>R</sub>: suscettività magnetica relativa (pari a 1) (-);
- ε<sub>0</sub>: permittività elettrica assoluta o nel vuoto (F/m);
- ε<sub>R1</sub>: permittività elettrica relativa del mezzo rispetto all'aria (-).

L'attenuazione, espressa in dB/m, nel caso di una propagazione non dispersiva può essere definita una volta calcolati la suscettività magnetica assoluta  $\mu$ , la conduttività elettrica  $\sigma$  e la permittività elettrica assoluta  $\epsilon$  (Jol, 2009):

$$\alpha = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon} \frac{\sigma}{2}} \cdot 8.68 \quad (dB/m) \tag{8}$$

L'impedenza Z, espressa in  $\Omega$ , può essere invece definita in funzione dell'impedenza dello spazio libero Z<sub>0</sub> e delle proprietà elettromagnetiche del mezzo:

$$Z = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} = \frac{Z_0}{\sqrt{\varepsilon_{R1}}} \quad (\Omega)$$
<sup>(9)</sup>

dove  $Z_0 = \sqrt{rac{\mu_0}{arepsilon_0}} = 377~\Omega$ : impedenza dello spazio libero.

Una volta nota la velocità della luce nel vuoto e la velocità di propagazione dell'onda nel mezzo, è possibile calcolare, tramite il rapporto di questi ultimi, gli indici di rifrazione adimensionali nel primo e nel secondo strato:

$$n_1 = \frac{c_0}{v_1} = \sqrt{\varepsilon_{r1}}$$
 (-) (10)

$$n_2 = \frac{c_0}{\nu_2} = \sqrt{\varepsilon_{r2}} \quad (-) \tag{11}$$

31

La capacità del georadar di rilevare le discontinuità dielettriche all'interno del mezzo indagato può essere valutata tramite il coefficiente di riflessione R. Si considera l'ipotesi che l'onda abbia una propagazione normale all'interfaccia tra i due materiali con differenti proprietà elettromagnetiche (Hauck, Kneisel, 2008). Il coefficiente di riflessione adimensionale è definito dalla seguente espressione:

$$R = \frac{n_1 - n_2}{n_1 + n_2} = \frac{\sqrt{(\varepsilon_{r_1})} - \sqrt{(\varepsilon_{r_2})}}{\sqrt{(\varepsilon_{r_1})} + \sqrt{(\varepsilon_{r_2})}} \quad (-)$$
(12)

dove n<sub>1</sub> e n<sub>2</sub> sono gli indici di rifrazione rispettivamente dello strato più superficiale e di quello più profondo (Kong, Shen, 2011).

È possibile inoltre determinare il coefficiente di trasmissione T che quantifica l'entità della rifrazione dell'onda incidente in direzione normale all'interfaccia tra i due materiali:

$$T = \frac{2 \cdot n_2}{n_1 + n_2} = \frac{2 \cdot \sqrt{(\varepsilon_{r_2})}}{\sqrt{(\varepsilon_{r_1})} + \sqrt{(\varepsilon_{r_2})}} \quad (-)$$
(13)

Il coefficiente di riflessione e quello di trasmissione, denominati anche coefficienti di Fresnel, secondo il principio di conservazione dell'energia, sono correlati dalla seguente relazione (Sambuelli, 2016):

$$T + R = 1 \tag{14}$$

Tale espressione è valida nel caso di un angolo di incidenza rispetto alla verticale maggiore di 20° e per uno spessore del mezzo a maggiore profondità molto più elevato della lunghezza d'onda.

#### 2.3. Modalità di propagazione delle onde elettromagnetiche

Il georadar rilascia, tramite l'antenna trasmittente, un impulso elettromagnetico, che in funzione della frequenza raggiunge una determinata profondità nel sottosuolo.

Nel caso di un mezzo omogeneo e isotropo, l'onda, caratterizzata da una frequenza maggiore di quella di transizione f<sub>t</sub>, si propaga senza dispersione con una velocità e un'attenuazione che dipendono dalle caratteristiche elettromagnetiche del mezzo

attraversato. Maggiore è la permittività elettrica relativa del mezzo, minori sono la velocità e l'attenuazione e l'onda elettromagnetica raggiunge profondità più limitate. L'attenuazione definisce la perdita di ampiezza, e quindi di energia, a cui l'onda è soggetta propagandosi nel sottosuolo.

Quando l'onda nel sottosuolo incontra un mezzo con differenti proprietà dielettriche, in parte viene riflessa e in parte rifratta in base al contrasto di impedenza tra i due strati. L'onda riflessa raggiunge il piano campagna dove viene acquisita dall'antenna ricevente. La modalità di riflessione e rifrazione è definita dalla legge di Snell, che stabilisce che l'angolo di riflessione è pari all'angolo di incidenza dell'onda all'interfaccia:

$$\frac{\sin\theta_1}{v_1} = \frac{\sin\theta_2}{v_2} \tag{15}$$

dove  $v_1 e v_2$  sono rispettivamente le velocità di propagazione dell'onda elettromagnetica nel primo e nel secondo strato,  $\theta_1 e \theta_2$  rappresentano invece l'angolo di riflessione e l'angolo di rifrazione rispetto alla verticale.

Quando si verifica che  $v_1 > v_2$  e l'angolo di incidenza rispetto alla verticale  $\theta_1 = 90^\circ$ , è possibile definire un angolo critico  $\theta_2$ , superato il quale l'energia elettromagnetica non si propaga dal mezzo più superficiale a quello posto a maggiore profondità.

Viene di seguito schematizzata in Figura 11 la modalità di riflessione e rifrazione dell'onda all'interfaccia.



Figura 11: Modalitò di riflessione e rifrazione dell'onda elettromagnetica scomposta nelle sue due componenti: il campo elettrico trasversale (TE) e il campo magnetico trasversale (TM) (Jol, 2009)

L'onda elettromagnetica, incidente in corrispondenza di un'interfaccia piana, è costituita da una componente del campo elettrico trasversale TE e da una componente del campo magnetico trasversale TM.

Se l'onda incide ortogonalmente all'interfaccia, quindi  $\theta_1 = \theta_2 = 0^\circ$ , non si ha distinzione tra la componente del campo elettrico trasversale e quella del campo magnetico trasversale e i coefficienti di riflessione e di trasmissione di Fresnel sono equivalenti (Jol, 2009).

I coefficienti di riflessione e trasmissione servono per quantificare l'ampiezza dell'onda riflessa e rifratta e dipendono dagli indici di rifrazione dei due mezzi e quindi dalla differenza in termini di permittività dielettrica relativa.

Per quanto riguarda l'onda riflessa, in presenza di un'interfaccia essa si amplifica e si possono presentare due situazioni differenti (Gehrig, Morris, Bryant, 2004):

- se  $\varepsilon_{r1} > \varepsilon_{r2}$ , quindi R è maggiore di O, il segnale riflesso all'interfaccia tra i due materiali mantiene la stessa polarità (Figura 12 a);
- se  $\varepsilon_{r1} < \varepsilon_{r2}$ , quindi R è negativo, il segnale riflesso subisce un'inversione di fase, cioè le ampiezze dell'onda riflessa subiscono un'inversione di polarità rispetto a quelle originali (Figura 12 b).



Figura 12: Propagazione di un segnale con la stessa lunghezza d'onda, ma opposta polarità (Rial et al. , 2009)

Analizzando le sezioni GPR e, in particolar modo, le ampiezze dei segnali riflessi, è possibile valutare il contrasto tra le proprietà dielettriche nel sottosuolo.

Secondo una regola empirica, se R<sup>2</sup> è maggiore di 0.01, allora l'interfaccia a una certa profondità ha proprietà dielettriche sufficienti a riflettere una quantità di energia che possa essere rilevabile dall'antenna ricevente (Annan, Cosway, 1992).

L'onda rifratta invece continua a propagarsi nel secondo mezzo con minor ampiezza e quindi minor energia.

I coefficienti di riflessione e di trasmissione, moltiplicati per l'energia incidente all'interfaccia, definiscono la quantità di energia riflessa e trasmessa (Sambuelli, 2016).

Considerando la propagazione dell'onda elettromagnetica in un mezzo omogeneo e isotropo come il ghiaccio, caratterizzato da una elevata resistività elettrica, si ha una bassa attenuazione e si riescono pertanto a raggiungere elevate profondità. All'interno del ghiaccio è possibile riscontrare però delle discontinuità che possono generare delle riflessioni dell'onda, come per esempio crepacci e cavità endoglaciali.

Vengono di seguito evidenziate in Tabella 3 le proprietà elettromagnetiche del ghiaccio e del vuoto e la densità del ghiaccio. In Tabella 4 sono invece illustrati, a seguito dell'applicazione delle formule sopra riportate, i valori dei parametri di permettività elettrica assoluta, frequenza di transizione, velocità della luce nel vuoto, velocità dell'onda elettromagnetica nel ghiaccio, costante di attenuazione, impedenza del mezzo e i coefficienti di riflessione e di trasmissione in corrispondenza dell'interfaccia tra il ghiaccio e l'aria nel caso in cui sia presente una cavità endoglaciale vuota.

	Simbolo	Valore	U.M.
Densità del ghiaccio	ρ	917	kg/m³
Permettività elettrica assoluta nel vuoto	ε <sub>0</sub>	8.860E-12	F/m
Permettività elettrica relativa del ghiaccio	ε <sub>R1</sub>	3.2	-
Permettività elettrica relativa dell'aria	ε <sub>R2</sub>	1	-
Indice di rifrazione del ghiaccio	n1	1.789	-
Indice di rifrazione del vuoto	n <sub>2</sub>	1	-
Suscettività magnetica assoluta nel vuoto	$\mu_0$	1.260E-06	H/m
Suscettività magnetica relativa del ghiaccio	$\mu_{R}$	1	-
Conduttività elettrica del ghiaccio	σ	1.000E-05	S/m

Tabella 3: Proprietà elettromagnetiche del ghiaccio e dell'aria
	Simbolo	Valore	U.M.
Permettività elettrica assoluta	ε	2.835E-11	F/m
Frequenza di transizione	f⊤	0.056	MHz
Velocità nel vuoto	<b>C</b> 0	2.993E+08	m/s
Velocità nel ghiaccio	v	0.168	m/ns
Costante di attenuazione	α	9.149E-03	dB/m
Impedenza	Z	210.81	Ω
Coefficiente di riflessione	R	0.283	-
Coefficiente di trasmissione	Т	0.717	-

Tabella 4: Proprietà dell'onda elettromagnetica nel ghiaccio

Dai parametri riportati in Tabella 4 è possibile stabilire che, per avere una propagazione dell'onda elettromagnetica senza dispersione e con una velocità costante all'interno del mezzo di circa 0.17 m/ns, è necessaria un'antenna con frequenza centrale di almeno 0.056 MHz. Infatti, nel grafico in Figura 10, nel caso di una propagazione dell'onda elettromagnetica nel ghiaccio, la frequenza di transizione viene raggiunta in corrispondenza di tale valore. Più il materiale considerato risulta essere resistivo, più ripido sarà quindi il primo ramo della curva, con un picco più traslato verso l'asse y, e minore sarà la frequenza di transizione.

Per quanto riguarda l'indice di riflessione e di trasmissione, come stabilito dall'equazione (14), viene rispettato il principio di conservazione dell'energia, infatti la loro somma è pari all'unità.

In particolar modo, per quanto riguarda il coefficiente di riflessione, nel caso di un'onda elettromagnetica che si propaga nel sottosuolo e raggiunge una cavità vuota, R risulta essere positivo quindi si verifica un'amplificazione dell'onda riflessa con polarità invariata. Se invece la cavità fosse piena di acqua, la cui permittività elettrica è di 80, il coefficiente di riflessione risulterebbe essere pari a -0.66, quindi si verificherebbe un'inversione della polarità dell'onda riflessa.

In entrambi i casi si avrebbe un valore di R<sup>2</sup> maggiore di 0.01, quindi l'energia riflessa sarebbe sufficientemente elevata da poter essere rilevata dall'antenna ricevente.

# 2.4. Caratteristiche del Georadar

Il Georadar è un'apparecchiatura radar utilizzata per l'indagine del sottosuolo. Si hanno però delle differenze tra questa tecnologia e i sistemi radar convenzionali, malgrado il principio di funzionamento sia lo stesso. Il radar convenzionale genera un'onda elettromagnetica che si propaga nell'aria con basse attenuazioni e che può raggiungere oggetti a distanza di molti chilometri con una risoluzione di decine di metri. Il georadar invece genera un segnale che viene trasmesso nel sottosuolo, quindi con un'attenuazione più elevata, e opera in range di pochi metri con una risoluzione dell'ordine di decine di centimetri o minori (Ranieri, 2014).

Esistono due differenti tipologie di sistemi GPR. Il più comune è il georadar che effettua una misura in dominio di tempo, quindi si genera un impulso e si valuta l'ampiezza in funzione del tempo di ritorno dell'onda. In alternativa si può utilizzare il sistema in dominio di frequenza, che richiede l'utilizzo di un radar che genera un'onda continua che permette di ricavare un'ampiezza in funzione della frequenza, ma è poco utilizzato (Bittelli, 2013).

