

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE

IN

SCIENZE GEOLOGICHE

**ANALISI DELLA PROPENSIONE ALL'INNESCO DI DEBRIS  
FLOW APPLICATA ALLA STABILITÀ DEI DEPOSITI  
GLACIALI NELLE AREE RECENTEMENTE  
DEGLACIALIZZATE (DOPO LA PEG) DELLA VALLE DI  
RHÊMES (ITALIA)**

**ANALYSIS OF DEBRIS FLOW INITIATION HAZARD –  
APPLICATION TO GLACIAL DEBRIS IN RECENTLY  
DEGLACIATED AREAS (AFTER LIA) OF RHÊMES VALLEY  
(ITALY)**

*Relatore: Prof. Aldino Bondesan*

*Laureando: Marzotto Enrico*

ANNO ACCADEMICO 2013 / 2014

## INDICE

<b>ABSTRACT</b> .....	3
<b>INTRODUZIONE</b> .....	4
<b>INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO</b> .....	6
<b>INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	8
<b>PICCOLA ETA' GLACIALE (PEG)</b> .....	11
DEFINIZIONE .....	11
EFFETTI.....	13
CAUSE .....	16
<b>DEBRIS FLOW</b> .....	22
<b>INDICI DI INNESCO</b> .....	26
INDICE DI PENDENZA (IP) .....	27
INDICE FORMAZIONI GEOLOGICHE (IFG).....	28
INDICE STABILITA' DEI DEPOSITI (ISD) .....	29
INDICE GRANULOMETRICO (IGR).....	31
INDICE VOLUME MOBILIZZABILE (IVM).....	32
<b>AREE DEGLACIALIZZATE DELLA VALLE DI RHEMES</b> .....	35
<b>METODO DI LAVORO</b> .....	36
<b>CONCLUSIONI</b> .....	37
<b>PROSPETTIVE FUTURE</b> .....	38
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	39

## ABSTRACT

In this work I have tried to apply the Bonnest-Staub method (2001) “A methodology for the mapping and analysis of debris-flow initiation hazard – application to the Bragousse torrent (France)” to the glacial debris in recently deglaciated areas (after LIA) of Rhêmes Valley (Italy).

This valley is the result of carving by the scouring of an ancient glacier during Pleistocene. The glacier was a tributary to the Great Balteo Glacier that streamed along the main dale of Aosta Valley. Of the Rhêmes Glacier remain only fourteen minor flaps.

During the Little Ice Age these glaciers covered over the 20% of the Rhêmes Valley, now, after the current deglaciation, only the 8%.

The Little Ice Age was a period of cooling of the Northern Hemisphere that occurred from 1350 to 1850. During this period the amount of cooling was much less than Pleistocene glaciations and it wasn't a globally-synchronous event. Several causes have contributed to increase the cooling of the Nord Atlantic areas: cyclical lows in solar radiation; heightened of volcanic activity; changes in the ocean circulation; and decrease in the human population. During the XIX century the rise of the temperatures leads the glacier to reduced, marking the end of the Little Ice Age.

The retreat left behind large amount of unstable debris which could be originating a debris flow.

Debris flows are viscous flow of saturated materials at high velocity, concentrated in channels. These streams have a high concentration of solid, comparable to those of landslide and their dynamics may be considered at interface between mechanical and hydraulic flow. The triggering factor is intense rainfall or snowmelt which brings the loose material to a state of almost complete saturation. Five criteria were chosen to define the debris flow hazard: (1) slope angle; (2) nature of geological formation and hydrogeological characteristics; (3) slope erodability and instability; (4) grain size; (5) available volumes of superficial deposits present in the source area. Using ArcGis instruments and the result of GlaRiskAlp project, the five indices are determinate for each glacial deposits of the Rhêmes Valley. The global index of debris-flow initiation hazard is obtained by adding each index. The results are summarized on a specific ID card for each glacier.

## INTRODUZIONE

In questo lavoro di tesi è stato ripreso il metodo Bonnet-Staub (2001) “A methodology for the mapping and analysis of debris-flow initiation hazard – application to the Bragousse torrent (France)” per determinare la propensione alla generazione di debris-flow nei depositi glaciali di recente deglaciazione della Valle di Rhêmes.

L’attività nella presente relazione è stata possibile grazie alla collaborazione dell’Ufficio Ghiacciai e Permafrost della Fondazione Montagna Sicura di Courmayeur che ha reso disponibili i dati e gli strumenti informatici per l’elaborazione del progetto GIS.

La scelta della Valle di Rhêmes come sito di indagine è stata condizionata dal fatto che le caratterizzazioni dei depositi glaciali valdostani disponibili sono state effettuate solo nel Ghiacciaio della Tsanteleina (Valle di Rhêmes) e lungo le sponde del Lago Blu (Val d’Ayas). La Valle di Rhêmes mi è sembrata più adatta perché, facendo parte del settore nord-occidentale delle Alpi Graie, risente dei venti atlantici carichi di umidità che alimentano i bacini idrografici in destra idrografica della Dora Baltea. E’ più probabile quindi che forti precipitazioni si abbattano sulla Valle di Rhêmes piuttosto che sulla Val d’Ayas (che fa parte delle Alpi Pennine, in sinistra idrografica della Dora Baltea), dando origine più facilmente a colate di detrito.

Le ricerche sul ghiacciaio della Tsanteleina a cui fa riferimento questo lavoro sono state eseguite dai tecnici dell’Ufficio Ghiacciai in collaborazione con il Dipartimento di Ingegneria del Territorio, dell’Ambiente e delle Geotecnologie del Politecnico di Torino.

Sono notevoli i danni causati da debris flow originati dal collasso di laghi glaciali dovuti al degrado del permafost o innescati da rilascio improvviso di acqua di fusione glaciale. Lo studio di Chiarle et al. (2007), effettuato su un’area che comprende Italia, Francia e Svizzera, documenta 17 eventi di innesco di colate detritiche nelle aree di recente deglaciazione in relazione ai cambiamenti climatici in atto nell’ultimo secolo.

Attualmente non vi sono dei metodi rigorosi che consentono la determinazione esatta della probabilità di innesco di una colata detritica. Gli studi condotti in materia sono basati sulle misurazioni delle caratteristiche fisiche del bacino di formazione e del conoide, unite alle analisi statistiche.

Il seguente lavoro vuole tentare di applicare il metodo Bonnet-Staub al detrito glaciale in aree recentemente deglacializzate, operando le dovute correzioni, al

fine di saggiarne la validità. Attraverso la ricerca bibliografica, l'osservazione delle ortofoto e l'utilizzo di applicazioni GIS, sono stati individuati e calcolati tutti quei parametri che caratterizzano i depositi glaciali qui semplificati, secondo il metodo Bonnet-Staub, in cinque indici di propensione all'innescò di debris flow. L'analisi è stata svolta per ogni ghiacciaio della Valle di Rhêmes. I dati ottenuti sono stati inseriti negli appositi campi presenti all'interno della "Scheda Ghiacciaio" che riassume, per ciascun deposito proglaciale, i cinque indici di innescò.

La seguente attività fa riferimento ai documenti forniti dalla Regione Valle d'Aosta, dalla Fondazione Montagna Sicura di Courmayeur e dal Politecnico di Torino, elencati di seguito:

- Ortofoto della Valle di Rhêmes
- Carta Geologica della Valle d'Aosta
- Dati Vettoriali ArcGis (aste fluviali, poligoni ghiacciai e depositi etc...)
- DTM della Valle di Rhêmes

Tale documentazione rappresenta il punto di partenza per eventuali indagini geologiche e geomorfologiche di dettaglio. Attraverso un accurato lavoro sul campo bisognerebbe accertare:

- Il potenziale detritico rimobilizzabile individuando il materiale instabile e stimare spessore e granulometria del till. Si dovrà valutare se questo materiale è in grado di essere convogliato verso zone di accumulo analizzando il grado di connessione del reticolo di ruscellamento.
- Eventuale presenza di fattori che, nelle parti a monte dei depositi, possono comportare improvvisi rilasci d'acqua (bacini lacustri pro glaciali, anomali incrementi dei deflussi in concomitanza delle piogge, masse nivali o glaciali suscettibili a rapida fusione)
- Caratteristiche geolitologiche del bacino che produce il sedimento.

Non è stato possibile, in questo lavoro di tesi, effettuare questo tipo di indagini sul campo.

## 1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

La Valle di Rhêmes è una valle laterale della Valle d'Aosta, situata in destra orografica della Dora Baltea, tra la Valsavarenche (ad est) e la Valgrisenche (ad ovest). Il complesso montuoso della Valle di Rhêmes (la Catena Grande Sassiè-Tsanteleina) appartiene al settore delle Alpi Nord-Occidentali, nella sezione delle Alpi Graie (Figura 1). Essa prende il nome dalle due montagne più significative: l'Aiguille de la Grande Sassiè e la Tsanteleina.

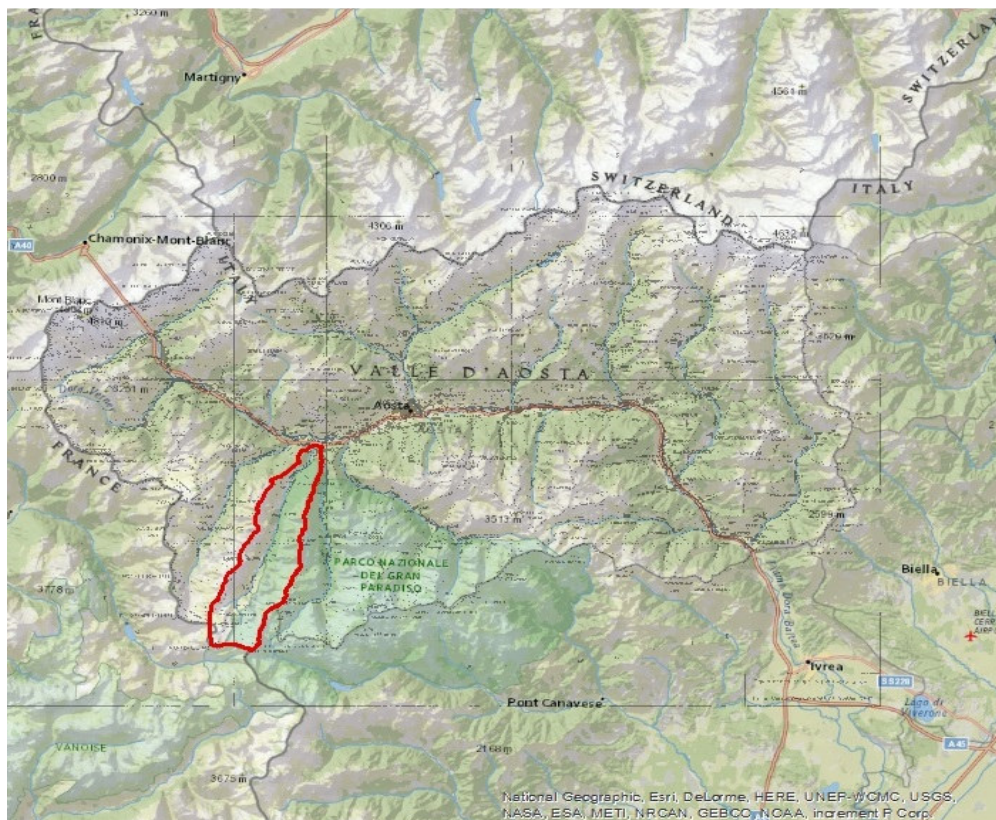


Figura 1. Localizzazione della Valle di Rhêmes (in rosso)

L'impianto orografico della Valle d'Aosta è il risultato dell'erosione della topografia ad opera del Ghiacciaio Balteo che percorreva la valle principale (dal Monte Bianco a Ivrea) fino a 20.000 anni fa (Last Glacial Maximum). Dalle datazioni effettuate sull'Anfiteatro Morenico di Ivrea (AMI) si desume che negli ultimi 800.000 anni (Pleistocene Inferiore) si sono instaurati diversi cicli glaciali (in base a studi in corso ancora inediti, nell'AMI se ne possono documentare sette) durante i quali i ghiacciai vallivi provenienti dai principali gruppi montuosi confluivano in un'unica lingua glaciale: il Ghiacciaio Balteo. Esso quindi era un ghiacciaio polisintetico, ovvero costituito dalla confluenza di più lingue glaciali.

La Valle di Rhêmes è una valle tributaria che in passato alimentava il Ghiacciaio Balteo. Del ghiacciaio che un tempo si immetteva nella valle principale ora rimangono soltanto 14 lembi principali (Figura 2):

- Ghiacciaio di Pertcha Meyes
- Ghiacciaio di Entrelor
- Ghiacciaio di Vaudeletta
- Ghiacciaio di Fond
- Ghiacciaio di Lavassey
- Ghiacciaio di Grand Vaudala
- Ghiacciaio di Goletta
- Ghiacciaio di Traversiere
- Ghiacciaio di Truc Blanc
- Ghiacciaio di Pellaud
- Ghiacciaio di Torrent
- Ghiacciaio di Soches Tsanteleina
- Ghiacciaio di Fos
- Ghiacciaio di Aouille

Due lembi erano presenti durante la Piccola Era Glaciale, ma si sono scomparsi negli ultimi 150 anni: il Ghiacciaio di Punta Bianca della Biola e il Ghiacciaio Senza Nome.

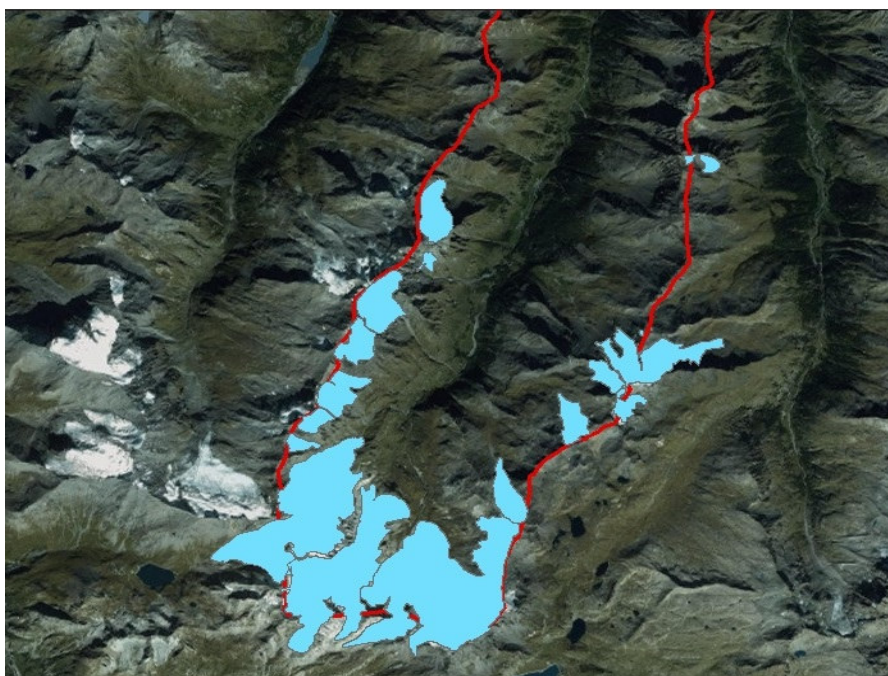


Figura 2. I 14 ghiacciai principali della Val di Rhemes (in azzurro) all'interno del bacino della Dora di Rhemes (in rosso)

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il solco principale della regione Valle D'Aosta attraversa le Alpi da nord-ovest a sud-est esponendo i principali elementi che costituiscono l'appilamento della catena a falde: gli antichi margini continentali europeo e africano, con interposte le sequenze ofiolitiche dell'Oceano Ligure-Piemontese che li divideva.

Le Alpi sono costituite da una successione di domini strutturali che, partendo dall'arco interno (SE) verso quello esterno (NW), si possono suddividere in:

- Dominio Sudalpino (Alpi Meridionali)
- Dominio Austroalpino
- Dominio Pennidico
- Dominio Elvetico-Ultraelvetico

Il Lineamento Periadriatico separa le Alpi Meridionali (a vergenza africana), dalla Catena Europa-vergente, costituita dai Domini Austroalpino, Pennidico, Elvetico-Ultraelvetico.