Il Georadar può avere una configurazione monostatica o bistatica. Nel primo caso si ha un'unica antenna che funziona con alternanza da trasmettitore e da ricevitore. Nel secondo caso, l'antenna trasmittente e quella ricevente sono distinte e questo permette di ottenere un grado di dettaglio maggiore sulle strutture nel sottosuolo (Celli, 2012).

## 2.4.1. Componenti del Georadar e modalità di acquisizione

Il georadar, utilizzato per effettuare le misure sul ghiacciaio di Cherillon, descritte nei seguenti capitoli, è in dominio di tempo e ha una configurazione bistatica. Esso è quindi caratterizzato da quattro componenti di seguito elencati (Figura 13) (Hauck, Kneisel, 2008):

- un sistema di trasmissione caratterizzato da un trasmettitore che genera impulsi e da un'antenna trasmittente a una certa frequenza;
- un sistema ricevente costituito da un ricevitore che capta l'impulso riflesso e da un'antenna ricevente;
- un sistema di elaborazione dati che effettua un'analisi in tempo reale dell'impulso elettromagnetico;

- un display di visualizzazione dei dati acquisiti durante la prospezione.



Figura 13: Schema a blocchi esemplificativo del funzionamento del sistema GPR (Takahashi et al., 2012)

Il modello di georadar utilizzato (riportato in Figura 14) è il IDS K2 dotato di un'antenna IDS K2 TR con frequenza centrale 200 MHz. Il numero di campioni acquisiti per ciascuna traccia è pari a 2048 e il range temporale in cui si considera il segnale elettromagnetico captato lungo la verticale è pari a 850 ns. L'acquisizione, come già precedentemente accennato, è bistatica ed è stata effettuata con una distanza di offset constante tra l'antenna trasmittente e l'antenna ricevente.

I dati per la georeferenziazione sono stati acquisiti tramite l'utilizzo di un ricevitore GPS Ublox EVK-8 posizionato sull'antenna georadar (Franco, 2017).



Figura 14: Fase di acquisizione con georadar sul ghiacciaio di Cherillon

Per quanto riguarda la modalità di acquisizione dei dati in campo, in generale si effettua inizialmente una delimitazione dell'area di rilevamento. Lo strumento viene successivamente trascinato a contatto diretto con il suolo o tramite l'utilizzo di un carrellino sulla superficie del mezzo da indagare da un operatore con una velocità possibilmente costante. Le passate sono eseguite inizialmente parallele e poi perpendicolari per avere un set di dati più denso e per ricavare delle sezioni 3D. Essendo le antenne in constant offset, mentre vengono fatte traslare lungo il profilo di indagine, ad intervalli regolari, in genere di 1 ns, acquisiscono una traccia costituita da un certo numero di campioni. Le tracce, affiancate l'una all'altra, permettono di ricavare il radargramma.

Nel caso di situazioni operative complesse, come per esempio sulla superficie di un ghiacciaio, non riuscendo a definire dei punti di riferimento sul campo per delimitare l'area di indagine, spesso i profili scansionati risultano avere una differente lunghezza e orientazione.

## 2.4.2. Frequenza dell'antenna

L'antenna è l'elemento principale del sistema georadar, poiché influenza la profondità di penetrazione del segnale elettromagnetico e la risoluzione verticale e orizzontale. Infatti, prima di eseguire una misura con GPR, bisogna definire la profondità di indagine desiderata e la risoluzione richiesta, in quanto la potenza del segnale riflesso deve essere sufficientemente elevata per poter essere acquisita dal sistema (Hauck, Kneisel, 2008). La frequenza dell'antenna può essere anche scelta in modo tale da evitare di captare il segnale di riflettori indesiderati, che devono essere di dimensione più piccola della lunghezza d'onda del segnale che si propaga nel mezzo in modo tale da non essere acquisiti (Hauck, Kneisel, 2008).

In commercio è possibile trovare antenne la cui frequenza può essere compresa tra i 40 e i 2000 MHz (Sambuelli, 2016). Lo studio di cavità o di falde viene in genere eseguito con antenne a bassa frequenza, poiché l'onda elettromagnetica riesce a raggiungere elevate profondità anche se la risoluzione ottenuta è limitata. Le antenne a frequenza più elevata permettono invece di raggiungere una minore profondità di indagine, ma con una risoluzione maggiore.

I parametri principali, legati quindi alla frequenza dell'antenna, sono la profondità di indagine e la risoluzione e sono di seguito descritti.

### 1. Profondità di indagine

La profondità di indagine d si può valutare con la seguente formula, nota la velocità di propagazione dell'onda nel mezzo v e per ciascun tempo di ritorno t<sub>twt</sub> delle onde all'antenna ricevente (Daniels, 2004):

$$d = v \frac{t_{twt}}{2} \quad (m) \tag{16}$$

Il t<sub>twt</sub>, cioè il Two Way Travel time, utilizzato nell'equazione (16), definisce il tempo di andata e di ritorno all'antenna ricevente del segnale elettromagnetico, a seguito della riflessione. Tale valore viene registrato dall'antenna ricevente.

Poiché la velocità dell'onda, e quindi la densità del corpo glaciale, varia in funzione della profondità e quindi della tipologia di substrato attraversato, è possibile che ci sia un certo margine di errore nel determinare la profondità (Godio, 2009). Nella seguente trattazione si ipotizza, infatti, per semplificazione un mezzo costituito solo da ghiaccio compatto senza discontinuità con densità pari a 0.917 g/cm<sup>3</sup>, quindi con permittività elettrica relativa e velocità di propagazione dell'onda costante su tutto il profilo verticale.

#### 2. Risoluzione spaziale

La risoluzione del georadar può essere definita come la capacità di distinguere due riflettori tra loro vicini su un piano verticale (risoluzione verticale) o su un piano orizzontale (risoluzione orizzontale). Entrambe dipendono dalla lunghezza d'onda.

La risoluzione orizzontale dipende non solo da quest'ultima, quindi dalle caratteristiche elettromagnetiche del sottosuolo e dalla frequenza, ma anche dalla profondità: la propagazione di un'onda a bassa frequenza può raggiungere infatti maggiori profondità, ma comporta una minore risoluzione.

Infatti, gli oggetti riflettori possono essere distinti se sono posti a una distanza maggiore o uguale a  $\Delta x$ , la quale si può ricavare dalla seguente espressione (Sambuelli, 2016):

$$\Delta x = \sqrt{\frac{\lambda d}{2}} \quad (m) \tag{17}$$

dove i parametri sono:

- $\lambda = \frac{v}{f}$ : lunghezza d'onda (m);
- v: velocità media di propagazione dell'onda (m/ns);
- f: frequenza dell'antenna (MHz);
- d: profondità del riflettore (m).

Maggiore è la distanza minima tra i due riflettori, necessaria per poter essere captati (Δx), minore è l'accuratezza nell'acquisizione.

La risoluzione verticale è la minima distanza tra due oggetti riflettenti che ne permette la distinzione. Essa è in genere considerata pari a circa un quarto della lunghezza d'onda del segnale elettromagnetico nel sottosuolo:

$$\Delta z = \frac{\lambda}{4} \quad (m) \tag{18}$$

Quindi riflettori di spessore inferiore a  $\lambda/4$  non sono in grado di riflettere sufficiente energia per poter essere captati dall'antenna ricevente, di conseguenza non possono essere distinti. Si suppone quindi che la risoluzione verticale non sia influenzata dalla profondità del riflettore ma solo dalla lunghezza d'onda. Minore è la frequenza, maggiore è la lunghezza d'onda (quindi il valore di  $\Delta z$ ) e minore è l'accuratezza dell'acquisizione. Nella seguente Tabella 5, si riportano i valori di risoluzione orizzontale e verticale calcolati con le formule sopra descritte. Nei calcoli è stata considerata un'antenna con frequenza pari a 200 MHz, come quella utilizzata per le misure georadar sul ghiacciaio di Cherillon, una velocità dell'onda elettromagnetica nel ghiaccio pari a quella precedentemente stimata in Tabella 4 di 0.17 m/ns ed è stata valutata una profondità del riflettore di 25 m. Infatti le cavità endoglaciali sono in genere vicine al basamento del ghiacciaio che, nel caso in esame, è posto a una profondità media di 30 m.

	Simbolo	Valore	U.M.
Velocità nel ghiaccio	v	0.17	m/ns
Frequenza dell'antenna	f	200	MHz
Lunghezza d'onda	λ	0.85	m
Profondità dell'oggetto	d	25	m
Risoluzione orizzontale	Δx	3.26	m
Risoluzione verticale	Δz	0.21	m

Tabella 5: Risoluzione orizzontale e verticale del Georadar

Com'è possibile osservare in Tabella 5, la risoluzione verticale è pari a 0.21 m e risulta essere circa 15 volte minore rispetto alla risoluzione orizzontale, che richiede una distanza minima di circa 3.3 m tra due riflettori in profondità per poter essere captati. Infatti il ghiaccio ha valori molto bassi di conduttività elettrica che garantiscono una buona penetrazione del segnale immesso con una ridotta attenuazione. Si riescono quindi a raggiungere risoluzioni verticali elevate anche con antenne a bassa frequenza (Zhao et al., 2016).

# Capitolo III

# Acquisizione, elaborazione ed interpretazione dei dati Georadar

# 3.1. Acquisizione dati

Le misure georadar sono state effettuate sul ghiacciaio di Cherillon durante due campagne di rilevamento, a distanza di un anno l'una dall'altra, al fine di monitorare la distribuzione spaziale e l'estensione delle cavità. Le indagini sono state eseguite dal personale del Laboratorio di Geofisica Applicata del DIATI (Politecnico di Torino) in collaborazione con Fondazione Montagna Sicura, che ha sede presso Courmayeur ed è finalizzata allo studio dei fenomeni e delle problematiche riguardanti l'ambiente di montagna.

Le misure sono state effettuate solo in una porzione del ghiacciaio (area in rosso in Figura 15), collocata nel centro-est, appena al di sotto di una zona di infiltrazione di acqua dovuta alla presenza di una spaccatura all'interfaccia tra il ghiacciaio e il basamento roccioso.



Figura 15: Inquadramento dell'area di indagine sul ghiacciaio di Cherillon tramite l'utilizzo di Google Earth

La prima campagna di misure è stata effettuata il giorno 13 settembre 2017 con l'acquisizione di 17 profili radar: 12 transetti trasversali con direzione ovest-est e 5 longitudinali con direzione nord-sud. (Figura 16).



Figura 16: Disposizione spaziale dei profili georadar acquisiti durante la campagna di misura del 13/09/2017

La seconda campagna di misure è stata invece eseguita il giorno 4 ottobre 2018 con l'acquisizione di 27 profili radar: 14 transetti trasversali con direzione ovest-est e 13 longitudinali con direzione nord-sud (Figura 17).



Figura 17: Disposizione spaziale dei profili georadar acquisiti durante la campagna di misura del 4/10/2018

L'interruzione dell'acquisizione durante il passaggio da un profilo al successivo è stata effettuata principalmente per problemi logistici di registrazione dei dati all'unità di controllo. In questo modo si sono anche ricavati dei radargrammi da elaborare di estensione più limitata, che permettono di evitare tempi di processamento eccessivamente elevati.

# 3.2. Elaborazione dati

L'elaborazione delle sezioni georadar è stata effettuata tramite l'utilizzo del programma Reflex-Win (Version 7.2.4). Il fine è da un lato di amplificare e filtrare le riflessioni del segnale elettromagnetico, dall'altro lato di rappresentare la geometria dei riflettori nel modo più realistico possibile (Hauck, Kneisel, 2008).

Ciascun radargramma è costituito da una serie di tracce verticali, ognuna delle quali può essere scomposta in diversi campioni. A ciascun campione è associato un valore di ampiezza dell'onda elettromagnetica, che si può visualizzare tramite una scala cromatica definita dal programma che va da ampiezze minori a maggiori. Sull'asse orizzontale è riportata la distanza tra il punto iniziale di acquisizione e il punto finale, calcolata automaticamente dal software moltiplicando l'interasse tra ciascuna traccia per il numero totale di tracce costituenti il radargramma. Sull'asse verticale, invece, è presente il tempo di ritorno t<sub>twt</sub> dell'onda riflessa all'aumentare della profondità.

### 3.2.1. Georeferenziazione delle sezioni georadar

Prima di iniziare con l'elaborazione dei dati, è stata eseguita la georeferenziazione di ciascun profilo georadar, che è uno step essenziale per poter costruire i successivi modelli 3D. A tal fine sono stati quindi inseriti i parametri necessari nel *File Header*, di seguito elencati.

- Profile Direction è la direzione di acquisizione di ciascun profilo (Sandmeier, 2017). Per poterla valutare, i dati GPS sono stati inizialmente convertiti in file KMZ tramite l'utilizzo del programma GPS Visualizer. I file KMZ sono stati quindi caricati su Google Earth, dove si è potuta visualizzare la direzione di acquisizione per ciascuna sezione, successivamente inserita nel *File Header*.
- Profile constant è la direzione della coordinata che rimane costante lungo il profilo (Sandmeier, 2017). Corrisponde quindi alla direzione opposta alla Profile Direction.
- XStart, XEnd, YStart e YEnd sono rispettivamente la longitudine iniziale e finale e la latitudine iniziale e finale della sezione georadar acquisita. Si possono ricavare dalla Trace Header tabella, che riporta la longitudine e la latitudine di ciascuna traccia acquisita lungo il profilo.

#### 3.2.2. Operazioni eseguite sui radargrammi

Sono stati in seguito applicati dei comandi finalizzati a un'elaborazione esaustiva dei radargrammi, necessari per la successiva fase di interpretazione. A ciascun comando è associato un *Processing Label* per poter tenere traccia degli step eseguiti e di seguito descritti.

#### 1. Move Start Time

È un processo che fa parte della categoria *Static Correction/Muting* e viene applicato su tutte le tracce del radargramma. Esso viene utilizzato per rimuovere il ritardo di propagazione del segnale nel sottosuolo.

Le tracce vengono quindi scalate lungo l'asse del tempo di un certo valore che può essere inserito manualmente o può essere prefissato. In questo caso il valore è stato inserito manualmente ed è stato definito tramite il comando *Wiggle Window* della modalità *View* (Figura 18) (Sandmeier, 2017). Con tale comando si è potuto leggere all'interfaccia tra l'aria e il piano campagna un tempo di ritardo di circa 49 ns, valore utilizzato per traslare l'asse temporale lungo la verticale. A seguito dell'applicazione del filtro, il tempo iniziale di propagazione dell'onda nel sottosuolo risulta essere pari a 0 ns in corrispondenza della superficie del ghiacciaio (Figura 19).



Figura 18: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 affiancato dalla finestra Wiggle Window



Figura 19: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Move Start Time

## 2. Subtract-Mean (Dewow)

È un comando che fa parte della categoria *1D-Filter* e viene applicato singolarmente su tutte le tracce del radargramma. Esso è un filtro passa-alto che permette di rimuovere le componenti a bassa frequenza del segnale che costituiscono un disturbo (Figura 20). Viene calcolato per ciascuna traccia, per ogni singola finestra temporale, un valore medio di ampiezza che viene poi sottratto al valore centrale. È necessario quindi stabilire la finestra temporale su cui deve essere effettuata l'operazione (Sandmeier, 2017). In questo caso, poiché è stata utilizzata un'antenna con frequenza centrale pari 200 MHz, è stato scelto un intervallo di tempo di 5 ns in quanto il periodo associato a una frequenza è definito come:

$$t = \frac{1}{f} \quad (ns) \tag{19}$$



Figura 20: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Subtract-Mean (Dewow)

## 3. Background Removal

È un comando che fa parte della categoria 2D-Filter e può essere applicato solo su determinate tracce. Esso permette di rimuovere il rumore di fondo del segnale (Figura 21).

A ciascuna traccia dell'intera sezione viene sottratta una traccia media, ricavata facendo la media delle ampiezze dei campioni di tutte le tracce lungo l'asse orizzontale. Il filtro è stato applicato su tutta l'estensione del profilo lungo l'asse orizzontale e su tutto l'asse temporale verticale (Sandmeier, 2017).



Figura 21: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Background Removal

### 4. Divergence Compensation

È un comando che fa parte della categoria *Gain* e viene applicato su tutte le tracce del radargramma. Esso permette di compensare le perdite di ampiezza legate all'attenuazione del segnale con l'aumentare della profondità di propagazione.

Nell'ipotesi di una sorgente puntuale e di un fronte d'onda sferico, si considerano le perdite per attenuazione geometrica direttamente proporzionali al tempo. Viene quindi inserito un fattore di scaling, generalmente pari alla velocità di propagazione del segnale nel mezzo interessato, che viene moltiplicato per i valori di ampiezza dei campioni di ciascuna traccia (Sandmeier, 2017). In questo modo è possibile ricavare un segnale meno disturbato (Figura 22).



Poiché il mezzo in esame è ghiaccio, è stata utilizzata una velocità di 0.17 m/ns.

Figura 22: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Divergence Compensation

## 5. Remove Traces

È un comando che fa parte della categoria *Edit traces/Trace ranges*. Esso permette di eliminare alcune tracce o range di tracce prive di informazione (Figura 23) (Sandmeier, 2017).

Tramite il comando *Edit Trace Ranges* sono state selezionate manualmente, per ciascun radargramma, le tracce da rimuovere relative ai punti in cui l'antenna è rimasta momentaneamente ferma durante l'acquisizione.



Figura 23: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Remove

# 6. Time Cut

È un comando che fa parte della categoria *Static Correction/Muting* e viene applicato su tutte le tracce del radargramma. Esso permette di stabilire un limite massimo di tempo lungo l'asse verticale in corrispondenza del quale il profilo viene tagliato (Sandmeier, 2017).

È stato impostato un tempo massimo di 500 ns in quanto per tempi maggiori, quindi a maggiori profondità, è presente il substrato roccioso di base del ghiacciaio (Figura 24).



Figura 24: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Time Cut

### 7. X Flip Profile

È un comando che fa parte della categoria *Trace Interpolation/Resorting* e viene applicato solo su determinate tracce. Esso permette di invertire il profilo lungo l'asse orizzontale x, che definisce l'estensione della sezione georadar (Sandmeier, 2017). Sono stati inizialmente selezionati i radargrammi che presentavano una coordinata finale minore della coordinata inziale nella direzione di acquisizione. È stata in seguito applicata l'inversione su di essi.

#### 8. Trace Increment-Resampling

È un comando che fa parte della categoria *Trace Interpolation/Resorting* e viene applicato su tutte le tracce del radargramma. Esso consiste nel ricampionamento dei dati lungo l'asse orizzontale una volta reimpostato il *trace increment* desiderato, ovvero la distanza tra una traccia e la successiva (Sandmeier, 2017).

È stato applicato a tutti i profili georadar un *trace increment* di 0.1 m in modo tale che la distanza fra le tracce fosse uguale per tutte le sezioni. In questo modo è stato possibile ridurre il numero eccessivo di tracce (Figura 25).



Figura 25: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Traceincrement-Resampling

### 9. Correct 3D Topography

È un comando che fa parte della categoria *Static Correction/Muting* e viene applicato su tutte le tracce del radargramma. Esso esegue una correzione del radargramma lungo l'asse verticale del tempo in modo tale da considerare le quote topografiche di acquisizione del profilo.

Tramite l'opzione *z*-tracecoord, la correzione è stata applicata utilizzando le coordinate di altitudine dell'antenna trasmittente e dell'antenna ricevente al momento di acquisizione di ciascuna traccia. Questi dati sono presenti nella *Trace header tabella* di ciascun profilo georadar (Sandmeier, 2017). Note tali quote, inserendo una velocità di 0.17 m/ns, corrispondente alla velocità di propagazione del segnale elettromagnetico nel ghiaccio, è possibile ricavare i valori di tempo reali lungo l'asse verticale.

A seguito dell'applicazione di tale correzione, il profilo risulta essere scalato in base alle quote e segue correttamente la topografia (Figura 26).



Figura 26: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Correct 3D Topography

I radargrammi così processati permettono di studiare l'andamento del substrato roccioso di base e della superficie del ghiacciaio.

Per quanto riguarda lo studio delle strutture endoglaciali, è necessario applicare un ulteriore comando ai radargrammi risultanti da tutte le elaborazioni elencate, esclusa la *Correct 3D topography*. Infatti, tale comando, di seguito descritto, può essere applicato solo su profili non scalati in base alla quota.

L'operazione eseguita è quella di *Diffraction Stack* che fa parte della categoria *Migration*. Essa permette di valutare un'estensione più realistica degli oggetti presenti nel sottosuolo che generano delle riflessioni anomale delle onde elettromagnetiche. In genere tali riflessioni hanno una forma ad iperbole la cui estensione spesso non è rappresentativa della reale geometria degli oggetti. Questa operazione permette quindi di limitare le iperboli in un intervallo spaziale più contenuto e più rappresentativo tramite una migrazione.

Il *Diffraction Stack* esegue una somma non pesata dei valori di ampiezza per ciascun campione posizionato lungo un'iperbole, la cui estensione è preimpostata secondo una certa larghezza di banda. La larghezza dell'iperbole si definisce con il parametro *summation width*, che stabilisce il numero di tracce che la delimitano (Sandmeier, 2017). Tale parametro è diverso per ciascuna sezione, poiché dipende appunto dall'estensione delle iperboli di riflessione. Per effettuare il processo di migrazione deve inoltre essere inserita la velocità di propagazione del segnale elettromagnetico nel ghiaccio e il range temporale lungo l'asse verticale in corrispondenza del quale si vuole eseguire il comando.

Se l'operazione viene eseguita correttamente, sul profilo risultante le iperboli presenti risultano essere migrate (Figura 27). Quindi la riflessione dell'anomalia presente in profondità non ha più una forma a campana, ma è una linea caratterizzata da campioni con lo stesso tempo di ritorno t<sub>twt</sub>. Se invece viene effettuata una sovramigrazione, sul profilo risultante le iperboli sono caratterizzate da una concavità ribaltata (quindi rivolta verso il basso) rispetto a quella iniziale.



Figura 27: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 a seguito dell'applicazione del comando Diffraction Stack

Una volta eseguita la migrazione, ai radargrammi può essere applicato il *Correct 3D topography*.

Le elaborazioni finora descritte, ad esclusione di *Remove*, *X Flip Profile* e *Diffraction Stack*, sono state applicate a tutti i radargrammi allo stesso modo. Quindi, per velocizzare tali operazioni, è stato utilizzato il comando *Sequence Processing*, che permette di applicare istantaneamente lo stesso comando con il relativo *Processing Label* a tutti i profili desiderati.

Nella seguente Figura 28 è riportato un flow chart di sintesi delle operazioni effettuate su ciascun radargramma:

Raw Data  $\downarrow$ 1. Move Start Time  $\downarrow$ 2. Subtract-Mean (Dewow)  $\downarrow$ 3. Background Removal  $\downarrow$ 4. Divergence Compensation  $\downarrow$ 5. Remove Traces  $\downarrow$ 6. Time Cut  $\downarrow$ 7. X Flip Profile  $\downarrow$ 8. Trace Increment-Resampling 9. Correct 3D Topography 10. Diffraction Stack

Picking substrato roccioso e superficie ghiacciaio

↓ 11. Correct 3D Topography

Picking cavità endoglaciali

Figura 28: Flow chart dei processamenti eseguiti su ciascun radargramma

# 3.3. Interpretazione dati

## 3.3.1. Influenza del cono di emissione dell'onda

Durante la fase di interpretazione dei dati georadar, bisogna tenere in considerazione la modalità di propagazione dell'onda elettromagnetica nel sottosuolo. Essa, una volta rilasciata dall'antenna trasmittente, genera un cono di emissione ellittico. Questo comporta che l'indagine georadar può essere perturbata, con una parziale riflessione del segnale, dalla presenza di bersagli non posti necessariamente lungo la verticale, rispetto alla collocazione dell'antenna trasmittente e ricevente, ma situati fino a una distanza minore o uguale a X<sub>0</sub> dallo strumento georadar, lungo la direzione di scansione. Tale distanza è calcolata a partire dalla proiezione verticale del bersaglio, posto a una certa profondità, sul piano campagna (Figura 29).



Figura 29: Geometria del cono di indagine del segnale elettromagnetico emesso dall'antenna trasmittente (Li et al., 2016)

Tutti gli oggetti sepolti a una profondità d dal piano campagna, posti a una distanza minore o uguale del semiasse maggiore dell'ellisse, influiscono quindi sull'acquisizione dei dati. Il semiasse A può essere calcolato con la seguente formula (Neal, 2004):

$$A = \frac{\lambda}{4} + \frac{d}{\sqrt{\epsilon_{\rm R} + 1}} \quad (m)$$
<sup>(20)</sup>

dove i parametri sono:

- λ: lunghezza d'onda (m);
- d: profondità dell'oggetto (m);
- ε<sub>R</sub>: permittività elettrica relativa del mezzo rispetto all'aria (-).

Il segnale viene continuamente disturbato dal momento in cui l'antenna è a una distanza minore o uguale a  $X_0$  finché, oltrepassato l'oggetto sepolto, non supera nuovamente tale distanza.

L'oggetto nascosto in profondità, caratterizzato da proprietà elettromagnetiche differenti rispetto al mezzo circostante, determina quindi un'interferenza in termini di

ampiezze di riflessione anomale. L'unione delle ampiezze di riflessione anomale, associate a diverse posizioni dello strumento rispetto all'oggetto in profondità, determinano la raffigurazione nel radargramma di un'iperbole di diffrazione non rappresentativa dell'effettiva dimensione del corpo presente nel sottosuolo (Figura 30).



Figura 30: Fase di acquisizione con sistema GPR e rilevazione di un'anomalia nel sottosuolo con conseguente raffigurazione di un'iperbole di diffrazione nel radargramma (Li et al., 2016)

Il tempo di transito dell'onda elettromagnetica, emessa dall'antenna trasmittente e captata dall'antenna ricevente, associato a ciascun campione costituente l'iperbole, è legato alla velocità di propagazione del segnale elettromagnetico nel sottosuolo secondo la seguente espressione (Takahashi et al., 2012):

$$t_{twt} = 2 \frac{\sqrt{x^2 + d^2}}{v} \quad (s)$$
 (21)

dove i parametri sono:

- x: distanza, lungo la direzione di scansione del georadar, tra l'antenna e la proiezione sul piano campagna dell'anomalia nel sottosuolo (m);
- d: profondità del bersaglio (m);
- v: velocità di propagazione dell'onda elettromagnetica nel mezzo attraversato (m/ns).