In Valle D'Aosta, procedendo da nord-ovest verso sud-est (Figura 3), si incontrano in successione:

1. Il Dominio Elvetico-Ultraelvetico che corrisponde al basamento dell'antico margine europeo. Esso affiora in corrispondenza dei massicci cristallini (granitoidi) del Gruppo del Monte Bianco.
2. Il Dominio Pennidico costituito dal basamento cristallino europeo (graniti, gneiss e scisti), dalle sequenze ofiolitiche dell'Oceano Ligure-Piemontese e dalle sequenze sedimentarie e vulcano-sedimentarie depositate sopra ai basamenti durante il Cretaceo-Eocene (calcescisti a pietre verdi). Affiorano nel tratto mediano della Valle: nella fascia Gran San Bernardo-Ruitor e Monte Rosa-Gran Paradiso.
3. Il Dominio Austroalpino costituito da parascisti polimetamorfici (impronta varisica e alpina) e corpi intrusivi, acidi e basici, tardo-paleozoici. Affiora nel tratto basso della Valle D'Aosta nella Zona Sesia-Lanzo e nel sistema della Dent Blanche.

I massicci della Valle di Rhêmes appartengono al Dominio Pennidico. Le litologie che si riscontrano sono:

- Carbonati (calcari e dolomie) delle sequenze sedimentarie come il massiccio calcareo della Granta Parey.



- Calcescisti e metaconglomerati delle coperture sedimentarie e vulcano-sedimentarie.
- Paragneiss, quarziti, metagranitoidi e micascisti appartenenti al basamento cristallino europeo.
- Serpentiniti, metagabbri e metabasalti della sequenza ofiolitica dell'Oceano Ligure-Piemontese

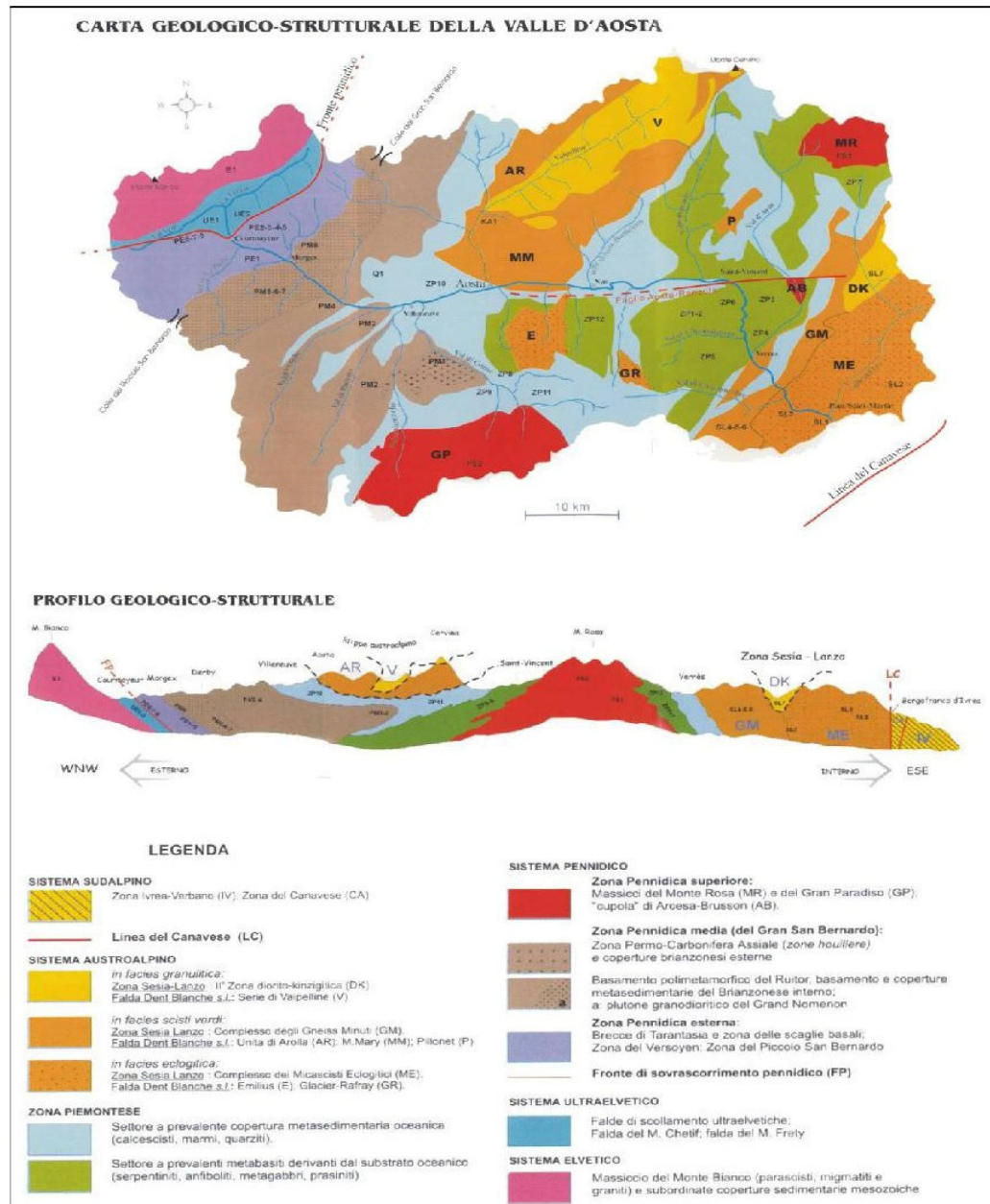


Figura 3. Carta geologica-strutturale della Valle D'Aosta - Bonetto & Gianotti - 1998

### 3. PICCOLA ETA' GLACIALE (PEG)

#### 3.1. DEFINIZIONE

In tutta Europa, negli ultimi 4000 anni, si sono verificate diverse pulsazioni di avanzata e ritiro dei ghiacciai montani. Pur essendo fenomeni più limitati e meno estesi rispetto all'avanzamento dei ghiacciai pleistocenici, lo stazionamento delle lingue glaciali in espansione ha lasciato diverse testimonianze sotto forma di complessi di depositi glaciali e morene terminali che caratterizzano tutt'ora i fondovalle e i versanti. Questo lasso di tempo caratterizzato da frequenti fluttuazioni climatiche viene chiamato Periodo Neoglaciale (Tardo Olocene).

Il termine Piccola Età Glaciale indica il recente periodo di raffreddamento della regione del nord Atlantico e la conseguente avanzata dei ghiacciai. Esso ha inizio subito dopo l'optimum climatico medievale, detto anche Periodo Caldo Medievale (PCM, in inglese Medieval Warm Period, MWP), durante il quale l'inusuale clima caldo permise l'insediamento dei vichinghi in Groenlandia e la costruzione di villaggi, fattorie e pascoli nelle valli alpine ad altitudini precedentemente occupate dai ghiacciai. L'Abbé Joseph-Marie Henry (1870-1947), naturalista e ricercatore di testimonianze storiche, rilevò che i documenti risalenti all'età feudale (IX-XV sec) attestavano la posizione dei ghiacciai valdostani soltanto a quote altissime, tanto da permettere alle carovane mercantili di attraversare valichi che oggi sono permanentemente glacializzati: ad esempio il Col del Gigante (3354 m.s.l.m.) che divide in due il massiccio del Monte Bianco (Figura 4). A metà del XVI secolo sopraggiunge una fase di pessimum climatico in cui la temperatura si abbassò e aumentarono le precipitazioni facendo abbassare il limite delle nevi perenni. Questo periodo di raffreddamento terminò con la rapida ritirata dei ghiacciai iniziata nel XIX secolo (ufficialmente 1850).

Figura 4. Col del Gigante attualmente



Contrariamente alle glaciazioni pleistoceniche che furono caratterizzate, a livello planetario, da sostanziali diminuzioni di temperatura (2-3°C in meno rispetto ai livelli attuali) e da un significativo aumento del ghiaccio continentale, durante la PEG il raffreddamento fu di entità minore (0,6°C in meno rispetto alle temperature odierne) e al di fuori della regioni nord atlantiche si fece meno evidente.

Esistono evidenze geomorfologiche, come la posizione delle morene e del till glaciale, che indicano come molte altre regioni fuori dall'Europa (Alaska, Nuova Zelanda e Patagonia) mostrino un periodo di raffreddamento caratterizzato dall'espansione dei ghiacciai montani e da alterazioni climatiche significative. Tuttavia le tempistiche e la natura di queste fluttuazioni variano molto di regione in regione, suggerendo la possibilità che si tratti di variazioni climatiche regionali indipendenti. Di conseguenza la notazione PEG non può essere usata per riferirsi ad un evento globale sincrono.

A causa del complesso bilanciamento accumulo-fusione dei ghiacci e dall'influenza della conformazione topografica di un determinato bacino è difficile accertare l'effettivo cambiamento climatico solamente dalle prove di ritiro dei ghiacciai. Oltretutto l'inerzia dei grandi ghiacciai impone che la loro risposta ad ogni variazione climatica coeva sia relativamente lenta, con un ritardo di decenni o secoli. L'avanzata di un ghiacciaio è conseguenza dell'accumulo di neve, frutto di diversi anni di inverni lunghi e rigidi ed estati brevi e fresche, alimentati da precipitazioni abbondanti. Un clima freddo, infatti, non è sufficiente a generare ghiacciai e perciò entra in gioco il fattore umidità. Le Alpi costituiscono un enorme barriera orografica che ha un peso notevole sulle precipitazioni: le masse d'aria umide tendono a scaricare l'acqua sui versanti che incontrano e giungono nei versanti meno esposti come aria secca. E' molto difficile che si determinino nevicate generalizzate su tutte le Alpi, tali da generare grandi ghiacciai dappertutto nello stesso tempo. Ogni vallata ha le sue avanzate e i suoi ritiri dei ghiacciai ed esse non sono contemporanee. I recenti studi sulla cartografia delle forme di erosione e deposito glaciale delle Alpi Occidentali hanno dimostrato che non è possibile determinare il numero di pulsazioni (si fa riferimento alle glaciazioni Pleistoceniche) attraverso l'applicazione dei criteri morfologici e cronologici sviluppati da Penck e Brückner negli anfiteatri morenici delle Prealpi Bavaresi. Le moderne posizioni del glacialismo valdostano considerano che ogni bacino glaciale abbia avuto una storia evolutiva diversa dagli altri, ricostruibile attraverso dati geochimico-isotopici, paleo-magnetici e paleo-stratigrafici ottenuti dall'analisi del till dei depositi morenici.

Se stabilire la sincronia di una glaciazione pleistocenica è molto complicato, determinare le tempistiche delle variazioni climatiche dei secoli scorsi lo è molto di più: l'indipendenza climatica di ciascuna regione rende necessario reperire ulteriori informazioni da confrontare con quelle fornite dai ghiacciai e i loro depositi.

Diversi dati possono essere forniti dalle misure di densità e crescita degli anelli degli alberi.

Sebbene queste misure indirette di cambiamento climatico varino considerevolmente per effetti stagionali e talvolta non strettamente collegati al clima, rendendole inaffidabili come indicatrici di fluttuazioni termiche a lungo termine, sono essenziali per documentare i modelli climatici dei secoli passati. Altro strumento, fondamentale per ricostruire l'andamento delle temperature durante la PEG, sono le misurazioni termometriche e le descrizioni climatiche riportate nei documenti storici affidabili. Tuttavia questi dati raramente sono disponibili al di fuori dell'Europa e le colonie in Nord America.

Un esempio della grande variabilità regionale della PEG ci viene proprio da questi resoconti storici: il XVII secolo, in Europa, fu il più freddo, ma non fu particolarmente gelido in Nord America. Al contrario nel XIX secolo, mentre l'Europa si stava riprendendo dalla PEG, in Nord America le temperature si abbassarono notevolmente. Queste sono confermate dalle ricostruzioni delle temperature estive dagli anelli degli alberi: si può vedere la depressione delle temperature nella regione "Inghilterra Centrale" di circa 0,4°C nel periodo 1500-1800 e più di 0,6°C nel XVII secolo.

### 3.2. EFFETTI

E' difficile determinare il momento esatto in cui questa fase climatica fredda ha avuto inizio.

Nel XIII secolo la banchisa del polo nord cominciò ad propagarsi verso sud. L'espansione del ghiaccio marino nel nord Atlantico e l'avanzata dei ghiacciai creò problemi agli insediamenti scandinavi in Groenlandia ed Islanda, costringendo la popolazione ad abbandonarli.

Nelle Alpi diversi villaggi e pascoli vennero distrutti e resi inutilizzabili dall'avanzamento dei ghiacciai: lo documentano Jean-Baptiste de Tillier, autore dell'*Histoire de la Vallée d'Aoste* (scritta tra il 1721 e il 1740) e Philibert-Amédée Arnold, membro del Conseil des Commis del ducato di Aosta che, attorno al 1690, venne incaricato dal Re di Savoia di redigere una valutazione dell'accessibilità dei valichi valdostani, trovandone molti impraticabili (fra cui il Colle del Gigante, ormai coperto dal Ghiacciaio del

Gigante).

Umberto Monterin (membro fondatore del Comitato Glaciologico Italiano) commenta in un suo lavoro del 1937: “La seconda metà del secolo XVI segnò l’inizio di quel grande sviluppo glaciale che caratterizzò il periodo posto fra il 1550 e il 1860; essa fu veramente la prima grande invasione glaciale che la storia ricordi”.

In Gran Bretagna e nei Paesi Bassi i fiumi cominciarono a gelare d’inverno, permettendo di tenere fiere sullo spesso strato di ghiaccio che si formava (Figura 5).



Figura 5. Il Tamigi Ghiacciato - Abraham Hondius - 1677

D’inverno congelava anche la Great Belt, lo stretto tra Svezia e Zelanda (l’isola maggiore della Danimarca). Nel 1658, durante la Seconda Guerra del Nord, le truppe svedesi attraversarono la Great Belt ghiacciata e riuscirono ad invadere la Zelanda, assestando un duro colpo all’esercito danese (Figura 6).



Figura 6. The crossing of the Great Belt - Johan Philip Lemke - 1694-95

In questo periodo le estati erano più corte e fredde, quindi meno affidabili per la coltivazione. Il clima rigido determinò l'abbandono di colture fino a prima praticate nelle regioni più settentrionali dell'Europa, come la viticoltura. Durante la PEG furono diverse le carestie dovute al susseguirsi di inverni rigidi ed estati tempestose che decimarono la popolazione europea: la carestia del 1696-97 ridusse di quasi un terzo gli abitanti della Finlandia.

In Valle d'Aosta i ghiacciai raggiunsero le massime dimensioni lineari attorno al 1820 lasciando come testimonianza archi morenici nelle regioni frontali. Al culmine della massima espansione del XIX secolo la copertura glaciale raggiunse un'ampiezza di oltre 320 km<sup>2</sup> sui 3263 km<sup>2</sup> che costituiscono la superficie della Valle d'Aosta: circa il 10% del territorio regionale (dati forniti dalle recenti valutazioni effettuate dei tecnici dell'Assessorato del Territorio, Ambiente e Opere Pubbliche della Regione Autonoma Valle d'Aosta). Dal 1869 si instaurò un clima caldo che segnò il termine definitivo della Piccola Età Glaciale.

Durante gli ultimi 150 anni si sono verificate fasi alterne di contrazione e di espansione dei ghiacciai, ma ogni ritiro era più accentuato del precedente riducendo progressivamente l'estensione degli apparati glaciali (Figura 7). Nel 1882 l'Istituto Geografico Militare eseguì il primo rilevamento topografico in Valle d'Aosta nel quale risultava una copertura glaciale di 237 km<sup>2</sup>. Nel Catasto Ghiacciai compilato dal Comitato Glaciologico Italiano nell'anno geofisico 1957-58 i ghiacciai occupavano una superficie di 186 km<sup>2</sup>, mentre i dati del Catasto Ghiacciai compilato nel 1999 indicano una superficie glacializzata di 157 km<sup>2</sup>: circa il 5% della regione.