Quindi il tempo di ritorno associato al vertice dell'iperbole (x=0) è di 2d/v, mentre le pendenze degli asintoti dell'iperbole sono pari a  $\pm 2/v$  (Sambuelli, 2016).

La correlazione tra il tempo lungo l'asse verticale e la velocità di propagazione dell'onda elettromagnetica può essere riconfermata anche dal fatto che la tangente all'iperbole definisce la velocità. Questa verifica può essere effettuata tramite il programma Reflex-Win con il comando *interactive velocity adaptation* che permette di valutare la velocità di propagazione dell'onda che determina la forma dell'iperbole nella sezione georadar (Sandmeier, 2017).

### 3.3.2. Individuazione delle discontinuità endoglaciali

I radargrammi elaborati permettono di valutare lo spessore nivale superficiale, la morfologia del substrato roccioso di base e i diversi sistemi di drenaggio endoglaciali. Infatti, in corrispondenza di una variazione delle proprietà elettromagnetiche dei materiali nel sottosuolo, si genera una riflessione parziale dell'onda emessa dal georadar con dispersione di energia.

Nella seguente Figura 31 si riporta il radargramma della sezione 5, già mostrato in precedenza, in cui si evidenziano alcune riflessioni anomale legate a variazioni stratigrafiche diffuse o localizzate.



Figura 31: Profilo radar 5 della campagna di acquisizioni effettuata il 4 ottobre 2018 con in evidenza alcune discontinuità endoglaciali

Le principali discontinuità endoglaciali individuabili durante la fase di interpretazione dei dati georadar sono di seguito descritte.

#### 1. Stratificazione del manto nevoso

In corrispondenza delle interfacce tra neve stagionale, firn e ghiaccio si generano delle riflessioni parziali del segnale radar a causa di un'alterazione delle proprietà elettriche.

In particolar modo, avendo ciascuno strato una densità differente, si ha una variazione della permittività elettrica relativa che genera un'ampiezza di riflessione dell'onda elevata. Infatti, la permittività è legata alla densità, che a sua volta dipende dalla porosità del mezzo. La porosità varia all'aumentare della profondità: lo strato superficiale di neve stagionale ha il valore più elevato di porosità, il firn è invece caratterizzato da meno vuoti (infatti, ha anche una maggiore densità), mentre il ghiaccio è impermeabile, poiché ha una porosità chiusa, quindi la densità e, di conseguenza, la permittività sono più elevate.

All'interno del ghiacciaio, per effetto della elevata compattezza dei grani, i fenomeni dispersivi di energia sono minimizzati durante la propagazione dell'onda, in assenza di discontinuità. Si possono, però, verificare fenomeni di scattering in presenza di accumuli di detrito o di piccoli vuoti.

#### 2. Morfologia del substrato roccioso

Il ghiacciaio alla base può essere direttamente a contatto con il substrato roccioso o può essere separato da quest'ultimo da canali endoglaciali.

Essendo il ghiacciaio di Cherillon di tipo temperato, esso è caratterizzato per la maggior parte da un sistema di drenaggio dell'acqua di fusione nivale a contatto con il substrato roccioso di base. Poiché l'acqua ha un valore di permettività elettrica relativa pari a 80, decisamente maggiore di quella del ghiaccio, l'elevato contrasto tra le caratteristiche elettromagnetiche dei due mezzi comporta un'ampiezza di riflessione elevata, ma anche una grande dispersione di energia (Jol, 2009). Questo comporta una maggiore difficoltà nel ricostruire l'andamento del substrato roccioso, in quanto rappresenta il letto del flusso di acqua.

Nelle zone in cui invece non sono presenti canali endoglaciali e il ghiaccio risulta essere più vicino al bedrock, si genera una minore dispersione di energia, permettendo una più precisa individuazione del substrato roccioso. Infatti, la permittività elettrica relativa del bedrock può variare tra 4 e 6 (nel caso di calcari o graniti), quindi si ha minor contrasto delle proprietà elettromagnetiche all'interfaccia tra ghiaccio e roccia (Sambuelli, 2016).

#### 3. Sistema di drenaggio endoglaciale

Nei radargrammi possono essere individuate riflessioni anomale legate alla presenza di discontinuità nel corpo glaciale generatesi per effetto del flusso di acqua.

Il sistema di drenaggio endoglaciale è, infatti, caratterizzato da alcuni elementi, introdotti nel primo capitolo, facilmente riconoscibili tramite la strumentazione georadar.

- Crepaccio: è possibile identificarlo chiaramente nelle sezioni georadar, poiché la presenza della discontinuità genera una serie di iperboli di diffrazione che si propagano dalla superficie fino al punto terminale del crepaccio che, nella maggior parte dei casi, coincide con il substrato roccioso. Le iperboli hanno generalmente una estensione dei rami crescente passando da una minore a una maggiore profondità poiché, per effetto della geometria del cono di emissione del segnale, le anomalie a maggiore profondità sono più facilmente rilevabili dall'onda elettromagnetica. L'eccentricità di ciascuna iperbole è, però, costante, poiché la velocità di propagazione dell'onda elettromagnetica nel ghiaccio non varia.
- Cavità glaciali: sono facilmente identificabili nei radargrammi, poiché, essendoci un contrasto di proprietà elettromagnetiche tra il ghiaccio e l'aria o l'acqua presenti all'interno della cavità, si genera l'effetto dell'iperbole di diffrazione.
- Inghiottitoio: non è facile da identificare nelle sezioni georadar, a differenza dei crepacci e delle cavità. In genere ha una riflessione caratteristica a forma di imbuto in prossimità della superficie, all'interno del quale confluiscono gli strati di neve sovrastanti (Iskra, 2018).

Nel ghiacciaio di Cherillon, l'analisi del substrato roccioso ha permesso di individuare la potenziale presenza di una morena che si estende con direzione monte-valle sulla sinistra dell'area indagata. Inoltre, è stata identificata una serie di crepacci nella zona nord, dove il substrato roccioso è caratterizzato da una pendenza modesta.

Per quanto riguarda le cavità endoglaciali, esse sono principalmente localizzate nella porzione nord-est dell'area considerata e per la maggior parte sono cavità di contatto in quanto sono situate in prossimità del substrato roccioso, quindi tra i 20 m e i 30 m di profondità.

# 3.4. Modello 3D della morfologia basale e superficiale del ghiacciaio

Una volta terminata la fase di interpretazione, si è proseguito con la costruzione del modello 3D della morfologia del substrato basale e della superficie del ghiacciaio. Sono stati, inoltre, inseriti nel modello i dati relativi alle cavità, per poter evidenziare in maniera più precisa la loro disposizione all'interfaccia tra ghiaccio e roccia.

Le operazioni effettuate, di seguito descritte, sono state applicate in egual modo per entrambe le superficie e per le cavità.

Le coordinate di altitudine, latitudine e longitudine (riferite al punto in cui si trova l'antenna ricevente al piano campagna) sono state determinate su ciascun radargramma tramite l'utilizzo del comando di *Picking* manuale. Il sistema di riferimento utilizzato per le coordinate è UTM-WGS84.

Il *Picking* consente di ricavare le informazioni necessarie cliccando con il mouse lungo un determinato profilo o, nel caso delle cavità, in corrispondenza degli estremi e del punto centrale di ciascuna iperbole. I valori di ciascun pick vengono poi salvati, per ciascuna sezione, in un file *ASCII-columns*, cioè una matrice costituita da sei colonne riportanti rispettivamente per ciascun punto: longitudine, latitudine, altitudine massima del profilo (costante), tempo di primo arrivo, profondità, ampiezza di riflessione (MathWorks, 2018). Importando il file *ASCII-columns* su Excel, è stata calcolata la quota di ciascun pick sottraendo all'altitudine massima del profilo la relativa profondità. Questo processo è stato eseguito per ciascuna sezione e tutti i file ASCII risultanti sono stati uniti in un'unica tabella su Excel.

La rappresentazione di una superficie o di un punto nello spazio tridimensionale è stata effettuata con il software MatLab R2016b, importando il file ASCII contenente le tre colonne relative ai dati di latitudine, longitudine e quota di ciascun punto acquisito su tutti i radargrammi.

Per la ricostruzione dell'andamento del bedrock e della superficie del ghiacciaio, è stato utilizzato il comando che permette di eseguire la triangolazione Delaunay. Essa consiste nell'effettuare una triangolazione delle coordinate di latitudine e di longitudine. I triangoli vengono generati in modo tale che i cerchi circoscritti a ciascun triangolo siano vuoti, cioè senza punti di coordinate al loro interno. Si genera quindi una matrice di tre colonne, i cui dati corrispondono ai vertici dei triangoli, con un numero di righe pari al numero di triangoli formatisi. La matrice dei triangoli viene poi plottata utilizzando anche i dati relativi alle quote (MathWorks, 2018).

Per quanto riguarda le cavità, volendo rappresentare nello spazio 3D dei dati puntuali, è stato utilizzato il comando *scatter3* che, in corrispondenza di ciascuna coordinata topografica 3D, visualizza dei cerchi caratterizzati da una certa area (MathWorks, 2018). Per poterlo applicare, è stato importato in MatLab il file ASCII contenente quattro colonne relative ai dati di latitudine, longitudine, quota dei vertici delle iperboli e le aree delle cavità. Quest'ultima colonna è stata ricavata ipotizzando una forma della cavità circolare, nota la distanza tra gli estremi dei rami dell'iperbole, quindi il diametro di ciascuna cavità.

Unendo i tre risultati 3D così elaborati, è stato possibile osservare la disposizione spaziale delle cavità endoglaciali tra la superficie e il basamento del ghiacciaio, sia per la campagna di misure del 13 settembre 2017 (Figura 32) sia per quella del 4 ottobre 2018 (Figura 33).

Com'è possibile osservare nelle seguenti figure, le cavità sono principalmente di contatto, come è già stato precedentemente valutato, e il substrato roccioso ha una pendenza apprezzabile nella porzione nord, nord-est e ovest che decresce terminando con una conca più pianeggiante nella zona centrale dell'area e nella porzione sud.



Figura 32: Modello 3D della morfologia del corpo glaciale e delle cavità, relativi alla campagna di misure del 13 settembre 2017



Figura 33: Modello 3D della morfologia del corpo glaciale e delle cavità, relativi alla campagna di misure del 4 ottobre 2018

Inoltre i vertici delle iperboli delle cavità, individuate in entrambe le campagne di indagine, sono stati riportati su Google Earth per poter apprezzare anche su una superficie bidimensionale la loro disposizione spaziale (Figura 34 e Figura 35).



Figura 34: Disposizione delle cavità endoglaciali, proiettate sulla superficie del ghiacciaio di Cherillon, individuate durante la campagna di indagine del 13/09/2017



Figura 35: Disposizione delle cavità endoglaciali, proiettate sulla superficie del ghiacciaio di Cherillon, individuate durante la campagna di indagine del 04/10/2018

Com'è possibile osservare nelle figure sopra riportate, le cavità sono concentrate, per entrambe le campagne di misure nella porzione nord-est dell'area di indagine. Tale zona, come è possibile osservare dal modello 3D (Figura 32 e Figura 33), ha una pendenza piuttosto elevata e questo può suggerire la presenza di un fenomeno di sottoescavazione del ghiacciaio da parte dell'acqua di fusione che, in presenza di ostacoli, può accumularsi. La formazione di cavità endoglaciali può quindi essere legata a tale processo.

Inoltre, confrontando le due campagne di indagini, è possibile osservare un incremento nel numero di cavità nell'arco temporale di un anno.

# 3.5. Modello 3D delle ampiezze di riflessione

Il modello 3D delle ampiezze di riflessione è stato ricavato mediante l'utilizzo del programma Reflex-Win che permette di studiare l'andamento continuo del mezzo lungo ciascun profilo georadar dal piano campagna fino alla massima profondità raggiunta dal segnale elettromagnetico. Questa fase aveva la finalità di valutare e confermare la disposizione spaziale, in funzione della quota, delle cavità endoglaciali, individuabili in quanto corrispondenti alle ampiezze di riflessione maggiori.

Il modello 3D è stato costruito tramite l'utilizzo dei radargrammi 2D, acquisiti durante le campagne di indagini, ciascuno dei quali ha un numero caratteristico di tracce la cui spaziatura di 0.1 m è stata precedentemente definita tramite il comando *Trace increment-resampling*. Poiché i profili 2D non sono equidistanti e paralleli fra loro, ma sono distribuiti nello spazio secondo una maglia non regolare, è stata effettuata un'interpolazione tramite il comando *Use interpolation scheme for freely distributed 2D-lines*.

I parametri di input utilizzati per costruire il modello 3D per entrambe le campagne di misure sono di seguito elencati (Sandmeier, 2017).