Figura 7. Ghiacciaio di Pré-de-Bard al culmine della sua espansione storica (a sinistra) e lo stesso ghiacciaio durante la contrazione attuale (a destra)

### 3.3. CAUSE

Diverse cause hanno concorso ad instaurare un clima relativamente più freddo rispetto ai livelli attuali e a quelli medievali, durante i secoli che vanno dal XIV al XIX.

#### **Diminuzione dell'Attività Solare (Minimo di Maunder):**

Nel periodo compreso tra il 1645-1715 le macchie solari rilevate e catalogate furono pochissime. Il numero di macchie solari è correlato con l'intensità della radiazione solare trasmessa al nostro pianeta e, di conseguenza, con la temperatura terrestre. La loro osservazione cominciò dopo il 1610, anno in cui Galileo mostrò le sue scoperte con il telescopio agli astronomi di Roma. Dai dati risulta come la tendenza sia quella di un numero in aumento, con un picco registrato negli ultimi 50 anni (Figura 8). La correlazione fra macchie solari ed effetti sul clima fu studiata dai ricercatori danesi E. Friis-Christensen e K.Lassen nel lavoro "Length of the Solar Cycle: An Indicator of Solar Activity Closely Associated with Climate" del 1991. Tali teorie sono tutt'ora al vaglio e oggetto di dibattito dalla Comunità Scientifica.

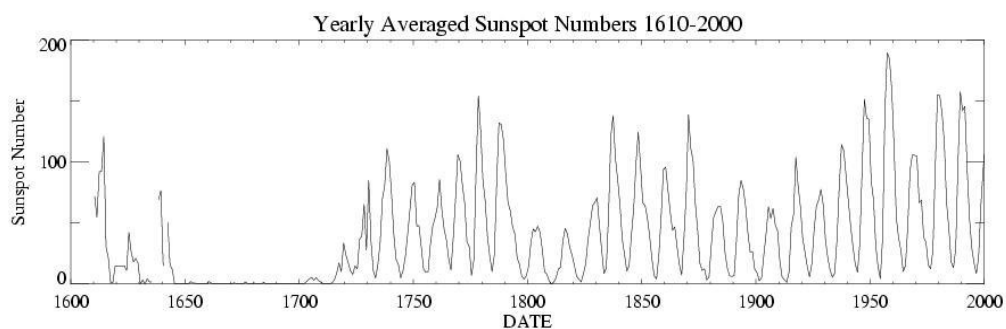


Figura 8. Minimo di Maunder - il grafico riporta il numero di macchie solari negli ultimi 400 anni

#### **Cicli di Milankovitch:**

L'interazione gravitazionale tra la Terra e gli altri corpi celesti del sistema solare (Sole, Luna e pianeti), determina delle variazioni periodiche nei movimenti terrestri causando cambiamenti climatici. Le variazioni dell'eccentricità dell'orbita, dell'inclinazione e della precessione dell'asse di rotazione alterano l'apporto energetico (intensità ed incidenza) dei raggi solari sul nostro pianeta, condizionandone la temperatura superficiale.

- Variazione dell'Eccentricità dell'Orbita (400.000 – 100.000 anni)  
L'orbita terrestre è un'ellisse, in cui il Sole occupa uno dei due fuochi. Ne consegue che, durante il moto di rivoluzione, ci sarà un punto in

cui la Terra si troverà alla minima distanza dal Sole, detto perielio, e un punto in cui si troverà alla massima distanza, detto afelio. Se la Terra fosse l'unico pianeta del Sistema Solare l'eccentricità, definita come la sua deviazione da un'orbita circolare (orbita circolare  $e = 0$ ; orbita ellittica  $0 < e < 1$ ), non varierebbe. Tuttavia, a causa dell'interazione gravitazionale di due corpi massicci come Giove e Saturno, l'eccentricità non è costante: si passa da un'orbita quasi circolare ( $e = 0,005$ ) a un'orbita discretamente ellittica (massima  $e = 0,058$ ). Le massime fluttuazioni dall'orbita circolare si hanno ogni 400.000 anni circa (eccentricità lunga), mentre le minime variazioni si ripetono approssimativamente ogni 100.000 anni (eccentricità corta). Attualmente il valore è 0,017 che comporta una differenza della distanza Terra-Sole che si ha al perielio e all'afelio di circa 5,1 milioni di chilometri. Al perielio, la quantità di radiazione solare che raggiunge la Terra è circa il 7% maggiore di quella che arriva all'afelio. Nell'emisfero boreale, la Terra passa per il perielio durante l'inverno (3 gennaio) mentre attraversa l'afelio in estate (4 luglio). Aumentando l'eccentricità aumentano le differenze di irraggiamento tra perielio e afelio (fino al 23% per  $e = 0,058$ ), aumentando così le differenze stagionali. La lunghezza delle stagioni è proporzionale alle aree dei quadranti stagionali: per la Terza Legge di Keplero, la Terra avvicinandosi al Sole accelera il suo moto, mentre allontanandosi rallenta. Quindi, quando si ha la massima eccentricità, le stagioni che si hanno sul lato dell'orbita più vicino al Sole (nel nostro emisfero l'autunno e l'inverno) possono risultare sensibilmente più corte di quelle che si hanno sul lato più distante dell'orbita attorno al Sole.

➤ **Inclinazione dell'Asse di Rotazione (41.000 anni)**

L'asse di rotazione terrestre, è inclinato rispetto alla perpendicolare del piano dell'orbita. Questa caratteristica è fondamentale per il clima sulla Terra, in quanto permette la presenza delle stagioni durante l'anno. L'effetto combinato delle rivoluzioni e dell'inclinazione dell'asse (che si mantiene sempre nella stessa direzione durante l'anno) determina una maggiore esposizione ai raggi solari dell'emisfero inclinato verso il Sole. Quando un emisfero è più esposto ha giorni più lunghi e notti più brevi, inoltre l'angolazione con cui i raggi colpiscono la superficie è più diretta (più intensa), si parla quindi di estate. Mentre quando un emisfero è meno esposto, i raggi solari sono più inclinati rispetto alla verticale (meno intensi) e le notti sono più lunghe, si parla quindi di inverno.



L'inclinazione assiale varia da  $21,5^\circ$  a  $24,5^\circ$  con una periodicità di 41.000 anni (attualmente è  $23,5^\circ$ ). All'aumentare dell'obliquità, aumenta la differenza di insolazione stagionale: il flusso di calore aumenta in estate, mentre diminuisce in inverno. Quando l'inclinazione diminuisce le estati sono fresche e gli inverni più miti. Queste condizioni meno estremizzate fra estate-inverno sono le più favorevoli per l'espansione dei ghiacciai: con estati meno calde fonde meno ghiaccio e con inverni più tiepidi aumentano le precipitazioni che in alta montagna generano neve.

➤ Precessione degli Equinozi (26.000 anni)

Consiste nella variazione lenta e continua dell'orientamento dell'asse di rotazione terrestre. La precessione è un fenomeno che si può apprezzare quando una trottola sta per esaurire il suo moto: l'asse di rotazione comincia a ondeggiare attorno all'asse verticale, perpendicolare al pavimento, descrivendo un cono.

E' causata da due fattori: la forma non perfettamente sferica della Terra (rigonfia all'equatore e schiacciata ai poli) e le forze gravitazionali luni-solari che, agendo sul rigonfiamento equatoriale, tendono ad allineare l'asse terrestre con la perpendicolare al piano dell'eclittica (piano orbitale). Se la Terra fosse perfettamente sferica nessun corpo celeste potrebbe esercitare una coppia di forze gravitazionali su di essa. Tuttavia, a causa della sua forma, la Luna e il Sole producono una coppia gravitazionale che tende a raddrizzare la Terra: ossia far coincidere il piano equatoriale con il piano dell'eclittica.

Il moto di precessione compie un giro completo (la circonferenza descritta dall'asse di rotazione) ogni 26.000 anni circa.

Come effetti si riscontra:

La variazione della posizione delle stelle sulla sfera celeste e conseguentemente dei poli celesti: la Stella Polare, fra qualche millennio, non sarà più il polo nord celeste.

Lo spostamento della linea degli equinozi, ovvero la linea che congiunge i due punti orbitali in cui si verificano i due equinozi.

La linea degli equinozi si sposta girando in senso orario e compiendo un giro completo in circa 26.000 anni, determinando l'arrivo della primavera e dell'autunno ogni anno con un leggero anticipo rispetto all'anno precedente. Ogni 13.000 anni l'equinozio d'autunno avviene dalla parte opposta dell'orbita terrestre (ciò vale anche per l'equinozio di primavera e i due solstizi, Figura 9).

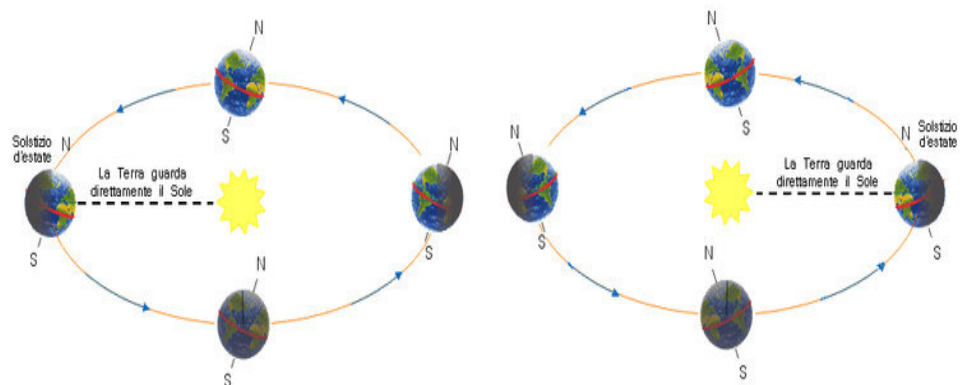


Figura 9. Ogni 13.000 anni il solstizio d'estate avviene dalla parte opposta dell'orbita terrestre

Secondo Milankovitch, la combinazione di questi 3 effetti ha causato il ripetersi, ogni 100.000 anni, di glaciazioni durante il Quaternario.

#### **Aumento dell'attività vulcanica:**

Durante la Piccola Età Glaciale si registrarono molte delle eruzioni più violente della storia documentata (Figura 10). Le eruzioni vulcaniche producono enormi volumi di ceneri che, una volta raggiunte le porzioni più alte dell'atmosfera, schermano e riflettono la radiazione solare riducendo l'insolazione e causando il raffreddamento della superficie.

Ad esempio l'eruzione del 1783 del vulcano Laki (Islanda) produsse enormi nubi di acido solforico e fluoro che uccisero il 50% del bestiame dell'isola causando una carestia che sterminò la popolazione islandese. Quando i gas, sospinti dai venti, raggiunsero il continente europeo provocarono intense anomalie meteorologiche che si fecero sentire anche negli anni successivi all'eruzione: estati torride caratterizzate da frequenti tempeste e inverni rigidissimi con abbondanti neviccate che, con il disgelo, causavano disastrose alluvioni. Questa successione di anni con condizioni meteorologiche avverse contribuì ad espandere la povertà e la carestia. Secondo alcuni storici tale situazione economico sociale fu uno dei fattori scatenanti della Rivoluzione Francese nel 1789.

Nel 1815 l'eruzione del Tambora (Indonesia) ricoprì per anni l'atmosfera di ceneri: circa 150 miliardi di metri cubi di cenere e gas furono proiettati in aria in seguito all'esplosione. L'anno seguente, il 1816, è conosciuto come l'anno senza estate nel quale neve e gelo furono segnalati in giugno e luglio in Nuova Inghilterra (nord America) e nord Europa.

All'eruzione del Tambora si aggiungono il Billy Mitchell (Papua Nuova Guinea) nel 1580, l'Huaynaputina (Perù) nel 1600, il Mount Parker (Filippine) nel 1641, il Long Island (Papua Nuova Guinea) nel 1660, il Mayon (Filippine)

nel 1811 e il Soufrière (Caraibi) nel 1812. Tutte queste eruzioni immisero enormi quantitativi di cenere e polveri nell'atmosfera provocando un raffreddamento della superficie terrestre.

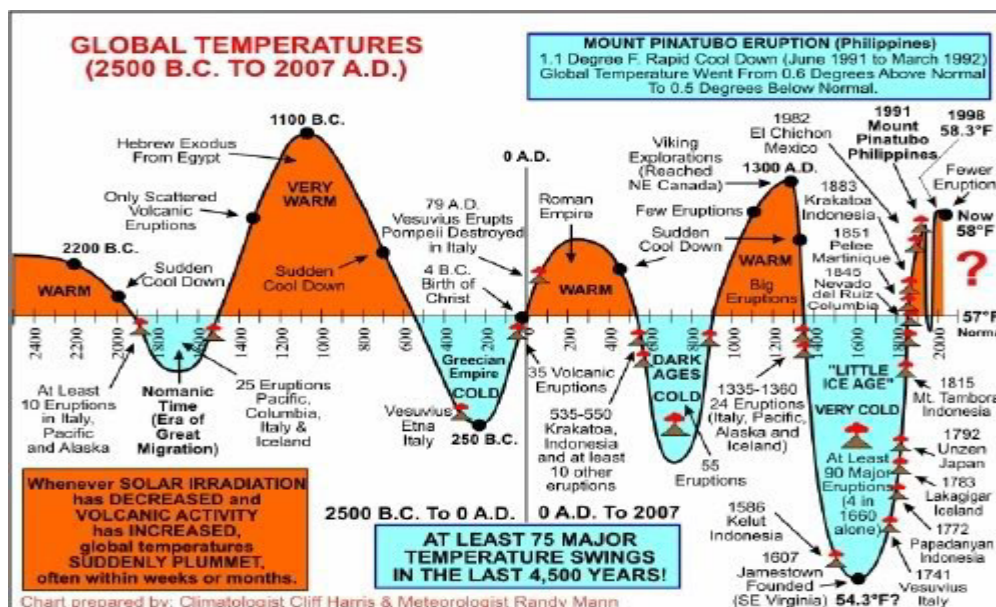


Figura 10. Distribuzione delle grandi eruzioni nella storia recente

### Rallentamento della Circolazione Termoalina:

La Circolazione Termoalina è una componente della circolazione globale oceanica causata dalle variazioni di densità delle masse d'acqua (Figura 11). La densità è funzione della temperatura e della salinità dell'acqua. Acque fredde e salate sono più dense e sprofondano fino a raggiungere il fondale, le acque più calde e dolci risalgono in superficie. L'effetto combinato del raffreddamento della zona polare e del riscaldamento di quella equatoriale, provoca un flusso di acqua profonda diretto verso sud. Durante il Periodo Caldo Medievale l'aumento di temperatura causò lo scioglimento dei ghiacciai determinando l'immissione di una gran quantitativo di acqua dolce e fredda nell'Atlantico settentrionale. Lo squilibrio originato dalla fusione dei ghiacci continentali ha avuto ripercussioni sulla Corrente del Golfo che è fondamentale per mantenere il clima temperato delle regioni dell'Atlantico settentrionale.



Figura 11. Circolazione Termoalina

### Fattore Antropico:

Un'altro fattore che può avere contribuito a innescare la Piccola Era Glaciale può essere il rimboschimento delle aree coltivate durante il Medioevo. La Peste Nera che imperversò su tutta Europa tra il 1347 e il 1353 sterminò più di un terzo della popolazione dell'intero continente. Il crollo demografico comportò l'abbandono di intere aree agricole, che vennero poco a poco ricoperte dai boschi in avanzata. Lo stoccaggio di una grande quantità di CO<sub>2</sub> da parte della vegetazione diminuì l'effetto serra, raffreddando la superficie terrestre (Figura 12).

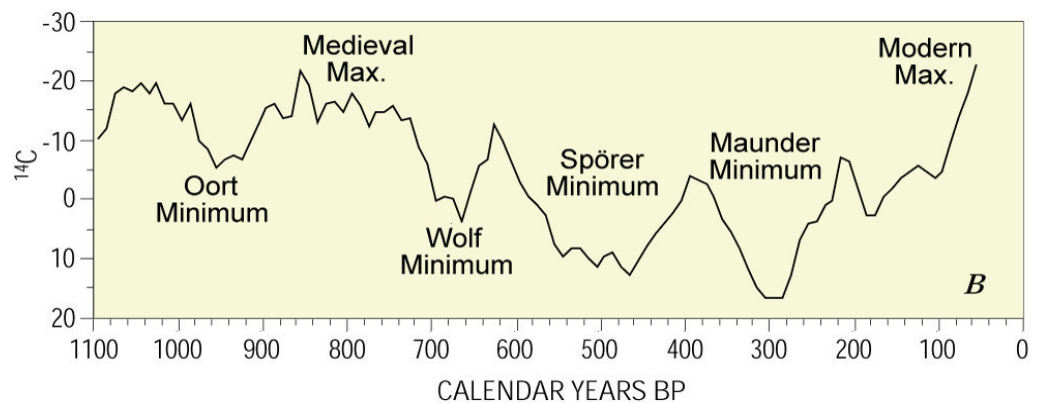


Figura 12. Variazione del Carbonio-14 atmosferico negli ultimi 1100 anni (scala inversa)

## 4. DEBRIS FLOW

Le Colate Detritiche o Lave Torrentizie (Debris Flow in inglese) sono un particolare tipo di processo naturale, caratterizzato da forti e improvvise scariche di acqua mista a sedimento grossolano che formano una miscela satura non plastica di detrito. In questi movimenti di versante non vi è un trasporto di cernita (dove il sedimento subisce una selezione granulometrica), ma un trasporto di massa dove il detrito fine e grossolano si muove indistintamente per l'azione lubrificante dell'acqua. Il trasporto di massa è un fenomeno di transizione tra i processi di dilavamento e i processi franosi veri e propri. I debris flow, essendo movimenti di origine gravitazionale, avvengono in presenza di acclività accentuate e, pertanto, sono fenomeni tipici dei torrenti e dei depositi instabili nelle regioni di alta montagna. Tre sono le condizioni necessarie affinché si generi un debris flow:

1. Sedimento sciolto mobilizzabile, ovvero con coesione bassa o nulla con il substrato sottostante (Bovis e Jakob 1999).
2. Acqua in quantità sufficiente da formare un fluido viscoso con una concentrazione in fase solida compresa tra 20% e 70% in volume (Hungry et al., 1984).
3. Pendenza tale da superare la soglia critica della portata del flusso detritico.

Questi aspetti riguardano vari parametri: topografici, idrogeologici, idrologici, geologici e geomorfologici. La combinazione di questi fattori definisce la capacità di una regione di produrre Debris Flow.

Il fenomeno si verifica quando, a seguito di precipitazioni molto intense o a rapida fusione di masse glaciali e nivali, vengono mobilizzati grandi quantità di detriti sciolti, già presenti nelle aree di innesco perché prodotti dai processi di alterazione e disgregazione del substrato roccioso. Una volta innescata la colata il flusso, dotato di grande energia, si propaga verso valle incanalandosi in fossi torrentizi. Caratteristica chiave di un debris flow è la presenza di un canale, o di un'incisione topografica, che mantiene confinato il flusso nella fase di trasporto. Il confinamento è importante perché il canale convoglia l'acqua di deflusso superficiale e aumenta il contenuto idrico della miscela detritica rendendola satura.

Le condizioni di propagazione (velocità, dispersione areale, incanalamento lineare) e deposizione sono governati dai valori di pendenza del versante, dalla rugosità (attrito) della superficie di slittamento lungo il canale, dalle caratteristiche reologiche del flusso e dalla concentrazione solida volumetrica. La concentrazione solida volumetrica ( $C_{s-v}$ ) è la porzione di sedimento contenuta nel

fluido: quindi il rapporto fra il volume di sedimento solido trasportato ( $V_s$ ) e il volume totale della miscela acqua-detrito ( $V_s+V_l$ )

$$C_{s-v} = \frac{V_s}{V_{tot}} = \frac{V_s}{V_s+V_l}$$

Non esiste in letteratura una definizione univoca di colata, ma si può affermare che con una concentrazione solida volumetrica inferiore al 20% si parla di trasporto di fondo, mentre con una  $C_{s-v}$  compresa tra 20 e 70% si possono considerare colate. Nell'intervallo tra il 20 e il 40% il comportamento reologico è determinato dalla granulometria del sedimento, in quanto funzione della viscosità della miscela acqua-detrito. Una concentrazione solida volumetrica inferiore al 20% determina un comportamento Newtoniano (simile a quello dell'acqua pulita) del flusso; mentre fra il 20 e il 40%, a parità di  $C_{s-v}$ , possiamo avere comportamenti reologici differenti: una prevalenza di sedimenti fini e coesivi (limi e argille) determinano una colata lenta, se prevale il sedimento grossolano il flusso è più rapido. Con  $C_{s-v}$  maggiore del 40% la viscosità della colata è diversi ordini di grandezza maggiore a quella dell'acqua e le velocità sono nettamente inferiori rispetto alle colate meno concentrate (Figura 13).

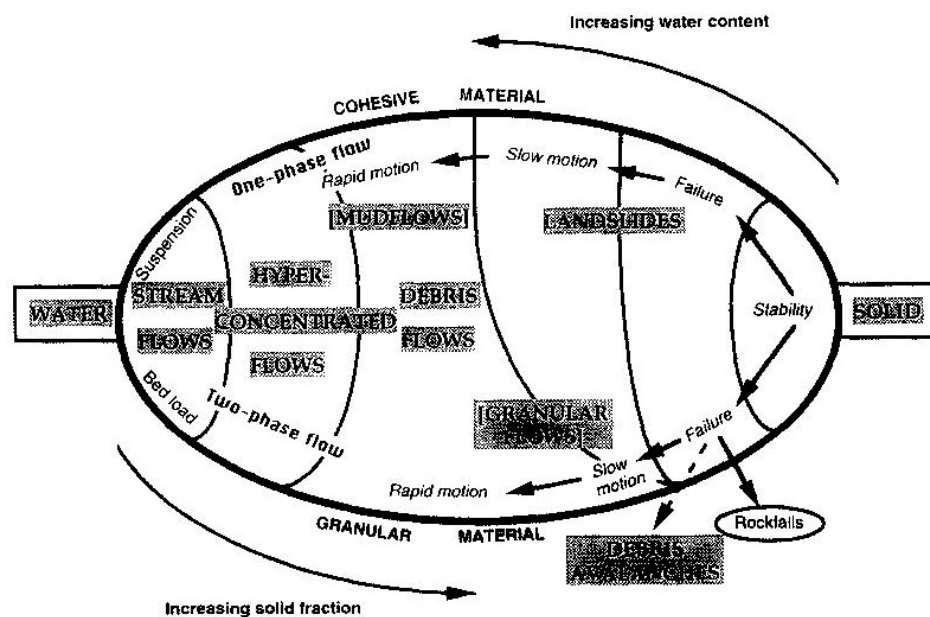


Figura 13. Classificazione dei movimenti di massa di versante in funzione della frazione di materiale solido e dal tipo di materiale (coesivo/granulare) (Cousot, Meunier, 1996)

Schatzmann (2005), ai fini della modellazione reologica, divide le colate detritiche in 3 gruppi:

- Colate Granulari: flussi in cui l'attrito tra le particelle di detrito e le collisioni sono la principale fonte di dissipazione energetica durante il moto e l'arresto della colata.
- Colate Viscose: flussi caratterizzati da  $C_{s-v}$  elevata e alto contenuto percentuale di materiale fine (limo e argilla). Il flusso appare monofasico e viscoso; durante il moto il regime laminare domina su quello turbolento.
- Colate di Fango: caratterizzate da una fase fangosa, costituita da acqua e sedimento fine, e una fase solida, composta dalla frazione granulare del detrito. La miscela che si genera è costituita da detrito saturo, con comportamento plastico. L'elevata presenza di materiale fine modifica la reologia della colata in quanto l'argilla, trattenendo l'acqua all'interno della miscela, permette la mobilitazione del sedimento per distanze maggiori.

Bovis e Jakob (1999) distinguono le colate in base ai processi che regolano l'apporto detritico dai versanti alla rete idrografica. In base a questa distinzione esistono due tipi di debris flow:

- Colata detritica a bacino di alimentazione limitato  
La quantità di detrito mobilizzabile è inferiore alla capacità di trasporto della scarica d'acqua che innesca la colata. Ad esempio una frana che ostruisce un torrente: una volta che si genera un debris flow il fluido prende in carico tutto il materiale; perché avvenga di nuovo una colata il sedimento deve tornare ad occupare il torrente.
- Colata detritica a bacino di alimentazione illimitato  
la quantità di detrito mobilizzabile è maggiore alla capacità di trasporto della scarica d'acqua che innesca la colata. Di conseguenza l'area di probabile innesco deve avere un grande volume di materiale mobilizzabile e ricarica annua.

Consideriamo un deposito glaciale come un bacino di alimentazione illimitato: enormi volumi di detrito sciolto, ricaricati continuamente da processi di crioclastismo e dall'esarazione glaciale.

La portata innescante il debris flow si alimenta del materiale detritico destabilizzato del pendio e dall'ulteriore portata liquida infiltratasi nel pendio, stesso derivata dalla precipitazione. Nella sezione trasversale di un debris flow si osserva spesso la presenza di argini laterali. Questi si formano comunemente quando la colata detritica esce dal suo confinamento laterale. Dagli argini si disperde più facilmente l'acqua della colata, causandone il progressivo arresto una volta esaurita. Al termine della loro corsa le colate depositano al piede del versante lingue allungate caratterizzate da lobi digitati. Più colate sovrapposte

generano un conoide da debris flow, simile a un normale conoide di deiezione. (Figura14)

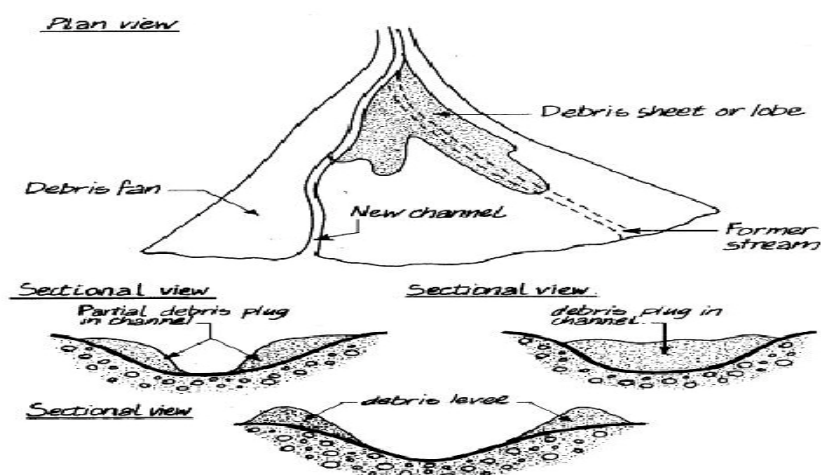


Figura 14. Forme deposizionali di debris flow canalizzati (Van Dine, 1996)

Sul terreno è possibile distinguere i depositi di colata da quelli da corrente, tramite diversi criteri sedimentari:

- I depositi appaiono eterogenei e grossolani, con fango e particelle fini che riempiono i vuoti intergranulari, privi di organizzazione interna o, se presente, tendenti a gradazione inversa. Gli urti dovuti al moto turbolento, originano forze dispersive che tendono a spingere i clasti di dimensioni maggiori verso la superficie mentre quelli di dimensioni minori galleggiano sul fluido interstiziale. La frazione liquida, avendo densità maggiore dell'acqua pulita, ha capacità di trasporto e presa in carico maggiore rispetto all'acqua di un fiume o di un torrente.
- In un deposito generato da debris flow la classazione granulometrica tra la zona di origine e il deposito a valle è generalmente bassa: il flusso di detriti è costituito da una mobilitazione di tutto il materiale della nicchia ma, durante la discesa, le colate si autoalimentano e, mano a mano che la pendenza diminuisce, parte del materiale viene abbandonato nel letto e sulle sponde del canale di debris flow.
- I contatti sedimentari, tra un deposito di debris flow e i depositi sottostanti, sono netti e non erosivi poiché questi flussi sono semi-plastici e tendono ad adattarsi alla topografia preesistente; inoltre essendo miscele sature (e non soprassature) non c'è abbastanza acqua libera da produrre una corrente in grado di erodere il substrato.



L'ondata principale di un debris flow (Figura 15) si può suddividere in 3 elementi:

- Fronte: costituita da blocchi ed elementi grossolani, la matrice fine è trascurabile e il detrito risulta parzialmente saturo in acqua.
- Corpo: costituito da una matrice fine molto concentrata, detrito saturo in acqua.
- Coda: le concentrazioni solide sono notevolmente ridotte rispetto alla fronte e il detrito è soprassaturo di acqua.

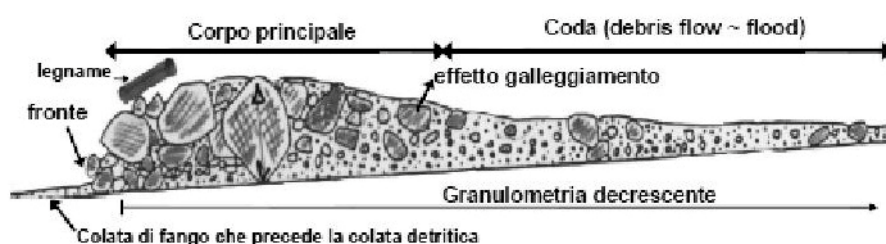


Figura 15. Schema onda principale di un debris flow

## 5. INDICI DI INNESCO

Le aree recentemente deglaciate ospitano i depositi glaciali e fluvioglaciali, posti sopra il limite del bosco. Sono zone poco vegetate e destabilizzate per effetto combinato di piping (sifonamento) e dilavamento da flusso. Il detrito è costituito da una matrice fine, originata dalla degradazione dei minerali sottostanti, ma con presenza considerevole di materiale grossolano. La composizione granulometrica del detrito glaciale varia sensibilmente a seconda dei meccanismi con cui depositi glaciali sono stati messi in posto e della posizione in cui vengono abbandonati dal ghiacciaio.

La natura delle rocce del substrato individuate nel bacino di Rhemês è molto variabile, di conseguenza le coperture moreniche delle zone di possibile innesco presentano caratteristiche diversificate (granulometria, petrografia e spessore). Per determinare il rischio è necessario condurre uno studio mirato sull'attitudine a generare debris flow. Esistono diverse metodologie per stabilire il rischio che si generino movimenti di versante. Di solito questi metodi sono basati sulla mappatura dei fattori predisponenti e sulle carte di uso del suolo, al fine di costruire una carta geotecnica che illustri i diversi livelli di rischio.

Il metodo Bonnet-Staub, nello studio effettuato sul bacino del torrente Bragousse (Francia), consiste nella determinazione di 5 indici che quantifichino la propensione di un determinato bacino torrentizio a generare debris flow.

2 indici sono relativi alla predisposizione del terreno:

- Indice di Pendenza (IP) ricostruito tramite una carta clivometrica;
- Indice di Formazioni Geologiche (IFG) definito dai tipi litologici che caratterizzano il bacino e alimentano i depositi;

3 indici sono specifici all'innescò di debris flow:

- Indice di Stabilità dei Depositi (ISD) relativo all'erodibilità e ai movimenti di massa del pendio;
- Indice Granulometrico (IGR) dei depositi;
- Indice di Volume Mobilizzabile (IV).

Ciascun indice quantifica, da 1 a 5, la situazione più favorevole perché si generi una colata di detrito (5) e quella meno favorevole (1). La conoscenza dei meccanismi e dei contesti di attivazione di un debris flow non è abbastanza dettagliata da identificare un fattore dominante, quindi l'influenza di ciascun fattore è identica.