- 1. Nella finestra time range/sorting bisogna inserire i seguenti parametri.
  - Time end è il tempo di ritorno del segnale elettromagnetico all'antenna ricevente.
     È stato scelto sulla base della profondità di indagine di interesse. Poiché le cavità sono in prossimità del bedrock, è stato utilizzato un time end di 450 ns, a cui corrisponde una profondità di circa 38 m.
  - *Time increment* è il periodo dell'onda elettromagnetica. Poiché l'antenna utilizzata per le misure ha una frequenza centrale di 200 MHz, il periodo può essere calcolato come l'inverso della frequenza. Esso corrisponde quindi a 5 ns.
- 2. Nella finestra 2D-files choice il comando Load 2D-files permette di selezionare i radargrammi richiesti come input. I profili utilizzati sono quelli risultanti dalle operazioni di elaborazione precedentemente descritte nel flow chart fino alla tecnica del Diffraction Stack. Infatti, un'analisi dei radargrammi migrati permette di avere un risultato più rappresentativo delle ampiezze di riflessione del segnale elettromagnetico in corrispondenza di ciascuna cavità endoglaciale. Per la campagna del 13 settembre 2017 non sono stati utilizzati i profili radar 1, 2 e 3 poiché i dati erano caratterizzati per la maggior parte da rumore, quindi avrebbero
- 3. Nella finestra *3D coordinates* bisogna invece inserire i seguenti parametri.

potuto dare maggiori problemi nella successiva fase di valutazione dei risultati.

- XStart, XEnd, YStart e YEnd sono rispettivamente la longitudine minima e massima e la latitudine minima e massima tra tutti radargrammi caricati. Tali

coordinate permettono di definire lo spazio all'interno del quale vengono inseriti tutti i profili georadar di input. Esse vengono computate automaticamente una volta che vengono caricati i radargrammi con *Load 2D-files* tramite il comando *min/max. xy coord*.

- X Raster increment e Y Raster increment definiscono l'intervallo della griglia di interpolazione lungo rispettivamente l'asse delle longitudini e l'asse delle latitudini. Il manuale consiglia di impostarli pari al trace increment, cioè alla distanza fra ciascuna traccia, che corrisponde a 0.1 m e inoltre stabilisce che il file 3D risultante non deve eccedere un numero di tracce su ciascun asse topografico di 2048. Ponendo però X Raster Increment e Y Raster increment pari a 0.1 m, il numero di tracce risulterebbe essere eccessivo sia lungo l'asse delle longitudini sia lungo quello delle latitudini per entrambi i modelli relativi alle due campagne di indagini. È stato di conseguenza scelto un intervallo della griglia pari a 0.2 m, quindi al doppio del trace increment, in modo tale da rispettare tale soglia.
- X Interpolation e Y Interpolation definiscono il raggio di interpolazione all'interno della maglia. Se vengono impostati pari a X Raster increment e Y Raster increment, non si ha alcuna interpolazione fra le tracce, poiché il raggio coincide con la distanza tra esse. Affinchè essa si verifichi, i valori di X Interpolation e Y Interpolation devono quindi essere maggiori dei valori di X Raster increment e Y Raster increment e Y Raster increment.
- Interpol weight permette di stabilire la tipologia di interpolazione che si vuole effettuare. È possibile scegliere tra un'interpolazione pesata lineare (linear weight), dove i valori sono pesati in base alla distanza, e un'interpolazione pesata sul quadrato (square weight), secondo la quale i valori sono pesati in base al quadrato della distanza. In questo caso è stata utilizzata un'interpolazione di tipo lineare.
- Data scaling è il fattore di scala che viene moltiplicato per i valori di ampiezza del file 3D risultante. Questo parametro deve essere applicato se i dati hanno una dimensione troppo elevata. Se si verifica tale condizione, essi devono essere ridimensionati per poter essere rappresentati con la risoluzione cromatica, utilizzata dal programma, di 16 bit (65536 colori). Infatti, una maggiore risoluzione richiederebbe una memoria nel computer molto elevata e una elevata

lentezza di rappresentazione del modello 3D. Maggiore è la dimensione dei dati originali, minore deve essere il fattore di scala. Nel caso in esame è stato utilizzato un valore di *data scaling* di 0.5.

I modelli 3D delle ampiezze ricavati per ciascuna campagna di misure sono di seguito riportati (Figura 36, Figura 37).



Figura 36: Modello delle ampiezze 3D corrispondente a una profondità di 25 m dalla superficie del ghiacciaio, relativo alla campagna di misure del 13 settembre 2017



Figura 37: Modello delle ampiezze 3D corrispondente a una profondità di 25 m dalla superficie del ghiacciaio, relativo alla campagna di misure del 4 ottobre 2018

Com'è possibile osservare in Figura 36 e Figura 37, la qualità dei dati non permette una facile valutazione dei modelli risultanti. Infatti, non essendo stata eseguita una precedente fase di interpretazione, che invece è stata effettuata per il modello 3D della morfologia del basamento e della superficie del ghiacciaio, la qualità dei dati non permette una buona analisi del risultato a posteriori.

In entrambi i casi, il modello è stato tagliato da una superficie piana orizzontale posta a una profondità di 25 m dal piano campagna, in quanto la maggior parte delle cavità endoglaciali sono poste a una profondità compresa tra i 20 m e i 30 m. Sia in Figura 36 che in Figura 37, è possibile osservare elevate ampiezze di riflessione nella zona in cui era stata individuata una elevata concentrazione di cavità. Per contro, sono presenti molti disturbi del segnale legati al rumore di fondo e alla presenza di altre discontinuità endoglaciali.

# Capitolo IV Analisi del moto delle acque di fusione nivale

Una volta definita la distribuzione spaziale delle cavità endoglaciali, nel seguente capitolo è stata effettuata un'analisi, tramite l'utilizzo di ArcGIS 10.3.1, del reticolo idrografico superficiale e sotterraneo, in corrispondenza della zona di indagine, per valutare la correlazione tra la disposizione delle cavità e il flusso di acqua endoglaciale e per calcolare il volume di acqua di fusione nivale che potrebbe infiltrarsi nei canali subglaciali.

Inizialmente è stato ricostruito su un DTM del 2008 il reticolo di flusso superficiale delle acque di fusione nivale, che ha permesso di delimitare il bacino di drenaggio del ghiacciaio posto a monte del reticolo di flusso subglaciale nell'area di indagine e che in precedenza alimentava per la maggior parte il torrente Fossu. In seguito, utilizzando dei dati di spessore di neve persa per effetto della fusione in un periodo compreso tra il 28 giugno 2018 e il 5 ottobre 2018, è stato stimato in modo approssimativo il volume di acqua massimo e minimo che si potrebbe generare nel periodo estivo di ablazione sul bacino individuato e che in parte potrebbe alimentare il sistema di canali endoglaciali. Infine, è stato ricostruito il reticolo di flusso subglaciale nell'area caratterizzata da un'elevata concentrazione di cavità endoglaciali, a partire dal modello 3D della morfologia del substrato roccioso relativo alla campagna di misure del 4 ottobre 2018.

# 4.1. Reticolo di flusso superficiale

Il flusso di acqua superficiale, generatosi per effetto della fusione nivale, inizia solitamente verso la fine della primavera e segue un percorso all'interfaccia tra il ghiaccio e la neve. Con l'aumentare delle temperature e con un incremento della fusione del manto nevoso, i flussi di acqua diventano sempre più evidenti e vanno a delineare i bédières.

È stato quindi determinato il reticolo di flusso superficiale, che ha un andamento che dipende principalmente dalla morfologia e, in particolar modo, dall'esposizione e dalla pendenza.

Le elaborazioni hanno richiesto come dato di input il Modello Digitale del Terreno (DTM) dell'area in analisi. Esso è stato reperito dal Geoportale della Regione Valle d'Aosta e risale al 2008, in quanto una versione più recente non era ancora stata resa disponibile sul sito. Non avendo a disposizione dati più aggiornati, è stata fatta l'ipotesi che la morfologia superficiale del ghiacciaio sia rimasta pressoché invariata dal 2008 al 2018, con la sola riduzione del perimetro legata all'aumento delle temperature per effetto del riscaldamento globale.

#### 4.1.1. Determinazione del reticolo di flusso superficiale

Tramite l'utilizzo del programma ArcGIS, sono stati applicati al DTM diversi *Spatial Analyst Tools*, facenti parte della categoria *Hydrology* (ad eccezione del *Raster Calculator*, che è un comando della *Map Algebra*), di seguito riportati e descritti (De Maio, 2016).

1. *Fill* 

Serve per riempire ciascuna cella, detta sink, che ha una direzione di drenaggio indefinita, poiché non è circondata da altre celle poste a una quota inferiore. Essa ha un punto di scorrimento che coincide con la cella, situata sul bordo del sink, che ha una quota maggiore, ma più prossima, rispetto alle altre celle, a quella del sink. Tramite questo comando si possono quindi riempire i sinks, evitando così che ci siano imperfezioni nei dati (Esri, 2018).

#### 2. Flow Direction

Definisce la direzione del flusso, considerando che esso vada da ciascuna cella verso quella più vicina con pendenza percentuale maggiore (cioè con il valore maggiore del rapporto tra la differenza delle quote e la distanza tra i centri delle due celle). Il tool associa a ciascuna cella un valore tra 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64, 128 sulla base della direzione del flusso, ad eccezione per i sinks. Ad essi non possono essere assegnati i valori appena elencati, in quanto non hanno una direzione di drenaggio definita ed è per questo motivo che è importante rimuoverli in precedenza con il *Fill*. Se però fossero presenti dei sinks, in genere si associa a ciascuno di essi un valore dato dalla somma dei valori di *flow direction* delle celle adiacenti con pendenza percentuale maggiore (Esri, 2018).

#### 3. Flow Accumulation

Si valuta sulla base della matrice ricavata dal *Flow Direction*, costituita da numeri che descrivono la direzione del flusso. L'entità dell'accumulo in ciascuna cella viene calcolata come il numero di celle che fluiscono in essa (Esri, 2018).

#### 4. Raster Calculator – Stream

È stata effettuata l'operazione *Con("FlowAccumulation" > 10000, 1)*, che è una valutazione di tipo condizionale necessaria per calcolare il reticolo di flusso. Infatti, "Con" introduce una valutazione ipotetica della condizione imposta tra parentesi, riferita al raster di *Flow Accomulation* precedentemente calcolato. Tale condizione stabilisce che per ciascuna cella del raster, che ha un numero di celle che fluiscono in essa maggiore di 10000, viene assegnato un valore pari a 1. Tutte le celle caratterizzate quindi da un valore unitario vanno poi a costituire il reticolo di flusso nel raster *Stream* di output (Esri, 2018).

### 5. Stream to Feature

Utilizzando i raster di *Flow Direction* e di *Stream*, le celle, in parte adiacenti e in parte intersecanti, che costituiscono il reticolo di flusso, vengono unite lungo una linea spezzata, che è un vettore caratterizzato da una certa direzione (Esri, 2018).

#### 6. Stream Link

Utilizzando i raster di *Flow Direction* e di *Stream*, si ricava un raster del reticolo di flusso in cui vengono differenziati con colori diversi i tronchi fluviali, cioè i segmenti, del reticolo (Esri, 2018).

Si riporta nella seguente Figura 38 la mappa dell'inclinazione della superficie precedentemente calcolata (Figura 8) su cui vengono riportate le curve di livello con intervallo di 50 m calcolate con il tool *Contour*, che è uno *Spatial Analyst Tool* della categoria *Surface*, e il reticolo di flusso superficiale ricavato tramite il tool *Stream to Feature* appena descritto.


Figura 38: Mappa dell'inclinazione della superficie su cui sono riportate le curve di livello con intervallo di 50 m e il reticolo di flusso superficiale.

Com'è possibile osservare in Figura 38, poiché il ghiacciaio è caratterizzato da una superficie a bassa pendenza, il reticolo idrografico tende a convergere in corrispondenza di esso dove genera una biforcazione. Inoltre, le due ramificazioni permettono di individuare, in corrispondenza della fronte, gli effettivi scaricatori del flusso superficiale e subglaciale dell'acqua di fusione nivale del ghiacciaio, le cui immagini satellitari, aggiornate al 2016, sono riportate in Figura 39. In particolare lo scaricatore 2 è il torrente Fossu, che nel luglio del 2017 ha smesso di rilasciare acqua generando l'allerta a valle per un potenziale rischio di rotta glaciale. Lo scaricatore 1 è quindi l'unico rimasto attivo.



Figura 39: Immagini satellitari, ricavate da Google Earth, aggiornate al 2016 dello scaricatore 1 e dello scaricatore 2

### 4.1.2. Delimitazione del bacino di drenaggio

Si è quindi cercato di stabilire la modalità di infiltrazione dell'acqua di ruscellamento superficiale, che va ad alimentare il sistema di drenaggio subglaciale, a monte della porzione di area del ghiacciaio interessata dalle indagini georadar.

Avendo a disposizione un'ortofoto del 2015 dell'area in esame, fornita da Fondazione Montagna Sicura, si è potuto osservare che, in corrispondenza della zona centrale del ghiacciaio in cui il substrato roccioso tende ad affiorare, è presente una spaccatura all'interfaccia tra il ghiaccio e la roccia dove l'acqua, per ruscellamento superficiale, può infiltrarsi al di sotto della coltre glaciale.