#### 5.1. INDICE DI PENDENZA (IP)

Considerando molte aree di nicchia dei bacini studiati (reali o potenziali per granulometria) la pendenza minima è di almeno 25° per innescare il fenomeno. Sidle et al. (1985) afferma che colate di detrito, valanghe e frane sono i tipi più comuni di movimenti di massa in versanti acclivi con pendenza maggiore di 25°. Tuttavia, considerando la larga variabilità della miscela di un debris flow (in funzione del materiale e del contenuto d'acqua), questo intervallo può variare considerevolmente. La propensione all'innescò di colate è verificabile già per pendenze medie del collettore di 15° (Van Dine, 1996), con una progressiva riduzione per pendenze superiori a 40% che inibiscono l'accumulo di detrito. L'estensione inclinata di ogni ghiacciaio è stata calcolata utilizzando le pendenze desunte con il DTM della Valle di Rhemês con maglia di 2 m, fornito dalla Fondazione Montagna Sicura. Noi abbiamo utilizzato 6 indici di pendenza i cui limiti sono determinati in funzione delle caratteristiche intrinseche dei debris flow e delle unità litologiche relative ai versanti dei bacini studiati:

<b>Intervallo di Pendenza</b>	<b>Effetto sulla Colata</b>	<b>Indice di Pendenza</b>
$\alpha > 40^\circ$	Roccia Affiorante e falesie	6
$30^\circ < \alpha < 40^\circ$	Debris flow che si innescano sopra l'angolo di riposo	5
$15^\circ < \alpha < 30^\circ$	Debris flow che si innescano sotto l'angolo di riposo	4
$10^\circ < \alpha < 15^\circ$	Debris flow continuano a propagarsi	3
$5^\circ < \alpha < 10^\circ$	Debris flow rallentano	2

$\alpha < 5^\circ$	Debris flow si arrestano	1
--------------------	--------------------------	---

L'indice 6 indica quelle regioni in cui non si può avere debris flow perché manca il materiale mobilizzabile. Per elevate pendenze il detrito scivola lungo il versante non riuscendo a formare un accumulo significativo, lasciando il substrato affiorante. Tuttavia, nel caso in cui il deposito dovesse trovarsi in queste condizioni, risulterebbe alquanto instabile. Generalmente l'angolo di riposo dei materiali, ovvero l'angolo di inclinazione per cui un pendio costituito da materiale sciolto risulta stabile, è di circa  $30^\circ$ . Tuttavia capita spesso che per il till glaciale, in particolare per i depositi morenici, angolo sia maggiore: la porzione di sedimento che era a contatto con il ghiacciaio (porzione interna di una morena) era sostenuto dallo stesso e, pertanto, possiede inclinazione maggiore.

La maggior parte dei debris flow si innescano tra i  $15^\circ$  e  $30^\circ$  di inclinazione, ne consegue che l'indice 4 è quello che contiene la maggior parte degli eventi di colata.

L'indice 3 indica pendenze sufficienti a riattivare debris flow inattivi.

L'indice 2 comprende i versanti debolmente ripidi lungo i quali le colate possono diffondersi, ma non innescarsi. In questo intervallo la perdita d'acqua si fa cospicua e la colata comincia a rallentare.

L'indice 1 indica aree poco inclinate (terrazzi e conoidi alluvionali) sui quali l'angolo di pendenza è insufficiente per permettere la propagazione di debris flow e si forma il deposito caratteristico.

## 5.2. INDICE FORMAZIONI GEOLOGICHE (IFG)

Secondo lo studio di Mostariello et al. (2002) la valutazione del pericolo in aree instabili dipende dalla corretta identificazione del processo sedimentario dominante. L'analisi ha individuato tre gruppi principali di conoidi alluvionali, caratterizzati da differenti processi sedimentari dominanti che sono stati distinti sulle basi delle caratteristiche litologiche del bacino idrografico:

La degradazione di rocce ignee e metamorfiche massicce presenti nel substrato produce detrito sabbioso con bassissimo contenuto di limo e argilla. Le colate che si originano da questi depositi sono granulari e non coesive.

L'alterazione di rocce metamorfiche scistose e sedimentarie produce detrito limoso-argilloso che genera maggiormente colate fangose con poca componente detritica.

Le rocce dolomitiche e calcaree sviluppano detrito con granulometria per

lo più ghiaiosa e sabbiosa.

L'analisi delle formazioni geologiche si basa sulle caratteristiche petrofisiche, strutturali, meccaniche e idrogeologiche dei depositi superficiali e del substrato roccioso. Si deve considerare inoltre la natura dell'acquifero e non-acquifero delle diverse coperture e della permeabilità, stimata utilizzando la distribuzione granulometrica superficiale.

Il valore assegnato a una particolare unità di roccia dipende dalla struttura e dal grado di danneggiamento del substrato, dalla permeabilità e tessitura della copertura superficiale.

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003)

<b>Classe Litologica</b>	<b>Indice Geologico</b>
Copertura morenica, alluvionale e di falda	5
Rocce metamorfiche: filladi, gneiss, ecc...	4
Rocce terrigene: marne, ecc...	3
Rocce laviche degradate, tufi basaltici, brecce	2
Rocce calcaree	1
Rocce porfiriche, granitiche, dioritiche	0 (0,5)
Roccia fortemente erosa e fratturata di litologia mista	3-5

### 5.3. INDICE STABILITA' DEI DEPOSITI (ISD)

Utilizzando le ortofoto disponibili sono stati descritti gli elementi geomorfologici la cui presenza o assenza determinano delle instabilità potenziali del versante (es. accumuli di frana, tracce di ruscellamento, mancanza di copertura vegetale).

Nei depositi glaciali, l'acqua si infiltra rapidamente negli strati più superficiali del suolo, meno compatti, ma non viene smaltita velocemente da quelli più profondi che presentano limi e argille e grado di compattazione maggiore. La falda si alza sempre di più all'aumentare dell'apporto pluviometrico, contribuendo a destabilizzare il terreno.

Il deflusso superficiale tende a essere minimo nelle aree vegetate indisturbate. Le radici delle piante sono le vie principali di infiltrazione di acqua nel sottosuolo; la parte eccedente viene trascinata dalla gravità negli strati più profondi del terreno, ad alimentare la falda. In questi strati profondi, l'azione dell'acqua intergranulare diminuisce la resistenza al taglio del detrito, inficiando sulla stabilità del versante. Tuttavia l'evapotraspirazione operata dalle piante diminuisce l'umidità del terreno estraendo l'acqua dal sottosuolo mentre le radici trattengono meccanicamente il detrito. La vegetazione opera un importante ruolo nella

stabilizzazione dei versanti.

Siccome la permeabilità del suolo riveste un ruolo primario per determinare l'innesco di debris flow va analizzata con grande attenzione. Essa può essere derivata da una riclassificazione della carta geolitologica nei 4 gruppi idrologici di riferimento nella metodologia del Curve Number (CN) del Soil Conservation Service (Figura 16).

GRUPPO "D"	Rocce eruttive (o magmatiche) intrusive - graniti, sieniti dioriti, gabbri
	Rocce eruttive (o magmatiche) effusive - porfidi trachiti, lipariti, fonoliti, porfiriti, andesiti, basalti, tefriti, leucititi
	Rocce argillose - argilloscisti, argille varie, depositi argillosi di origine lacustre, banchi argillosi di origine fluviale intercalati spesso nei sedimenti alluvionali, depositi eluviali (ferretto, terra rossa) e colluviali argillosi che possono coprire sottostanti rocce permeabili rendendo così impermeabile il terreno
	Rocce metamorfiche - gneiss, micascisti, quarziti, filladi, scisti anfibolici, talcscisti, e scisti di natura silicea
GRUPPO "C"	Rocce sedimentarie compatte - dolomie, marne, arenarie, tufi cementati, pomici, alternanza di argille e arenarie, di argille e calcari
	Rocce dolomitiche compatte
	Rocce calcaree compatte Rocce tipo fratturate
GRUPPO B	Morene ed in generale depositi glaciali
	Coltri eluviali e colluviali - costituite prevalentemente da sabbie e limi con minori quantità di ghiaie, variamente mescolati fra loro
	Conglomerati, breccie, sabbioni e sabbie cementate (ciottoli, ghiaie, sabbie e limo a vari gradi di cementazione)
	Rocce tipo molto fratturate
GRUPPO A	Tufi incoerenti, pozzolane, ceneri, scorie, lapilli (si presentano in strati e banchi, dune, depositi sabbiosi di origine eolica a ridosso di spiagge)
	Rocce calcaree (calcari dolomitici, calcari marnosi, travertini, calcareniti, breccie calcaree, calcari organogeni) fossilifere, organogene, molto fratturate, gessi salgemma
	Limi, sabbie, ghiaie, ciottoli, (formano depositi alluvionali di origine fluviale o lacustre, tali materiali formano le pianure alluvionali, i coni di deiezione, i terrazzi fluviali)
	Falde e coni di detrito, macerati, composti da cumuli di frammenti rocciosi, di solito angolosi, talora più o meno cementati (breccie di pendio), si trovano ai piedi dei versanti montuosi ripidi e presentano tracce più o meno evidenti di stratificazione.

Figura 16. Relazione tra geolitologia e classi di permeabilità (Cazorzi et al, 2005)

I depositi glaciali appartengono al gruppo B – permeabilità medio-alta: suoli con moderata infiltrabilità se saturi, discretamente drenati e profondi, tessitura medio-grossolana, conducibilità idrica media. Bonnet-Staub nel suo lavoro utilizza questa classificazione:

Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	
5	Aree di frane attive
4	Settori con soliflusso
3	Settori di vecchie colate e canali
2	Piccole instabilità potenziali
1	Settori stabili

#### 5.4. INDICE GRANULOMETRICO (IGR)

Dallo studio eseguito da Bonnet-Staub sembra che i materiali delle zone più instabili, potenzialmente mobilizzabili per dare vita ad un Debris Flow, devono presentare una matrice (granulometria < di 20 mm) con una componente fine (< di 50  $\mu\text{m}$ ) compreso tra il 16-40%.

In linea generale, sotto i 50  $\mu\text{m}$  (granulometria corrispondente al limo) il materiale, aggiungendo sufficiente acqua, fluidifica dando origine ad un comportamento semi-solido. Al di sopra dei 50  $\mu\text{m}$  (granulometria corrispondente alle sabbie) l'acqua aggiunta drena a causa della porosità troppo elevata. Nelle zone instabili, troppo ricche in matrice fina (granulometria < 50  $\mu\text{m}$ , superiore al 40%) non può avviarsi un Debris Flow, ma un Mud Flow. Alcuni meccanismi quali soliflusso e liquefazione sono fortemente dipendenti dalla litologia: vengono prodotti esclusivamente da limi e argille. Altri, come le frane si trovano in vari contesti geologici.

La determinazione delle proprietà petrofisiche e geotecniche dei materiali delle zone di nicchia è un elemento importante per le analisi del pericolo di generazione di Debris Flow.

Nella relazione finale del progetto GlaRiskAlp per caratterizzare il deposito glaciale della Tsanteleina è stato utilizzato il software Plit Desktop 3.0: un programma di elaborazione immagini che permette, mediante algoritmi statistici, di valutare con precisione i volumi 3D e la percentuale di materiale fine di un accumulo di sedimento. Per "materiale fine" si intende sedimento di granulometria inferiore rispetto alla risoluzione della fotografia (pixel), ovvero il detrito che non può essere correttamente delineato dal programma (cutoff). Nella componente detritica sotto 12.70 mm sono state effettuate prove di setacciatura e sedimentazione, svolte presso il laboratorio geotecnico del Dipartimento di Ingegneria Civile, Ambientale del Territorio e Architettura dell'Università di Parma.

Si può osservare dai grafici la presenza di un materiale di granulometria

fine (Figura 17): almeno il 30% del passante ha granulometria < 50  $\mu\text{m}$ . Per determinare l'IGR anche negli altri depositi utilizzo la valutazione di Mostariello (2002): la degradazione di rocce ignee e metamorfiche massicce produce detrito sabbioso mentre l'alterazione di rocce metamorfiche scistose e sedimentarie produce detrito limoso-argilloso. Utilizzando la carta Geologica della Valle d'Aosta, si è determinato quale substrato roccioso è stato eroso dal ghiacciaio per produrre il detrito. In questo modo si può stimare, in modo approssimativo, che percentuale di materiale fine costituisce il deposito.

$\beta$ = % di Particelle < 50 $\mu\text{m}$	Indice Granulometrico	
16% < $\beta$ < 40%	5	Colate di Detrito
5% < $\beta$ < 16%	4	Colate Granulari
40% < $\beta$ < 50%	3	Colate Viscose
$\beta$ < 5% o $\beta$ > 50%	2	
$\beta$ = 0%	1	Substrato roccioso

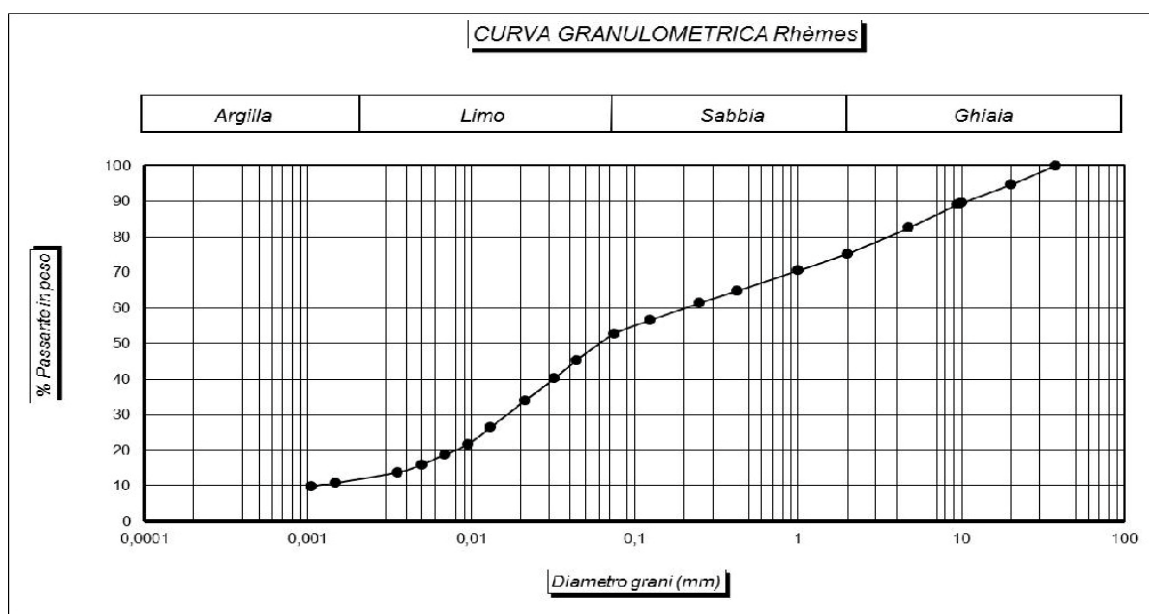


Figura 17. Granulometria dei depositi glaciali del ghiacciaio di Tsanteleina - GlRiskAlp (2011)

### 5.5. INDICE VOLUME MOBILIZZABILE (IVM)

La topografia e lo spessore di queste formazioni nel bacino idrografico è importante. Una copertura superficiale ampia, ma sottile è meno soggetta a formare Debris Flow rispetto a una copertura di diversi metri di spessore.

L'IVM, considera i volumi di detrito sciolto che possono essere

mobilizzati ogni anno e riforniti dagli agenti atmosferici, dall'erosione e dalla destabilizzazione dei versanti.

Prove geofisiche in sito sono state realizzate dai tecnici della Fondazione Montagna Sicura di Courmayeur e del Dipartimento di Ingegneria del Territorio, dell'Ambiente e delle Geotecnologie del Politecnico di Torino, al fine di caratterizzare lo spessore del materiale morenico. Le indagini effettuate erano di tipo sismico, geoelettrico e georadar e sono state eseguite nell'apparato morenico terminale del ghiacciaio della Tzanteleina (Alta Valle di Rhêmes). L'acquisizione dati è stata effettuata in due momenti: a giugno e novembre 2011.