Tracciando su ArcGIS la zona di infiltrazione così individuata e riportando il risultato precedentemente ricavato con lo *Stream To Feature*, è stata individuata la porzione del reticolo di flusso superficiale che si infiltra in corrispondenza di tale zona (Figura 40). Si è di conseguenza potuto delimitare il bacino di drenaggio del ghiacciaio posto a monte del sistema di canali endoglaciali nell'area in esame, che in precedenza alimentava prevalentemente il torrente Fossu.



Figura 40: Individuazione del bacino di drenaggio sulla base della ricostruzione del reticolo di flusso superficiale

Una volta tracciata l'area del bacino, per stimarne l'estensione areale, è stato ritagliato, tramite l'utilizzo del comando *Clip*, che è un *Data management Tool* della categoria *Raster Processing*, il Modello Digitale del Terreno (DTM) del 2008 all'interno del perimetro del bacino. Tramite l'utilizzo del comando *Surface Volume*, che è un *3D Analyst Tool* della categoria *Functional Surface*, è stata calcolata l'area della superficie topografica del bacino, che risulta essere di circa 314607 m<sup>2</sup>. Tale comando permette, infatti, di determinare l'area 2D e l'area 3D di una superficie di un raster e anche di ricavare il volume compreso tra la superficie e un piano di riferimento.

# 4.2. Stima del volume di acqua di fusione nivale

Durante il periodo di ablazione, il manto nevoso nella zona di accumulo è soggetto a fusione e il volume di acqua generato (SWE) va ad alimentare i canali di drenaggio superficiali e sotterranei che si estendono fino alla zona di ablazione.

Tramite l'utilizzo di diversi DTM relativi all'area in esame, si è proceduto quindi con la stima approssimativa del volume di acqua di fusione nivale minimo e massimo che si può generare durante il periodo estivo nell'area di accumulo, quindi sull'intero bacino di drenaggio individuato.

#### 4.2.1. Determinazione dello spessore medio nivale perso

Inizialmente è stato necessario determinare l'altezza media nivale persa durante il periodo estivo sul bacino di drenaggio individuato. A tal fine sono stati utilizzati due DTM, relativi all'area del ghiacciaio su cui sono state effettuate le misure georadar, acquisiti all'inizio e alla fine del periodo di ablazione, rispettivamente il 28 giugno 2018 e il 5 ottobre 2018. Essi sono stati forniti da Fondazione Montagna Sicura, che li ha realizzati tramite un rilievo effettuato con drone.

I DTM sono caratterizzati da un certo errore legato alla loro elaborazione e georeferenziazione. Entrambe queste fasi richiedono l'utilizzo di GCP (Ground Control Points) di riferimento che sono costituiti da Control Points e da un Check Point. I Control Points sono punti di coordinate note che permettono di definire e georeferenziare il modello di coordinate (DTM) acquisito con drone. Il Check point serve invece per verificare che la coordinata, che gli è stata assegnata dal modello ricavato, sia coincidente con la relativa coordinata geografica nota.

Il primo rilievo, effettuato il 28 giugno, aveva 5 GCP di riferimento, di cui 4 erano Control Points e uno era il Check Point. L'errore, a seguito della verifica effettuata con il Check Point, è pari a 10.8 cm in termini di latitudine e longitudine, mentre è di 11.1 cm per quanto riguarda l'altitudine.

Il secondo rilievo, effettuato il 5 ottobre, aveva 6 GCP di riferimento di cui 5 erano Control Points e uno era il Check Point. L'errore, a seguito della verifica effettuata con il Check Point, è pari a 5.2 cm in termini di latitudine e longitudine, mentre è di 1.8 cm per quanto riguarda l'altitudine.

L'errore presente in entrambi i DTM è dovuto principalmente alla mancanza di un numero elevato di GCP. Essi sono, infatti, limitati a causa della difficoltà che si è riscontrata nel tracciarli per la presenza della neve che ricopriva la maggior parte degli affioramenti rocciosi lasciando così pochi punti scoperti e disponibili.

Per determinare l'altezza media nivale persa tramite ArcGIS, è stato utilizzato il comando *Minus* che è un *3D Analyst Tool* della categoria *Raster Math*. Esso richiede come input due raster e permette di sottrarre cella per cella i valori del secondo raster ai valori del primo. In questo caso sono state sottratte le quote del DTM del 5 ottobre alle quote del DTM del 28 giugno ed è stato ricavato un raster dello spessore di neve

persa durante il periodo estivo che va da un minimo di 4 m a un massimo di 7 m circa (Figura 41). Tale risultato è correlato all'esposizione e alla pendenza della superficie. Sono state, infatti, tracciate due aree rappresentative sul raster delle differenze. La prima in una zona con una inclinazione intorno ai 10° e la seconda in un'area caratterizzata da una inclinazione maggiore di 20° (Figura 42).



Figura 41: Raster, ricavato dalla differenza tra i due DTM, che rappresenta lo spessore di neve perso durante il periodo estivo



Figura 42: Raster dell'inclinazione della superficie in corrispondenza delle due aree rappresentative

Sulla base dell'altezza di neve persa, corrispondente ai quattro vertici di ciascuna area rappresentativa, ne è stata calcolata la media (Tabella 6 e Tabella 7).

	Punto di riferimento				
	Ρ1	P2	Р3	Ρ4	U.M.
Inclinazione	3.39	2.11	2.92	2.91	o
h neve persa	5.41	5.5	5.33	5.29	М
h neve persa media	5.38			М	

Tabella 6: Altezza di neve persa ai vertici della prima area rappresentativa a bassa pendenza

Tabella 7: Altezza di neve persa ai vertici della seconda area
rappresentativa a media pendenza

	Punto di riferimento				
	P5	P6	Ρ7	P8	U.M.
Inclinazione	21.3	21.8	21.3	20.7	o
h neve persa	6.04	6.32	6	6.31	М
h neve persa media	6.17			М	

Dai risultati si è potuto notare che maggiore è l'inclinazione della superficie, maggiore è lo spessore di neve persa e viceversa. È stato scelto quindi uno spessore pari a 5.5 m per le aree con inclinazione minore di 20° e un valore di 6.5 m per le zone con inclinazione maggiore di 20° in modo tale da effettuare un'analisi discretizzata.

### 4.2.2. Discretizzazione dell'area del bacino in base all'inclinazione

Si è reso quindi necessario differenziare le aree all'interno del bacino con inclinazione maggiore e minore di 20°. A tal fine sono stati utilizzati dei comandi di ArcGIS, di seguito descritti, applicati sulla mappa dell'inclinazione precedentemente calcolata (Figura 8) a partire dal DTM del 2008.

### 1. Raster to Point

È un *Conversion Tool* che fa parte della categoria *From Raster*. Esso permette di convertire i dati di un raster in dati puntuali. A ciascuna cella del raster viene associato un punto a cui viene attribuito, tramite il campo *Field*, il valore di inclinazione della relativa cella (Esri, 2018).

### 2. Select by Attributes e Export Data

Sono stati selezionati tutti i punti estrapolati dal raster con inclinazione minore di 20°. Essi sono stati poi esportati in un nuovo shapefile puntuale.

## 3. Buffer

È un comando che permette di costruire attorno a ciascun punto dello shapefile un cerchio di un certo raggio, che in questo caso è stato scelto pari a 1 m. Viene quindi creato uno shapefile poligonale.

# 4. Aggregate Polygons

È un *Cartography Tool* che fa parte della categoria *Generalization*. Esso permette di aggregare poligoni posti entro una certa distanza (Esri, 2018). È stata impostata una *Aggregation Distance* di 1 m, quindi tutti i poligoni posti a una distanza di 1 m gli uni dagli altri sono stati uniti in un'area omogenea. Sono state quindi ricavate le porzioni di superficie con inclinazione minore di 20° presenti all'interno dell'area di drenaggio del ghiacciaio.

### 5. Erase

È un *Analysis Tool* che fa parte della categoria *Overlay*. Esso permette di sottrarre a uno shapefile di input dei poligoni di un altro shapefile (Esri, 2018). In questo caso è stato sottratto allo shapefile del bacino di drenaggio quello delle porzioni di superficie con inclinazione minore di 20°. Il risultato è uno shapefile delle zone caratterizzate da un'inclinazione maggiore di 20°.

Nella seguente Figura 43 è riportata l'area di drenaggio discretizzata in base alla superficie topografica con un'inclinazione maggiore o minore di 20°.



Figura 43: Area del bacino di drenaggio discretizzata in base a un'inclinazione della superficie maggiore o minore di 20°

Successivamente è stato utilizzato il comando *Clip*, che è un *Data Management Tool* che fa parte della categoria *Raster Processing*. Esso richiede come input un raster da cui vengono estratti dei set di dati compresi in una determinata estensione spaziale definita dal perimetro di uno shapefile o di un altro raster inserito come secondo input (Esri, 2018). In questo caso è stato ritagliato il DTM del 2018 contenuto all'interno dei perimetri delle aree con inclinazione minore di 20°, presenti nello shapefile poligonale ricavato con l'*Aggregate Polygons*.

In seguito, tramite l'utilizzo del comando *Surface Volume*, che è un *3D Analyst Tool* che fa parte della categoria *Functional Surface*, è stata calcolata l'area delle zone con inclinazione minore di 20°. L'area 3D della superficie topografica con inclinazione maggiore o uguale a 20° è stata quindi ricavata sottraendo all'area totale 3D del bacino, l'area della porzione con inclinazione minore di 20°. I risultati sono riportati nella seguente Tabella 8.

Tabella 8: Area della superficie topografica delle zone del bacino con inclinazione minore e maggiore di 20°

	Area	U.M.
Superficie con inclinazione < 20°	23903.8	m²
Superficie con inclinazione > 20°	290703.24	m²

#### 4.2.3. Calcolo dello SWE

Il volume di acqua generato per effetto della fusione nivale durante il periodo estivo può essere descritto tramite lo SWE (Snow Water Equivalent). Esso esprime la quantità di acqua generatasi a seguito dello scioglimento del manto nevoso. È un parametro molto importante per valutare il bilancio di massa di un ghiacciaio specialmente durante il periodo di ablazione. Generalmente si misura in modo puntuale in sito tramite lo scavo di trincee che permettono la determinazione di profili verticali di densità in funzione della profondità (Godio, Rege, 2016).

Lo SWE può essere calcolato tramite l'utilizzo della seguente formula:

$$SWE = \left(\frac{h_{nf} \cdot \rho_{neve}}{\rho_{acqua}}\right) \cdot A_{3D} \quad (m^3)$$
<sup>(22)</sup>

dove i parametri sono:

- h<sub>nf</sub>: altezza di neve fusa durante il periodo estivo (m);
- ρ<sub>neve</sub>: densità della neve (kg/m<sup>3</sup>);
- ρ<sub>acqua</sub>: densità dell'acqua pari a 1000 (kg/m<sup>3</sup>);
- A<sub>3D</sub>: area della superficie topografica del bacino di drenaggio (m<sup>2</sup>).

Lo SWE è quindi direttamente proporzionale alla densità della neve, allo spessore di neve persa durante la fase di ablazione e all'estensione areale della superficie considerata.

Poiché la densità della neve non è nota con esattezza, in quanto non sono state effettuate misure di densità sul ghiacciaio in quel periodo, e l'area della superficie topografica stimata in precedenza (Tabella 8) non si sa se è corrispondente all'area che effettivamente influisce sul bilancio di massa, è stata plottata e analizzata tramite MatLab la curva di sensibilità dello SWE al variare di tali parametri.

A tal fine è stato considerato un range di variazione della densità della neve compreso tra 500 e 600 kg/m<sup>3</sup>, in quanto si è ipotizzato che nel periodo estivo la superficie del ghiacciaio sia principalmente ricoperta da firn. Inoltre è stato definito uno spessore di neve medio perso per fusione pari a 5.5 m e a 6.5 m rispettivamente per le aree con inclinazione minore e maggiore di 20°. Per quanto riguarda l'area della superficie topografica, è stato considerato un margine di errore, sul valore ricavato, compreso tra -10% e +10%.

Si riportano di seguito i grafici 3D delle curve di sensibilità per le aree con inclinazione minore (Figura 44) e maggiore (Figura 45) di 20°.



Figura 44: Curva di sensibilità dello SWE in funzione dell'area della superficie topografica e della densità della neve su una superficie con inclinazione minore di 20°



Figura 45: Curva di sensibilità dello SWE in funzione dell'area della superficie topografica e della densità della neve su una superficie con inclinazione maggiore di 20°

Dalla Figura 44 e dalla Figura 45 si può osservare che entrambi i parametri sono direttamente proporzionali allo SWE, quindi influiscono allo stesso modo sul risultato finale.

Sono stati quindi considerati i valori di SWE minimo e massimo, indici rispettivamente di una condizione meno e più gravosa, per entrambe le superfici. È stato pertanto calcolato lo SWE complessivo minimo e massimo che si può generare sull'intero bacino di drenaggio (Tabella 9). È stato applicato un fattore correttivo del 15% per considerare la perdita di neve per effetto del trasporto del vento.

	Superficie con inclinazione < 20°	Superficie con inclinazione > 20°	Totale	Effettivo (con fattore correttivo del 15%)	U.M.
	< 20	> 20		uci 1370)	
SWE minimo	59162	850307	909469	773049	m <sup>3</sup>
SWE massimo	86771	1454970	1541741	1310479	m <sup>3</sup>

Tabella 9: SWE generato per effetto della fusione nivale sulla superficie del bacino nella condizione più e meno gravosa, considerando una perdita del 15% per effetto del trasporto del vento

Lo SWE ricavato in Tabella 9 è il volume di acqua generatasi per fusione nivale tra il 28 giugno e il 5 ottobre. Non tutta la neve però è soggetta a fusione e inoltre non tutta quella fusa va ad alimentare il reticolo di canali endoglaciali. Deve, infatti, essere sottratta al valore dello SWE l'entità di neve persa per evaporazione e la quantità di acqua che non si infiltra, ma che è soggetta a ruscellamento superficiale lateralmente al ghiacciaio.

La neve persa per evaporazione, per effetto della radiazione solare e della temperatura, può essere calcolata con la formula di Turc in versione semplificata (Biondi, 2011):

$$EP = \frac{C \cdot T}{(T+15)} \cdot (R_t + 50) \quad \left(\frac{mm}{mese}\right)$$
(23)

dove i parametri sono:

- C: coefficiente pari a 0.4 valido per tutti i mesi ad esclusione di febbraio (-);
- T: temperatura media giornaliera (°C);
- Rt: radiazione globale (diretta e diffusa) media giornaliera (cal/(d·cm<sup>2</sup>)).

Tale equazione è stata utilizzata per calcolare il volume di neve persa tra il 28 giugno e il 5 ottobre sull'area del bacino di drenaggio del ghiacciaio.

Non essendo presenti dei sensori di temperatura e di radiazione sul ghiacciaio dello Cherillon, sono stati utilizzati i dati della stazione di misura del colle del Gran San Bernardo in quanto è l'unico sito in Valle d'Aosta ad avere il sensore di radiazione totale con le medesime caratteristiche in termini di quota ed esposizione dello Cherillon. Infatti, come verifica, è stato fatto un confronto tra i dati di temperatura media giornaliera del colle del Gran San Bernardo e i valori acquisiti dalla stazione di misura delle Grandes Murailles in Valtournenche (Figura 46) che è localizzata vicino al ghiacciaio di Cherillon ed ha la sua stessa quota ed esposizione.



*Figura 46: Inquadramento geografico, tramite l'utilizzo di Google Earth, delle Grandes Murailles rispetto al ghiacciaio di Cherillon.* 

Nella seguente Figura 47 si riporta l'andamento delle temperature medie giornaliere presso i due siti in esame tra il 28 giugno e il 5 ottobre. I dati sono stati reperiti dal Centro Funzionale della Regione Autonoma Valle d'Aosta.



Figura 47: Grafico dell'andamento della temperatura media giornaliera dal 28 giugno al 5 ottobre presso due diverse stazioni di misura

In Figura 47 è possibile osservare una buona correlazione tra i dati acquisiti presso le due stazioni. Questo implica che i valori di temperatura e radiazione presso il Colle del Gran San Bernardo possono essere sufficientemente rappresentativi anche per il ghiacciaio di Cherillon, al fine di ricavare un volume di neve di riferimento perso per effetto dell'evaporazione.

Applicando l'equazione (23) con i valori di temperatura media mensile e di radiazione globale media mensile, nota l'area della superficie topografica del bacino precedentemente calcolata (Tabella 8), sono stati valutati lo spessore e il volume di neve persa per evaporazione (Tabella 10):

	luglio	agosto	settembre	Totale	U.M.
ET <sub>0</sub> puntuale	0.1	0.1	0.1	0.3	m
ET <sub>0</sub> volumetrico	34611	29952	19820	84383	m <sup>3</sup>

Tabella 10: Valori puntuale e di volume di neve persa per evaporazione

Il volume perso per evaporazione è pari a circa il 10.9 % nella situazione meno grave e al 6.4 % nella situazione più grave rispetto allo SWE calcolato in Tabella 9.

Inoltre, è stato considerato il volume di neve perso, rispetto allo SWE effettivo, pari al 25% per ruscellamento superficiale.

Sottraendo allo SWE effettivo, in condizioni più o meno gravose, il volume perso per evaporazione e per ruscellamento superficiale, è stato ricavato il volume di acqua di infiltrazione (Tabella 11):

	Minimo	Massimo	U.M.
SWE effettivo	773049	1310479	m³
Evaporazione	84383	84383	m³
Ruscellamento superficiale	193262	327620	m <sup>3</sup>
Infiltrazione	495404	898477	m <sup>3</sup>

Tabella 11: Volume di infiltrazione effettivo che si è generato dal bacino di drenaggio in una condizione più o meno gravosa tra luglio e ottobre del 2018

Il volume di infiltrazione ricavato in Tabella 11 è quindi il volume di acqua che è soggetto ad intercettazione da parte di crepacci o della spaccatura individuata. Di conseguenza esso potenzialmente potrebbe andare ad alimentare il sistema di canali endoglaciali nell'area in cui sono state effettuate le misure georadar e a valle di essa, terminando il suo percorso nello scaricatore 2.

# 4.3. Reticolo di flusso subglaciale

Le acque di fusione nivale, durante lo scorrimento superficiale possono essere intercettate da discontinuità presenti sulla superficie del ghiacciaio, quali crepacci o inghiottitoi. Esse vanno quindi ad alimentare il sistema di drenaggio endoglaciale che termina in corrispondenza della fronte del ghiacciaio, dove possono essere presenti uno o più scaricatori.

Tramite l'utilizzo dei dati georadar relativi alla campagna di indagine del 4 ottobre 2018, è stato quindi determinato il reticolo idrografico sotterraneo sottostante l'area sottoposta alle misure georadar, a seguito dell'infiltrazione dell'acqua di fusione intercettata dai crepacci e dalla spaccatura considerata.

Inizialmente è stata ricostruita la morfologia del substrato roccioso con ArcGIS tramite l'utilizzo dei punti di picking del substrato roccioso ricavati in precedenza con il programma Reflex-Win. I punti, definiti dalle coordinate di latitudine, longitudine e altitudine, sono stati interpolati con il tool *Spline* che è uno *Spatial Analyst Tool* e appartiene alla categoria *Interpolation*. Questo metodo è il migliore nel generare superfici di poco variabili nel loro parametro di interpolazione, come nel caso in esame, in cui si ha una quota compresa tra 2890 m e 2940 m. Inoltre, le altre tecniche di interpolazione in genere vengono utilizzate con un set di punti di input molto maggiore. Lo *Spline* effettua un'interpolazione andando a minimizzare la curvatura, cioè la derivata seconda, della superficie passante per i punti di input, rendendola in questo modo più smussata. In particolare, è stato utilizzato uno *Spline Tension* che permette di creare una superficie di interpolazione utilizzando un range di valori più ristretto rispetto allo *Spline Regularized*. Il parametro *Weight* definisce il peso della tensione e ad esso in genere si associa un valore compreso tra 0 e 10 (in questo caso è stato posto pari a 5): maggiore è il peso, più la superficie risultante rispetta i valori di input rigidamente, senza interpolarli in maniera graduale; minore è il peso, più la superficie interpola i valori di graduale (Esri, 2018).

Una volta ricavato il DTM dai punti di picking del bedrock, a partire da esso è stata realizzata la mappa dell'inclinazione tramite il tool *Slope*, a cui sono state aggiunte le curve di livello con un intervallo di 10 m con il tool *Contour*.

Sono stati quindi applicati al DTM del substrato roccioso i comandi dal 1) al 6) descritti nel paragrafo 4.1 del presente capitolo, per ricostruire il reticolo idrografico sul bedrock. Inoltre, per studiare le correlazioni tra le cavità e i percorsi endoglaciali preferenziali del flusso di acqua, sono stati riportati i punti di picking delle cavità, precedentemente ricavati dai radargrammi con il programma Reflex-Win (Figura 48).



Figura 48: Mappa dell'inclinazione del substrato roccioso su cui sono riportate le cavità, le curve di livello e il reticolo di flusso endoglaciale.

In Figura 48 si può notare che non c'è una precisa sovrapposizione tra le curve di livello e la mappa dell'inclinazione, poiché il grado di interpolazione non è molto rigido, essendo disponibili pochi punti del substrato roccioso.

Il flusso di acqua va da nord verso sud e tende a convergere nella zona centrale dove la superficie ha una bassa pendenza. Prosegue poi verso valle, dove c'è una biforcazione e in parte prosegue verso ovest e in parte verso est. Il flusso che prosegue verso est potrebbe potenzialmente andare ad alimentare il torrente Fossu, mentre quello verso ovest potrebbe immettersi in altri canali endoglaciali che alimentano il secondo scaricatore del ghiacciaio posto a sinistra. L'andamento del reticolo subglaciale è comparabile con quello della porzione di reticolo superficiale (Figura 38) nella stessa zona del ghiacciaio.

Si è inoltre potuto osservare che il flusso tende a seguire dei percorsi preferenziali in prossimità dei punti in cui è stata riscontrata la presenza di cavità endoglaciali. Queste ultime sono principalmente localizzate tra le curve di livello di 2900 m e 2920 m, quindi in una zona con inclinazione elevata variabile tra i 18° e i 55°. È stato quindi possibile

definire una correlazione tra il reticolo idrografico subglaciale e la presenza di cavità. L'acqua, infatti, scorrendo a contatto con il substrato roccioso può essere soggetta a diverse deviazioni e anche a fenomeni di accumulo di ridotta entità che, sciogliendo il ghiaccio, possono generare cavità endoglaciali.

# Conclusioni

L'elaborazione ed interpretazione delle campagne di misura del 13 settembre 2017 e del 4 ottobre 2018 hanno mostrato la presenza di cavità endoglaciali che, nell'arco temporale di un anno, sono aumentate in estensione areale e in numero.

Tramite la ricostruzione del reticolo superficiale e sotterraneo dell'acqua di fusione nivale, è stato calcolato lo SWE effettivo sul bacino di drenaggio, che in precedenza alimentava per la maggior parte il torrente Fossu. Esso è stato determinato considerando un periodo di ablazione compreso tra il 28 giugno e il 4 ottobre 2018 e, sottraendo il volume perso per effetto del trasporto del vento, è risultato compreso in un range di minimo 770000 m<sup>3</sup> e di massimo 1310000 m<sup>3</sup>. Tale volume è stato poi suddiviso nelle diverse componenti del bilancio idrologico:

- infiltrazione minima e massima nel sistema di canali subglaciali: 64-68 %;
- evaporazione minima e massima: 6-10 %;
- ruscellamento superficiale: 25 %.

L'interruzione dell'affluenza di acqua al torrente Fossu, generatasi nel luglio 2017, potrebbe essere legata alla morfologia del substrato roccioso, che tende a risalire verso la fronte del ghiacciaio, comportando una riduzione dello spessore del ghiaccio e la generazione di una barriera di materiale roccioso. L'acqua in tale zona era, infatti, soggetta ad accumulo e, superata la soglia della barriera, andava ad alimentare lo scaricatore, che era quindi attivo solo in estate nel periodo di fusione nivale. Nel luglio 2017 il torrente Fossu è andato in secca, probabilmente poiché il volume di acqua accumulato non era più sufficiente a garantire il superamento della soglia della barriera in roccia. Questo potrebbe essersi verificato per effetto di una variazione nel tempo del percorso subglaciale dell'acqua o a causa della diminuzione del volume di acqua di fusione nivale che, per effetto del riscaldamento globale, si sta riducendo sempre di più. Per poter valutare l'assenza di un potenziale rischio glaciale bisogna verificare che il volume complessivo di acqua di fusione nivale dell'intero ghiacciaio venga rilasciato nel periodo di ablazione in corrispondenza dello scaricatore 1 situato a sud-ovest, appena al di fuori del perimetro del ghiacciaio.

Sarebbe quindi necessario installare un misuratore di portata in corrispondenza dello scaricatore 1, che in continuo permetterebbe di monitorare e registrare il volume di

acqua rilasciato nel periodo di ablazione dal reticolo superficiale e sotterraneo. La portata misurata in tale intervallo di tempo deve quindi verificare il rilascio del volume di acqua di fusione nivale del bacino di drenaggio di sinistra di competenza dello scaricatore 1, a cui dovrebbe essere sommata quella dello scaricatore 2 che in totale avrebbe dovuto rilasciare nello stesso periodo un volume compreso tra 690000 m<sup>3</sup> e 1230000 m<sup>3</sup>.

Per un'analisi più approfondita si potrebbe effettuare la prova con tracciante per verificare l'assenza di zone di accumulo potenzialmente pericolose. Il test consiste nell'immettere un tracciante fluorescente, possibilmente caratterizzato da bassa tossicità, facilmente rilevabile e con una buona compatibilità ambientale, in uno o in più punti della superficie del ghiacciaio e nel campionare in corrispondenza degli scaricatori la portata in diversi intervalli di tempo (Uggeri, 1995). Come risultato si ottiene la curva di restituzione, che rappresenta l'andamento della concentrazione di tracciante nei campioni in funzione del tempo.