I fattori principali che determinano i valori di velocità delle onde elastiche nei depositi morenici sono regolate da diversi parametri: composizione mineralogica della matrice rocciosa; consolidamento e cementazione della matrice; macro-porosità, forma dei pori, contenuto dei pori; temperatura. La composizione mineralogica e il grado di compattazione e cementazione del deposito influenzano marcatamente la velocità delle onde sismiche perché, nelle diverse condizioni in cui si trova il deposito, varia il modulo elastico. La presenza di una eventuale componente argillosa determina una significativa riduzione dei valori di velocità, conseguente alla maggiore deformabilità e compressibilità delle argille rispetto ad altri minerali.

Nel sito di Rhêmes i modelli ottenuti ipotizzano:

- un primo strato di copertura con velocità di circa 600 m/s e spessore medio di 3 metri.
- un secondo strato a velocità intermedie (circa 2250 m/s) e spessore variabile da 17 a 52 metri.
- un substrato roccioso con velocità elevate di circa 6000 m/s e spessore indefinito.

Non risultano indizi riconducibili alla presenza di strati permanentemente gelati (permafrost): nelle acquisizioni di giugno vi era presenza di livelli parzialmente gelati, mentre a novembre si segnala terreno non gelato. Le variazioni di velocità con la profondità sono preferenzialmente ascrivibili a locali variazioni del grado di compattazione. Si può pensare che i livelli saturi individuati siano associati ad effetti stagionali, per completa fusione del ghiaccio intergranulare all'interno del deposito morenico. Il sito è a rischio di potenziali fenomeni di variazioni delle proprietà di deformabilità nelle diverse condizioni stagionali.

In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume



mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Nei bacini dove vi è una disponibilità illimitata di sedimento, la valutazione del volume potenzialmente movimentabile effettuata su base geomorfologica è poco dipendente dal momento in cui viene effettuata l'indagine sul campo. Nei bacini a ricarica limitata la valutazione del volume è strettamente legata al momento in cui viene effettuata l'indagine di campo: se è condotta subito dopo un evento di colata detritica il volume di materiale instabile viene sottostimato rispetto alla disponibilità dello stesso in futuro. Consideriamo i depositi glaciali come bacini a ricarica illimitata, corrispondente, grosso modo, con l'indice 4. Tuttavia, attraverso l'analisi foto interpretativa eseguita per stabilire l'Indice di Stabilità del Detrito, l'IVM può essere ridimensionato: depositi poco estesi che non mostrano instabilità evidenti possiedono un volume di detrito mobilizzabile minore rispetto ai depositi di grandi dimensioni che presentano movimenti gravitativi di versante attivi. L'IVM, nei depositi esaminati, varia da 2 a 4.

<b>Indice di volume mobilizzabile</b>	
5	Volumi molto grandi originati da frane e masse instabili
4	Grandi volumi di masse instabili riforniti annualmente da processi atmosferici per l'alto tasso di erosione
3	Medi volumi di masse instabili in aree piccole riforniti annualmente da processi atmosferici
2	Volumi piccoli in aree di estensione limitata riforniti annualmente da processi atmosferici (poco materiale)
1	Volumi piccoli di materiale rifornito da processi di alterazione del substrato

Infine si sommano tutti e 5 gli indici e si determina la propensione all'innescio di debris flow per ogni ghiacciaio:

<b>Indice Totale</b>	<b>Rischio</b>
25-21	Molto Elevato
20-16	Alto
15-11	Medio
10-5	Basso o Nullo

## 6. AREE DEGLACIALIZZATE DELLA VALLE DI RHEMES

Attualmente la Valle di Rhêmes ha una superficie glacializzata di 10,52 km<sup>2</sup> sui 131,23 km<sup>2</sup> che costituiscono il Bacino della Dora di Rhêmes. Durante la Piccola Età Glaciale la superficie ricoperta dai ghiacciai era di 28,72 km<sup>2</sup>: quasi tre volte tanto quella odierna (Figura 18).

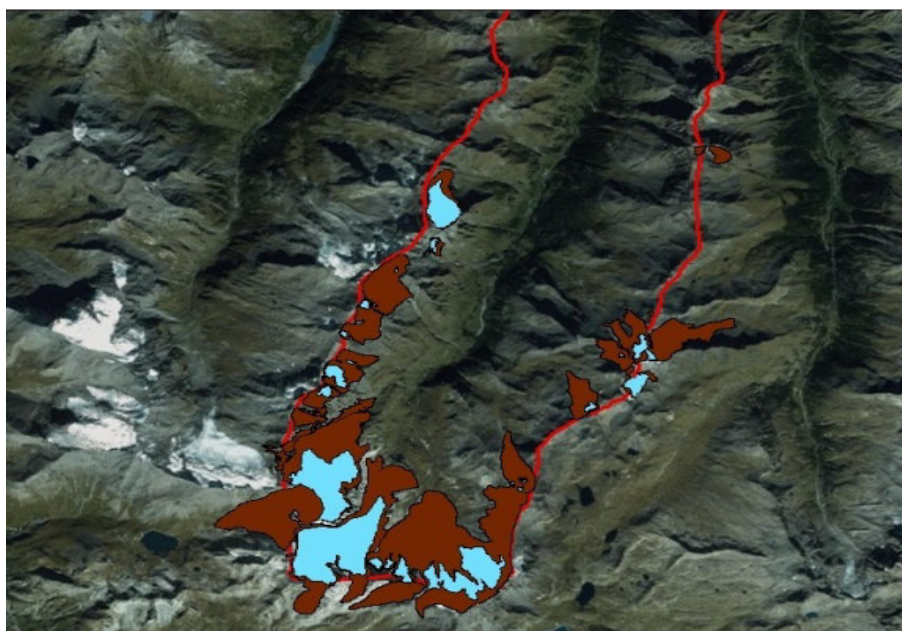
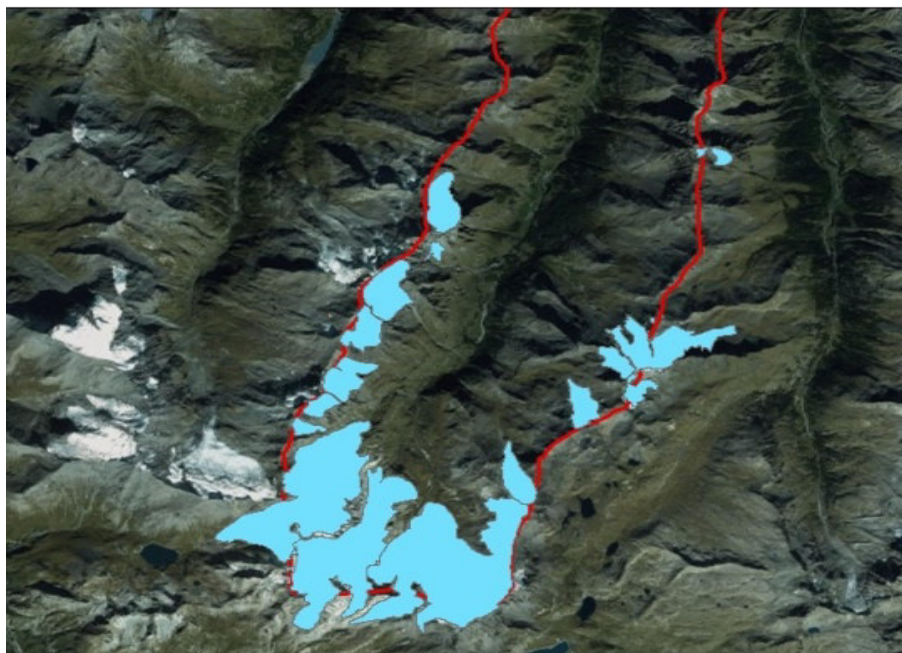


Figura 18. Estensione dei ghiacciai durante la PEG (sopra) - Estensione dei ghiacciai secondo il catasto ghiacciai del 2005

## 7. METODO DI LAVORO

Sono state considerate le aree deglacializzate della Valle di Rhêmes dalla fine della PEG (1850) a oggi. Utilizzando ArcGis sono stati sovrapposti al layer con i poligoni dei ghiacciai all'epoca della PEG (costruiti attraverso la posizione dei depositi morenici più marginali, corrispondenti alla massima espansione del 1820), il layer dei ghiacciai attuali, in modo da ottenere le aree deglacializzate.

In queste aree sono state distinte quelle con substrato roccioso (sub-affiorante) da quelle con copertura detritica (almeno 1 metro di spessore). I poligoni sono stati costruiti sulla base delle ortofoto, laddove la roccia era affiorante. Sulle aree isolate sono stati determinati gli indici corrispondenti a diversi livelli di propensione all'innesco di debris flow.

Per ogni ghiacciaio del Bacino della Valle di Rhêmes è stata creata una scheda di valutazione del rischio di sviluppo di debris flow in cui viene riportato ciascun indice. Infine sono stati sommati tutti e 5 gli indici e si è determinata la propensione all'innesco di debris flow nelle aree deglacializzate di ogni ghiacciaio.

Nel lavoro svolto con ArcGis, i poligoni dei depositi glaciali sono relazionati ai ghiacciai che gli hanno prodotti: nell'area antistante un ghiacciaio si trova un poligono che rappresenta il detrito glaciale che ha prodotto.

Tuttavia, alcuni ghiacciai che si trovano in posizione ravvicinata, convogliano nello stesso bacino il detrito che erodono. Di conseguenza può capitare di aver un unico poligono che rappresenta il deposito prodotto dal contributo di uno o più ghiacciai.

Siccome non è possibile discriminare il contributo di ciascun ghiacciaio, nelle schede riassuntive si è proceduto ad accorpare la determinazione degli Indici di Innesco per quei depositi prodotti dall'azione erosiva di più ghiacciai.

I ghiacciai accorpati sono:

Goletta+Traversiere Meridionale = Goletta

Traversiere Centrale+ Traversiere Settentrionale = Traversiere

Fond+Lavassey+Grand Vaudala=Fond

Entrelor+Pertcha Meyes=Entrelor

## 8. CONCLUSIONI

La valutazione del rischio di innesco di debris flow nelle aree deglacializzate secondo il metodo Bonnet-Staub porta a stimare, per tutti i ghiacciai, un rischio che va da Alto (16/25) a Molto Elevato (24/25).

Tuttavia, consultando il catasto dei dissesti della regione Valle d'Aosta (disponibile sul sito della Regione) i debris flow innescati hanno coinvolto le porzioni più a fondovalle dei torrenti e non i depositi glaciali.

Le motivazioni per le quali ciò non è accaduto possono essere diverse:

- il detrito glaciale è molto permeabile (come risulta dai 4 gruppi idrologici di riferimento del Soil Conservation Service); di conseguenza il deposito non è in grado di trattenere acqua a sufficienza per originare il fluido viscoso che compone i debris flow.

Il detrito glaciale trasportato dai torrenti subisce (seppur in maniera limitata) una cernita. Gli scaricatori glaciali, prima di formare un torrente, hanno poca capacità di trasporto e, pertanto, prendono in carico più facilmente il detrito fine. Il torrente quindi si arricchisce di matrice limoso-argillosa, trasportata in sospensione durante il flusso. I depositi nelle porzioni più a fondovalle di questi torrenti possono presentare una concentrazione di materiale fine maggiore rispetto ai depositi glaciali a monte. Durante un evento di piena, conseguente a rovesci temporaleschi o a fusione improvvisa dei ghiacci, si può innescare più facilmente un debris flow perché il detrito trattiene meglio l'acqua.

- i depositi analizzati, pur essendo instabili, non danno origine a debris flow perché negli ultimi anni non ci sono state precipitazioni sufficientemente intense e durature da raggiungere il limite plastico del detrito e generare colate.

Adattare gli Indici di Innesco dei depositi torrentizi ai depositi glaciali non è semplice. Lo studio svolto da Bonnet-Staub comprendeva, al fine di determinare gli Indici, l'analisi delle colate di detrito del bacino del torrente Bragousse: analisi granulometriche della matrice nelle nicchie di distacco e nei depositi di colata; misurazioni di pendenza; valutazioni sul campo della stabilità del detrito; stime del volume mobilizzabile secondo il metodo di Hungr (1984).

L'attività svolta non ha potuto avvalersi (tranne che per il caso del Ghiacciaio della Tsanteleina) di analisi sul campo e di laboratorio dei depositi. Inoltre non ci sono, attualmente, eventi di colata che coinvolgano il detrito glaciale da poter studiare, come è stato fatto per i debris flow nel torrente Bragousse.

Il detrito glaciale presenta meccanismi di sedimentazione diversi a seconda di che

porzione del ghiacciaio si considera: il till di colata presenta un'organizzazione molto diversa dal till di alloggiamento. Gli Indici di Innesco possono variare considerevolmente all'interno dello stesso deposito.

Il lavoro mette in evidenza la presenza di fattori predisponenti l'innescò di debris flow che coinvolgono il detrito (litologia e granulometria) e i depositi (pendenze, stabilità e volume); tuttavia, per mancanza di studi di dettaglio, non è possibile sapere per quali fattori determinanti le colate non si originano.

## 9. PROSPETTIVE FUTURE

Questo lavoro è solo il punto di partenza per un'analisi completa del rischio di innescò di colate di detrito in un deposito glaciale. Mancano studi completi sul campo atti a determinare, con maggiore certezza, l'efficacia del metodo Bonnet-Staub.

Per tutti ghiacciai (ad eccezione della Tsanteleina) manca la stima del volume di materiale potenzialmente mobilizzabile. Essa può essere calcolata attraverso l'applicazione del metodo geomorfologico di terreno: Hungr (1984) o D'Agostino-Marchi (2003). La procedura permette di determinare i volumi delle colate detritiche sulla base di rilievi delle aree sorgenti di sedimento. La valutazione, in questo caso, riguarda i depositi glaciali instabili o in erosione che forniscono materiale detritico movimentabile.

Le analisi condotte sul campo dovranno, inoltre, mettere in evidenza:

- lo stato di ricarica del collettore;
- le aree sorgenti di sedimento e le frane

E' auspicabile la realizzazione di un'analisi idrologica del bacino, sulla base dei dati forniti dall'Autorità di Bacino (curve di possibilità pluviometrica) focalizzando l'attenzione su fenomeni meteorici di breve durata e massima intensità che colpiscono il bacino, quando esso presenta un elevato grado di saturazione del suolo (fusione nivale, precipitazioni antecedenti).

Siccome le colate coinvolgono il detrito di fondovalle, dovrà essere valutata la capacità di ciascun deposito torrentizio di convogliare materiale proveniente dai depositi glaciali, effettuando la caratterizzazione granulometrica del detrito e valutazioni di stabilità del versante.

La determinazione delle classi granulometriche, disponibile solamente per il Ghiacciaio di Tsanteleina, andrebbe operata anche nei restanti ghiacciai. In questo modo si può applicare il Metodo Bonnet-Staub nella sua interezza.

## **BIBLIOGRAFIA**

Arobba D., Calderoni G. Caramello R., Carraio F., Giardino M. & Quagliolo P. (1997) - Palynological and radiometric evidence of a last glacial-interstadial from peat sediments in the Ivrea morainic amphitheatre (NW-Italy). *Geologia Insubrica*, 2, 2, 143-148.

ARPAV Atlante Geomorfologico (2009) – Le forme del terreno viste dal cielo: il Veneto

Assessorato del territorio, ambiente e opere pubbliche della Regione Valle D’Aosta – Specifiche tecniche finalizzate alla redazione degli studi di bacino.

Betella F. (2013) - Tesi di dottorato. Reologia e dinamica di propagazione delle colate detritiche: analisi e modellazione a diversa scala.

Bonnet-Staub (2001) – A methodology for the mapping and analysis of debris flow initiation hazard – application to the Bragousse torrent (France).

Bonnet-Staub (2001) – Definition of a debris flow deposit typology and identification of granulometric and geotechnical criteria for debris flow source area materials.

Bovis M.J., and Jakob M. (1999) - The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surf. Process. Landforms* 24, pp. 1039-1054.

Castiglioni G. B. (1986) - Geomorfologia. 2° ed. Torino:UTET

Cerutti A.V. (2002) – Il glacialismo attuale. In “Le territori au cours du Millenaire”, Aoste.

Cerutti Augusta Vittoria (2006) - La Piccola Età Glaciale (PEG). Valle d’Aosta figlia dei ghiacci.

Cicacci S (2010) – Le forme del rilievo: atlante illustrato di Geomorfologia. Pp 44-46.

D’Agostino V, Marchi L. (2003) – Geomorphological estimation of debris flow volumes in alpine basins. In *Debris flow Hazard mitigation: Mechanism, Prediction and assesment*, Rickenmann D, Chen H. Millpress: Rotterdam; 1096 – 1106.

De Saussure H.B. (1786) - *Voyages dan les Alpes*, Tome II. Neuchatel.

Ferrato C. (2011) – Tesi di laurea magistrale. Analisi dell'evento del luglio 2010 nei bacini strimo e gabria con l'utilizzo comparato di due modelli matematici bidimensionali (FLO-2D e RAMMS).

Fondazione Montagna Sicura e Politecnico di Torino: Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente del territorio e delle Infrastrutture (2012) - Relazione Finale del Progetto semplice Alcotra n° 056 "GlaRiskAlp, rischi glaciali nelle Alpi occidentali": Azione 2D: sito pilota "settori deglacializzati" - prove geofisiche e caratterizzazione dei depositi glaciali nei settori deglacializzati.

Giardino Marco (2006) - Le tracce del glacialismo pleistocenico. Valle d'Aosta figlia dei ghiacci.

Giardino M. – Analisi del dissesto da frane in Valle d'Aosta. ISPRA ambiente. Carta geologica-strutturale della Valle d'Aosta Bonetto&Gianotti (1998)

Grove J.M. (1988) - The Little Ice Age. Methuen, London.

Hungr O., Morgan G. C., e Kellerhals R. (1984) – Quantitative analysis of debris torrent hazard for design of remedial measures. Canadian Geotechnical Journal, 21, pp. 663-667.

Jakob M., (2005) – Debris-flow hazard analysis. In: Jakob, M., Hungr, O.(Eds.), Debris-flow Hazards and Related Phenomena. Springer, Berlin, pp. 441-443.

Mann E. M. (2002) – Little Ice Age. The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change. Volume 1 pp 504-509.

Marchi L., D'Agostino V. (2004) – Estimation of debris-flow magnitude in the Eastern Italian ALps. Earth Surface Processes and Landforms, vol. 29. Pp 207-220 (ISSN: 0197-9337).

Monterin U. (1937) - Il clima delle Alpi ha mutato in epoca storica? Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano, I serie, 36. Ripubblicato in: "Raccolta degli scritti del Prof. Umberto Monterin" (a cura di A. V. Cerutti, op. cit).

Moscariello A., Marchi L., Maraga F., Mortara G. (2002) – Alluvial fans in the Italian Alps: sedimentary facies and processes. In: Martini P., Baker V.R., Garzon G. (eds.). Flood & Megaflood Processes and Deposits-Recent and Ancient Examples. Blackwell Science, Oxford (UK). Pp 141-166.

P. Coussot, M.Meunier (1996) – Recognition, classification and mechanical description of debris flow. Earth-Science Reviews 40, pp 209-227.

Sacco F. (1927) - Il glacialismo nella Valle d'Aosta. Ministero Lavori Pubblici, Ufficio Idrografico del Po.

Sidle R.C., Pearce A.J., O'Loughlin C.L. (1985). Hillslope stability and land use. Water resource monograph, American geophysical union, 11. Washington D.C.

Tiller (de) J.B. (1740) – Historique de la Vallée d'Aoste (a cura di A. Canotto, 1966), Aosta.

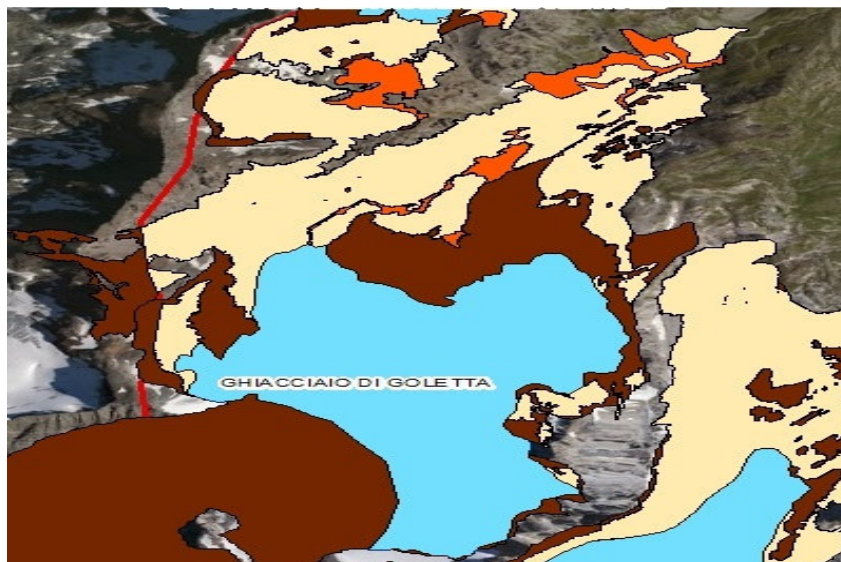
Van Dine D.F. (1996) – Debris flow control structures for forest engineering. Ministry of Forest Research Program, Working Paper 22/1996. Government of the Province of British Columbia, Vancouver.

Vanuzzo C. (2001) – The glacier retreat in Valle d'Aosta (Western Italian Alps) from the Little Ice Age to the second half of the 20th century: linear, areal, volumetric and Equilibrium Line Altitude changes. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 24, 99-113.



Nome	Ghiacciaio di Goletta
------	-----------------------

Note: Parte della copertura detritica comprende anche materiale originato dal ghiacciaio della Traversiere Meridionale (adiacente al ghiacciaio di Goletta)



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )
7° 3' 32,397" E	45° 29' 55,919" N	2787	3277	1,76

Superficie Complessiva Aree Deglacializzate (Km <sup>2</sup> )	4,49
Superficie Depositi Glaciali (Km <sup>2</sup> ) - giallo	1,71
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km <sup>2</sup> ) - arancione	0,15
Superficie Substrato Roccioso (Km <sup>2</sup> ) - marrone	0,74

Percentuale di Aree Deglacializzate con Indice di Pendenza > 4	32%
--	-----

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5.

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Calcarei e Dolomie	Carbonatico	Limoso-Argillosa	5
Scisti e Metaconglomerati	Cristallino	Sabbiosa	4
Calcescisti	Carbonatico	Limoso-Argillosa	5
Paragneiss	Cristallino	Sabbiosa	4
Metabasalti	Cristallino	Sabbiosa	4

Siccome non è dato sapere quanta frazione fine è presente nel deposito del Ghiacciaio di Goletta, consideriamo l'Indice Granulometrico (IGR) = 4. Il substrato presenta litologie che danno più facilmente una matrice sabbiosa e colate granulare

### Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

Il Ghiacciaio di Goletta presenta un importante affioramento roccioso antistante. A valle del substrato si è formato un lago proglaciale, alimentato dagli scaricatori che generano un conoide alluvionale a monte del lago. In sinistra idrografica dello scaricatore si notano diversi conoidi misti.

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Assenti
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Presente
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Presente
Depositi di Colata o di Scivolamento	Conoide alluvionale generato dallo scaricatore glaciale a monte del lago Conoidi misti in sinistra idrografica dello scaricatore glaciale
Accumuli di Frana	Assenti
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Non è presente copertura vegetale
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Assenti
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	E' presente un asse torrentizio connesso con il lago proglaciale

Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	3
--	---

Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito di Goletta è di medie dimensioni, considero un IVM = 3: Medi volumi di masse instabili in aree piccole riforniti annualmente da processi atmosferici.

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	3
Indice Granulometrico (IGR)	4
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
Indice Totale	19/25 (Alto)

Nome	Ghiacciaio Soches Tsanteleina
------	-------------------------------



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km²)
7° 3' 45,796" E	45° 28' 55,027" N	2766	3426	2,80

Superficie Complessiva Aree Deglaciate (Km²)	2,49
Superficie Depositi Glaciali (Km²) – giallo	1,42
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km²) – arancione	0,21
Superficie Substrato Roccioso (Km²) - marrone	0,45

Percentuale di Aree Deglaciate con Indice di Pendenza > 4	20%
---	-----

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5.

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Calcarei e Dolomie	Carbonatico	Limoso - Argillosa	5
Scisti e Metaconglomerati	Cristallino	Sabbiosa	4

Il deposito della Tsanteleina è l'unico di cui abbiamo dati granulometrici: la frazione fine è intorno al 30%, pertanto consideriamo l'Indice Granulometrico = 5

#### Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

A valle dell'antico ghiacciaio abbiamo un affioramento roccioso che arginava l'avanzata del ghiacciaio. Una parte è andata verso sinistra (formando due lobi), l'altra è andata verso destra. Questa divergenza è testimoniata da un grosso cordone morenico che presenta una rientranza a cuspid. Tra la morena e la roccia vi è una valle profonda una ventina di metri dalle ripide pareti.

In sinistra idrografica del ghiacciaio attuale si riscontra la presenza di due cordoni morenici paralleli. Probabilmente due pulsazioni di morene laterali del ghiacciaio. I due depositi infatti si

trovano fra il ghiacciaio (a destra) e un importante affioramento roccioso (a sinistra). Nella porzione anteriore, la roccia lascia spazio al detrito: una morena laterale accumulata dai Ghiacciai di Goletta e Tsanteleina. Probabilmente il detrito ricopre un nucleo roccioso. Sui pendii della morena si notano diverse colate che formano coni di deiezione che terminano nell'avvallamento sottostante.

Nella parte subito a valle del ghiacciaio, fino al lago proglaciale, la pendenza è tra i 10° e i 30°. In prossimità del laghetto le pendenze sono sotto i 10°. A valle del lago abbiamo la presenza di substrato roccioso che costituisce un affioramento in contropendenza. La roccia delimita la parte "alta" dell'area deglacializzata (a minore pendenza), formando una piccola scarpata con pendenze sensibilmente maggiori: sopra i 40°.

In questo tratto più ripido, concentrata lungo gli scaricatori glaciali, abbiamo la deposizione di materiale fluvio-glaciale. Gli scaricatori hanno lasciato due terrazzi di kame. Al di fuori dell'area deglacializzata (PEG-Attuale) abbiamo una distribuzione areale più ampia dei depositi fluvio-glaciali. Questo sedimento ricopre un deposito glaciale già inerbito (quindi più antico e stabilizzato). I depositi probabilmente provengono sia dal Ghiacciaio della Tsanteleina che dal Ghiacciaio di Fond, adiacente.

Lungo i lobi più a Ovest del vecchio ghiacciaio, abbiamo la presenza di un Rock Glacier, probabilmente attivo dato che da esso nasce un lago glaciale con il suo emissario. Un cordone morenico orientato N-S è presente fra i due "lobi" Ovest del vecchio ghiacciaio

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Assenti
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Scaricatori della Tsanteleina e di Fond
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Presenti
Depositi di Colata o di Scivolamento	Sulla morena tra la Goletta e la Tsanteleina
Accumuli di Frana	Assenti
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Assente
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Presenti
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	presenti 3 torrenti nell'area deglacializzata

Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	4
--	---

Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito della Tsanteleina è l'unico di cui si hanno dati geofisici di spessore: da 17 fino a 52 metri di spessore. Considero un IVM = 3: Medi volumi di masse instabili in aree piccole riforniti annualmente da processi atmosferici.

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	4
Indice Granulometrico (IGR)	5
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
Indice Totale	21/25 (Molto Elevato)

Nome	Ghiacciaio di Fond – Lavassey – Grand Vaudala
------	---

Nota: Ghiacciaio di Fond e quello di Grand Vaudala sono stati analizzati come se fossero un unico ghiacciaio. Questo perché erano adiacenti e non è possibile discriminare il contributo di detrito di ciascun ghiacciaio



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )
7° 4' 34,585" E	45° 28' 40,926" N	2765	3016	Fond Occ. 0,12
7° 4' 58,751" E	45° 28' 33,685" N	2788	3086	Fond Centr. 0,17
7° 5' 52,372" E	45° 28' 24,647" N	2764	3299	Fond Orient. 0,65
7° 6' 24,260" E	45° 28' 39,750" N	2735	3244	Lavassey 0,81
7° 7' 3,831" E	45° 29' 56,138" N	2993	3171	Grand Vaudala 0,03

Superficie Complessiva Aree Deglacializzate (Km <sup>2</sup> )	9,41
Superficie Depositi Glaciali (Km <sup>2</sup> ) – giallo	4,65
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km <sup>2</sup> ) – arancione	0,21
Superficie Substrato Roccioso (Km <sup>2</sup> ) - marrone	5,19

Percentuale di Aree Deglacializzate con Indice di Pendenza > 4	25%
--	-----

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5.

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Calcari e Dolomie	Carbonatico	Limoso - Argillosa	5
Quarziti e Micascisti	Cristallino	Sabbiosa	4
Scisti e Metaconglomerati	Cristallino	Sabbiosa	4
Paragneiss	Cristallino	Sabbiosa	4
Calcescisti	Carbonatico	Limoso - Argillosa	5

Siccome non è dato sapere quanta frazione fine è presente nel deposito del Ghiacciaio di Fond, consideriamo l'Indice Granulometrico (IGR) = 4. Il substrato presenta litologie che danno più facilmente una matrice sabbiosa e colate granulari.

#### Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

Il Ghiacciaio di Fond è composto da tre lembi: Occidentale, Centrale e Orientale (il più grande). Dall'Occidentale parte uno scaricatore che alimenta un piccola lago proglaciale antistante. Il corso d'acqua scorre nella depressione racchiusa tra due morene laterali: una probabilmente era a

contatto con il Ghiacciaio di Tsanteleina, l'altra con il lembo Centrale del Ghiacciaio di Fond. La pendenza dei versanti delle morene è superiore ai 30° e si notano tracce di ruscellamento sul deposito. La parte Centrale presenta del substrato roccioso antistante. Dalle ortofoto si ricostruisce molto bene una delle sue pulsazioni recenti, dato che sono visibili due cordoni morenici laterali che si congiungono a formare una cuspide. Non ci sono segni di instabilità evidente su questo deposito. Dal lembo Orientale si originano due scaricatori, uno dei quali alimenta un lago proglaciale. Qui i depositi morenici si trovano isolati dall'azione erosiva degli scaricatori. Dal substrato roccioso che circonda il ghiacciaio si notano diverse rocce montonate. E' possibile notare lobi, nella parte frontale del ghiacciaio e del lago proglaciale, che possono indicare la presenza di due Rock Glacier. Il ruscellamento concentrato è ben visibile nella parte distale del deposito.

Subito a valle del Ghiacciaio di Lavessey abbiamo un grosso affioramento roccioso, dove le acque di fusione hanno creato un lago proglaciale. L'emissario scava il substrato e si congiunge con lo scaricatore del Ghiacciaio di Fond Orientale. E' visibile una morena laterale a destra del ghiacciaio, ma il deposito non presenta tracce di instabilità evidente. Anche qui, nelle parti più marginali del deposito, il ruscellamento concentrato incide il deposito. Nella porzione nord orientale, sono visibili lobi che suggeriscono la presenza di un Rock Glacier.