Prima dell'esecuzione della prova, è possibile definire il tempo di arrivo iniziale atteso del tracciante ipotizzando una velocità del flusso subglaciale e una certa lunghezza dei canali. Le velocità tipiche del flusso subglaciale di acqua dipendono dalle caratteristiche dei canali di drenaggio (Benn, Evans, 2013):

- tunnel ben sviluppati: le velocità possono variare da 0.1 m/s a 1 m/s;
- canali anastomosati e presenza di cavità: le velocità sono comprese tra 0.01 m/s e 0.1 m/s.

Ipotizzando di immettere il tracciante in corrispondenza della spaccatura presente tra la roccia e la coltre glaciale e di campionarlo in corrispondenza della fronte glaciale, si può stimare una lunghezza dei canali di 1000 m.

Il tempo di corrivazione che dovrebbe impiegare il tracciante per raggiungere il punto di campionamento sarebbe compreso, nel caso di tunnel ben sviluppati, tra i 16.6 minuti e le 2.77 ore, mentre nel caso di canali anastomosati tra 2.77 ore a 27.7 ore.

Confrontando il tempo iniziale della curva di restituzione con il tempo di corrivazione stimato, sarebbe possibile definire la tipologia di reticolo di flusso endoglaciale potenzialmente presente. Inoltre, si potrebbero installare dei nivometri per la misura dello spessore del manto nevoso che potrebbero fornire dei dati più precisi per la determinazione dello SWE che si genera nel periodo di ablazione. Ad essi potrebbero essere accoppiati dei sensori per la misura della temperatura endoglaciale. Infatti, l'acqua di fusione nivale, se si infiltra nel ghiacciaio, all'interno del quale la temperatura è minore di 0 °C, ed è soggetta ad accumulo, in parte può gelare, quindi si avrebbe una portata di acqua inferiore a quanto stimato.

In aggiunta sarebbe da eseguire una mappatura di crepacci e mulinelli per determinare tutti i possibili punti di infiltrazione dell'acqua all'interno del ghiacciaio.

# Bibliografia

- Annan A. P., Cosway S. W. (1992), Ground Penetrating Radar Survey Design, SAGEEP, pp. 329-351, https://doi.org/10.4133/1.2921946 (consultato il 13/11/2018).
- ARPA Valle d'Aosta (2016), *I ghiacciai come indicatore di cambiamento climatico*, http://www.arpa.vda.it/it/effetti-sul-territorio-dei-cambiamenticlimatici/ghiacciai (consultato il 10/11/2018).
- ARPA Veneto (2011), Monitoraggio dei ghiacciai, http://www.arpa.veneto.it/temiambientali/climatologia/progetti/monitoraggio-ghiacciai (consultato il 18/12/2018).
- Badino G., Piccini L. (1995), *Aspetti morfologici ed evolutivi delle cavità endoglaciali di origine criocarsica*, Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 18, pp. 225 228.
- Baroni C., Salvatore M. C. (2014), *The future of the glaciers from the past to the next 100 years*, International Symposium, Torino, pp. 97-104, http://dx.doi.org/10.4461/GFDQ.2015.38.09 (consultato il 16/11/2018)
- Benn D. I., Evans D. J. A. (2013), Glaciers & Glaciation, 2. ed, New York: Routledge.
- Bini A. (2010), Anfiteatri morenici, Università degli Studi di Milano, http://geomatic.disat.unimib.it/home/valter/didattica/Glaciologia/atlanteitalia /Tav041\_238-241.pdf (consultato il 27/12/2018).
- Biondi D. (2011), *L'evapotraspirazione*, Università della Calabria, http://www.camilab.unical.it/documents/10194/25491/Evapotraspirazione.pdf /67d02e81-bdef-4afb-a434-186bb1af20b5 (consultato il 20/2/2019).
- Bittelli M. (2009), *5.4 Georadar*, Groma 2. In profondità senza scavare, Bologna, pp. 251-272.
- Calmanti S. et al. (2007), Impact of climate variability on Alpine glaciers in northwestern Italy, International Journal of Climatology, 27, pp. 2041-2053, http://dx.doi.org/10.1002/joc.1500 (consultato il 16/11/2018).
- Carturan L. (2008), *La Criosfera*, Università di Padova, https://docplayer.it/71757962-La-criosfera-introduzione-generale-luca-carturan-dipartimento-territorio-esistemi-agro-forestali-universita-di-padova.html (consultato il 10/2/2019).
- Catasto Ghiacciai Valle d'Aosta (2016), *GeoNavigatore Ghiacciai*, http://catastoghiacciai.partout.it/default/GeoCartaGeo.html (consultato il 5/12/2018).
- Celli N. L. (2012), Studio Ground Penetrating Radar nel settore occidentale del ghiacciaio del Monte Canin, Università degli Studi di Trieste, http://dx.doi.org/10.13140/2.1.2290.4000 (consultato il 8/12/2018).

- Daniels D. J. (2004), *Ground Penetrating Radar*, 2. ed, Londra: The Institution of Electrical Engineers.
- De Maio M. (2016), Laboratorio di GIS e cartografia tematica, Politecnico di Torino.
- EM GeoSci (S.d.). *Physical Properties*, https://em.geosci.xyz/content/physical\_properties/index.html (consultato il 15/2/2018).
- Eniscuola (2011), *Ghiaccio e Ghiacciai*, http://www.eniscuola.net/wpcontent/uploads/2013/11/migrazione/assets/3288/pdf\_ghiacciai.pdf (consultato il 17/12/2018).
- Esri (2018), ArcMap, http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/an-overview-of-the-3d-analyst-toolbox.htm (consultato il 20/2/2018).
- Ferrario F. (2013), *Geomorfologia glaciale*, Università degli Studi dell'Insubria, http://web.fis.unico.it/geolito/geomorfologia\_ventina2013.pdf (contultato il 13/12/2018).
- Fondazione Montagna Sicura (2010), *Campagne glaciologiche*, http://app.fondazionemontagnasicura.org/multimedia/crgv/default.asp?sezion e=10&principale=32&indice=32\_101 (consultato il 20/11/2018).
- Franco D. (2017), Rapporto tecnico indagine Georadar Cherillon, Politecnico di Torino.
- Gehrig M. D., Morris D. V., Bryant J. T. (2004), Ground Penetrating Radar for Concrete Evaluation Studies, pp. 1-17, http://www.foundationperformance.org/pastpresentations/gehrig\_paper\_mar ch2004.pdf (consultato il 11/12/2018).
- Geoportale Valle d'Aosta (2008), *Download*, http://geoportale.regione.vda.it/download/ (consultato il 20/12/2018).
- Fondazione Montagna Sicura (2010), *Glossario*, http://app.fondazionemontagnasicura.org/multimedia/crgv/default.asp?sezion e=120&principale=99&indice=99 (consultato il 25/2/2018).
- Godio A. (2009), *Georadar Measurements for the Snow Cover Density*, American Journal of Applied Sciences, 6, pp. 414-423, http://dx.doi.org/10.3844/ajas.2009.414.423.
- Godio A., Rege R. B. (2015), *The mechanical properties of snow and ice of an alpine* glacier inferred by integrating seismic and GPR methods, Journal of Applied Geophysics, 115, pp. 92- 99, http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.017.
- Godio A., Rege R. B. (2016), Analysis of georadar data to estimate the snow depth distribution, Journal of Applied Geophysics, 129, pp. 92-100, http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2016.03.036.

- Hauck C., Kneisel C. (2008), *Applied Geophysics in Periglacial Environments*, 1. ed, New York: Cambridge University Press.
- Iskra C. (2018), *Georadar: analisi teorica e sperimentale per il monitoraggio di ghiacciai*, Politecnico di Torino.
- Istat (2011), Basi territoriali e variabili censuarie, https://www.istat.it/it/archivio/104317 (consultato il 15/11/2018).
- Jol H. M. (2009), *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, 1. ed, Germania: Elsevier Science.
- Kong, Shen (2011), Reflection & Transmission of EM waves, Massachusetts Institute of Technology, https://ocw.mit.edu/courses/electrical-engineering-andcomputer-science/6-007-electromagnetic-energy-from-motors-to-lasersspring-2011/lecture-notes/MIT6\_007S11\_lec29.pdf (consultato il 14/11/2018).
- Kovacs A., Gow A. J., Morey R. M. (1995), *The in-situ dielectric constant of polar firn revisited*, Cold Regions Science and Technology, 23, pp. 245-256, https://doi.org/10.1016/0165-232X(94)00016-Q (consultato il 15/11/2018).
- Li S. et al. (2016), *Estimating Features of Underground Utilities: Hybrid GPR/GPS Approach*, Journal of Computing in Civil Engineering, 30, http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)CP.1943-5487.0000443
- Luthi M. et al. (2017), *Physics of Glaciers*, ETH Zurich, http://people.ee.ethz.ch/~luethim/pdf/script/pdg/pdg.pdf (consultato il 20/11/2018).
- Maggi V. (2011), *Geomorfologia glaciale*, Università di Milano Bicocca, http://geomatic.disat.unimib.it/home/valter/didattica/scienzeterra-2011/Lezioni/9-glaciale.pdf (consultato il 16/11/2018).
- MathWorks (2018), *Matlab R2018b*, https://it.mathworks.com/help/matlab/ (consultato il 18/2/2018).
- Neal A. (2004), Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress, Earth-Science Reviews, 66, pp. 261-330, http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004.
- Noldin I. et al. (2010), *Sistema di Drenaggio di un Ghiacciaio Alpino*, Neve e Valanghe, 69, pp. 48-54.
- Oldenburg D. (2006), Ground Penetrating Radar: concepts and examples, University of British Columbia, https://www.eoas.ubc.ca/courses/eosc350/content/methods/gpr-06.htm (consultato il 15/11/2018)
- Picart P., Surrel J. (2007), Fundamentals of Semiconductor physics, http://www.optique-

ingenieur.org/en/courses/OPI\_ang\_M05\_C02/co/Contenu\_02.html (consultato il 17/11/2018).

- Picotti S. et al (2014), The PNRA-WISSLAKE Project: Geophysical methods for glacial and subglacial investigations, 33° Convegno Nazionale Bologna, http://docplayer.it/114648638-The-pnra-wisslake-project-geophysicalmethods-for-glacial-and-subglacial-investigations.html (consultato il 9/2/2019).
- Ranieri G. (2014), *Georadar*, Università di Cagliari, http://people.unica.it/gaetanoranieri/files/2014/11/GEORADAR.pdf (consultato il 6/11/2018).
- Rial F. I. et al. (2009), *Waveform Analysis of UWB GPR Antennas*, Sensors, 9, pp. 1454-1470, http://dx.doi.org/10.3390/s90301454.
- Sambuelli L. (2016), Very basic GPR, Politecnico di Torino, http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.10693.45288.
- Sandmeier K. J. (2017), ReflexW manual version 8.5., Germania.
- Servizio Glaciologico Lombardo (2008), *Classificazione dei ghiacciai*, http://www.servizioglaciologicolombardo.it/index.php/archivio/dizionarioglaciologico/34-g/123-ghiacciaio-byenyo-byounyo-cristallo-dlacia-dyere-fernerfirn-gelas-ghiaccia-ghiacciaia-gh (consultato il 10/12/2018).
- Smiraglia C., Diolaiuti G. (2016), *Il Nuovo Catasto dei Ghiacciai Italiani*, http://users.unimi.it/glaciol/ (consultato il 19/11/2018).
- Takahashi K. et al. (2012), Basics and Application of Ground-Penetrating Radar as a Tool for Monitoring Irrigation Process, in Problems, Perspectives and Challenges of Agricultural Water Management, M. Kumar, (pp. 155-180), http://dx.doi.org/10.5772/29324.
- Uggeri A. (1995), *Nel ghiacciaio dei Forni (Alta Valtellina)*, Poligrotta, 3, pp. 109-111, https://digilander.libero.it/gsvcai/Pubblicazioni/Poligrotta/pdf/P3\_Ghiacciaio\_ dei\_Forni.pdf (consultato 22/2/2019).
- Vanuzzo C., Pelfini M. (1999), Assessing area and volume changes prof deglaciated areas, Annals of Glaciology, 28, pp. 129-134.
- Yirka B. (2018), Global warming found to be causing an increase in snow avalanches in Western Himalayas, https://phys.org/news/2018-03-global-avalancheswestern-himalayas.html (consultato il 23/12/2018).
- Zhao W. et al. (2016), *High-resolution glacier imaging and characterization by means of GPR attribute analysis*, Geophysical Journal International, 206, pp. 1366-1374, http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggw208.

# Ringraziamenti

Giunta al termine del mio lavoro desidero ringraziare innanzitutto il Prof. Alberto Godio e Diego Franco per avermi dato l'opportunità di approfondire nella teoria e nella pratica lo studio dei ghiacciai.

Ringrazio sentitamente mia madre, la mia fonte principale di ispirazione, mia sorella, mio padre, Luca, Adri, Carlo e tutti gli altri componenti della mia famiglia, dove i legami di sangue non contano. Il vostro affetto e la vostra energia mi danno la forza di superare tutti gli ostacoli. Un ringraziamento speciale va a Silvana, per avermi assistito in particolar modo in questi ultimi mesi.

Ringrazio infine i miei amici per essere presenti nei momenti più difficili e importanti.