Il Ghiacciaio di Gran Vaudala è un piccolo circo glaciale, caratterizzato da detrito stabile e molto substrato roccioso

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Assenti
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Presente
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Presente
Depositi di Colata o di Scivolamento	Presenti Rock Glaciers
Accumuli di Frana	Assenti
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Assente
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Presenti
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	Presente

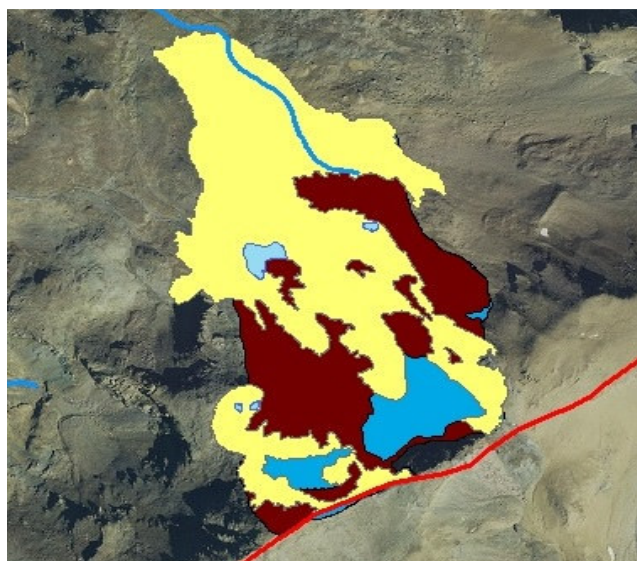
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	4
--	---

Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito di Fond è di grandi dimensioni, considero un IVM = 4: Grandi volumi di masse instabili riforniti annualmente da processi atmosferici per l'alto tasso di erosione.

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	4
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	4
Indice Granulometrico (IGR)	4
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	4
Indice Totale	21/25 (Molto Elevato)

Nome	Ghiacciaio della Vaudeletta
------	-----------------------------



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )
7° 8' 18,466" E	45° 31' 8,812" N	2984	3135	0,05

Superficie Complessiva Aree Deglacializzate (Km <sup>2</sup> )	0,6
Superficie Depositi Glaciali (Km <sup>2</sup> ) – giallo	0,46
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km <sup>2</sup> ) – arancione	0
Superficie Substrato Roccioso (Km <sup>2</sup> ) - marrone	0,2

Percentuale di Aree Deglacializzate con Indice di Pendenza > 4	38%
--	-----

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5.

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Calcari e Dolomie	Carbonatico	Limoso – Argillosa	5
Scisti e Metaconglomerati	Cristallino	Sabbiosa	4
Calcescisti	Carbonatico	Limoso – Argillosa	5
Metabasalti	Cristallino	Sabbiosa	4

Siccome non è dato sapere quanta frazione fine è presente nel deposito del Ghiacciaio della Vaudeletta, consideriamo l'Indice Granulometrico (IGR) = 5. Il detrito presenta grossomodo sia matrice limosa che sabbiosa, considerando quanto risulta dai dati di GlaRiskAlp effettuate sullo Tsanteleina si possono accomunare i due depositi.

Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

Il ghiacciaio presenta, alla sua sinistra, un affioramento roccioso rilevato. Il detrito si concentra nel canalone frontale al ghiacciaio. Sono presenti due laghi proglaciali: uno a valle del piccolo affioramento roccioso sulla sinistra del ghiacciaio, l'altro a monte della propaggine rocciosa sulla destra del ghiacciaio. Subito a valle del lago più grande è presente un pendio con IP = 4 (15-30° di inclinazione). La grande quantità d'acqua e il pendio antistante possono dare luogo a una colata di detrito. Tuttavia il lago è posizionato su un terrazzo con bassa pendenza. Il rischio è basso fino a che non succede qualche evento che faccia straripare il bacino.

Dalle ortofoto si può notare che lungo il canalone che parte dal ghiacciaio fino in fondo all'area, il detrito forma dei lobi in corrispondenza dei due laghetti: probabilmente si tratta di un Rock Glacier. Nei margini inferiori questi lobi costituiscono zone di soliflusso. L'area presenta un solo torrente scaricatore, nel margine inferiore dell'area deglacizzata. Non ci sono tracce di incisione marcata nel tratto del torrente.

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Assente
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Assente
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Assenti
Depositi di Colata o di Scivolamento	Rock Glacier
Accumuli di Frana	Assente
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Non c'è inerbimento nella parte recentemente deglacizzata
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Presenti lungo il canalone
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	Presente nella parte inferiore dell'area

Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	4
--	---

Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito della Vaudeletta è di modeste dimensioni, considero un IVM = 3: Medi volumi di masse instabili in aree piccole riforniti annualmente da processi atmosferici.

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	4
Indice Granulometrico (IGR)	5
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
Indice Totale	21/25 (Rischio Molto Elevato)



Nome	Ghiacciaio di Aouille
------	-----------------------



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )
7° 9' 8,370" E	45° 31' 31,241" N	3105	3346	0,23

Superficie Complessiva Aree Deglacializzate (Km <sup>2</sup> )	0,30
Superficie Depositi Glaciali (Km <sup>2</sup> ) – giallo	0,17
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km <sup>2</sup> ) – arancione	0,02
Superficie Substrato Roccioso (Km <sup>2</sup> ) – marrone	0,08

Percentuale di Aree Deglacializzate con Indice di Pendenza > 4	64%
--	-----

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5.

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Calcescisti	Carbonatico	Limoso – Argillosa	5
Metabasalti	Cristallino	Sabbiosa	4
Metagabbri	Cristallino	Sabbiosa	4

Siccome non è dato sapere quanta frazione fine è presente nel deposito del Ghiacciaio di Aouille, consideriamo l'Indice Granulometrico (IGR) = 4. Il substrato presenta litologie che danno più facilmente una matrice sabbiosa e colate granulari.

#### Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

Il ghiacciaio presenta affioramenti di substrato roccioso tutto attorno al suo perimetro. I depositi glaciali si concentrano nella parte nord occidentale dell'area. Non presenta tracce evidenti di instabilità e il detrito risulta a tratti ricoperto da nevai. Il detrito termina improvvisamente sulla scarpata del circo glaciale del ghiacciaio di Entrelor Meridionale. Non ci sono torrenti o scaricatori glaciali importanti. Le tracce di ruscellamento non sono evidenti

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Assente
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Assente
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Assenti
Depositi di Colata o di Scivolamento	Assenti
Accumuli di Frana	Assenti
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Assente
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Assenti
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	Assente

Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	2
--	---

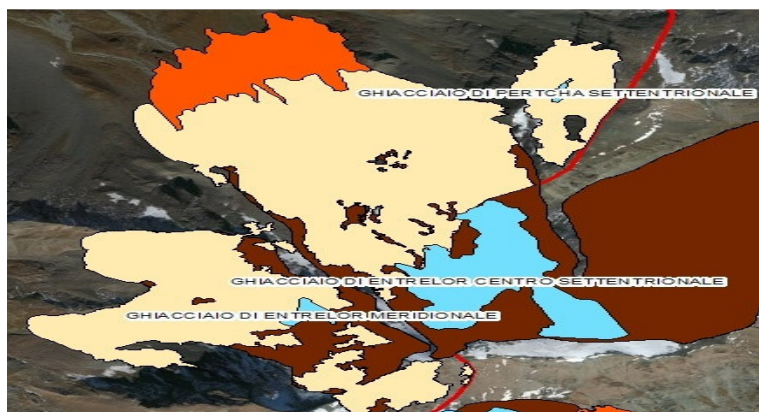
Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito di Aouille è molto piccolo (0,17 Km<sup>2</sup>), considero un IVM = 2: Volumi piccoli in aree di estensione limitata riforniti annualmente da processi atmosferici (poco materiale).

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	2
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	2
Indice Granulometrico (IGR)	4
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	2
Indice Totale	17/25 (Alto)

Nome	Ghiacciaio di Entrelor e Pertcha Meyes
------	--

Nota: I due ghiacciai sono riassunti insieme perché i poligoni non distinguono i depositi di Pertcha da quelli di Entrelor Centro-Settentrionale.



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )
7° 8' 50,860" E	45° 31' 57,148" N	3057	3134	Meridionale 0,01
7° 9' 14,082" E	45° 32' 3,532" N	3054	3350	Centro-Sett. 0,19
7° 9' 20,103" E	45° 32' 36,466" N	3039	3073	Pertcha 0,002

Superficie Complessiva Aree Deglacializzate (Km <sup>2</sup> )	2,20
Superficie Depositi Glaciali (Km <sup>2</sup> ) – giallo	1,21
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km <sup>2</sup> ) – arancione	0,27
Superficie Substrato Roccioso (Km <sup>2</sup> ) – marrone	0,72

Percentuale di Aree Deglacializzate con Indice di Pendenza > 4	80%
--	-----

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5.

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Calcescisti	Carbonatico	Limoso - Argillosa	5
Metabasalti	Cristallino	Sabbiosa	4
Metagabbri	Cristallino	Sabbiosa	4

Siccome non è dato sapere quanta frazione fine è presente nel deposito del Ghiacciaio di Entrelor, consideriamo l'Indice Granulometrico (IGR) = 4. Il substrato presenta litologie che danno più facilmente una matrice sabbiosa e colate granulari.

#### Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

Il Ghiacciaio di Entrelor Meridionale costituiva un antico circo glaciale. Ora il ghiaccio è situato a valle dell'affioramento roccioso che costituiva la porzione in contropendenza del circo. L'antico sito del circo è occupato per la maggior parte dall'affioramento roccioso. Il detrito rimasto è coperto da nevai e non mostra elevate tracce di instabilità. A valle del ghiacciaio, alla sua sinistra,

si sviluppa un Rock Glacier di notevoli dimensioni che esce dall'area deglacializzata. La sezione longitudinale del deposito, mostra il classico profilo a "gradini" dovuto al modellamento glaciale: piccoli terrazzi semi pianeggianti dove non si può generare un debris-flow e aree con pendenze sufficienti ad innescarne uno. Nella parte terminale del deposito sono evidenti lobi che evidenziano tracce di soliflusso, e sulla sinistra una morena laterale con il versante più acclive esposto verso il fondovalle. Sono presenti, sempre nella parte terminale del deposito, tracce di ruscellamento che danno vita a un torrente. Non sono visibili tracce di inerbimento.

Il Ghiacciaio di Entrelor centro-settentrionale, dispone di un deposito molto grande. Gli affioramenti rocciosi appaiono levigati dal ghiacciaio. Nella parte sinistra è evidente l'incisione operata dallo scaricatore che forma il torrente. In sinistra idrografica del torrente si nota il ruscellamento che ha inciso il deposito. Mano a mano che ci si sposta verso valle si notano lobi caratteristici di soliflusso e, sempre nella parte sinistra una strana incisione che sembra un canale da debris-flow. Tuttavia le pendenze nell'area della colata sono inferiori al 15°. Nella parte destra, invece, grossi lobi digitati fanno pensare che ci sia un Rock Glacier piuttosto esteso, caratterizzato da un piccolo terrazzo e un pendio di almeno 30°.

Il Ghiacciaio di Pertcha Meyes è confinato tra la cresta dello spartiacque e un affioramento roccioso a valle. Il ghiaccio ha scavato una piccola nicchia. Il deposito presenta lobi da soliflusso.

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Presente? Accertarsi se esiste il debris flow
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Presente in entrambi i lembi del ghiacciaio di Entrelor
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Presente, gli scaricatori alimentano i torrenti
Depositi di Colata o di Scivolamento	Presenti
Accumuli di Frana	Non pervenuti
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Assente
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Presenti
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	Presenti

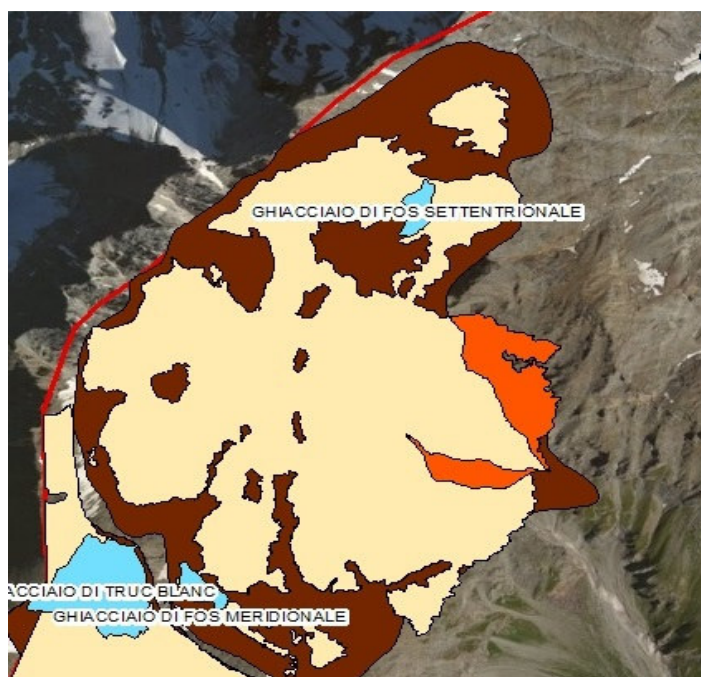
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	5
--	---

Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito di Entrelor è di grandi dimensioni, considero un IVM = 4: Grandi volumi di masse instabili riforniti annualmente da processi atmosferici per l'alto tasso di erosione.

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	4
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	5
Indice Granulometrico (IGR)	4
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	4
Indice Totale	24/25 (Molto Elevato)

Nome	Ghiacciaio di Senza Nome
------	--------------------------



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )
7° 4' 19,244" E	45° 32' 39,521" N	3200	3250	Meridionale 0,006
7° 4' 41,459" E	45° 33' 12,043" N	3133	3206	Settent. 0,007

Superficie Complessiva Aree Deglacializzate (Km <sup>2</sup> )	1,21
Superficie Depositi Glaciali (Km <sup>2</sup> ) – giallo	0,78
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km <sup>2</sup> ) – arancione	0,06
Superficie Substrato Roccioso (Km <sup>2</sup> ) – marrone	0,37

Percentuale di Aree Deglacializzate con Indice di Pendenza > 4	57%
--	-----

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Gneiss Granitoidi	Cristallino	Sabbiosa	4
Calcescisti	Carbonatico	Limoso - Argillosa	5
Metagabbri	Cristallino	Sabbiosa	4

Siccome non è dato sapere quanta frazione fine è presente nel deposito del Ghiacciaio di Fos, consideriamo l'Indice Granulometrico (IGR) = 4. Il substrato presenta litologie che danno più facilmente una matrice sabbiosa e colate granulari.

### Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

Il Ghiacciaio di Fos costituiva un classico circo glaciale rivolto verso valle. Ora il ghiacciaio ricopre solo una piccola porzione confinata a nord, fra gli affioramenti rocciosi. Per la sua conformazione concava, il circo convoglia molto bene le acque percolanti, dando vita a ruscelli e infine a un torrente. L'incisione del deposito è ben visibile, sia nella parte centrale che nei pendii laterali. In alto il deposito è ricoperto di nevai. Nella parte centrale del deposito si possono osservare lobi da soliflusso e in destra idrografica, nella parte inferiore del circo, un possibile debris flow.

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Presenti
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Presente
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Presente
Depositi di Colata o di Scivolamento	Possibile Debris flow
Accumuli di Frana	Assente
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Assente
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Presenti anche se pochi
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	Presente

Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	3
--	---

Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito di Fos di modeste dimensioni, considero un IVM = 3: Medi volumi di masse instabili in aree piccole riforniti annualmente da processi atmosferici.

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	3
Indice Granulometrico (IGR)	4
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
Indice Totale	19/25 (Alto)

Nome	Ghiacciaio di Torrent
------	-----------------------



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )
7° 5' 29,361" E	45° 34' 10,929" N	2685	3236	0,66

Superficie Complessiva Aree Deglacializzate (Km <sup>2</sup> )	0,3
Superficie Depositi Glaciali (Km <sup>2</sup> ) – giallo	0,13
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km <sup>2</sup> ) – arancione	0,02
Superficie Substrato Roccioso (Km <sup>2</sup> ) – marrone	0,15

Percentuale di Aree Deglacializzate con Indice di Pendenza > 4	30%
--	-----

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5.

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Scisti e Metaconglomerati	Cristallino	Sabbiosa	4
Calcescisti	Carbonatico	Limoso – Argillosa	5
Metabasalti	Cristallino	Sabbiosa	4
Metagraniti	Cristallino	Sabbiosa	4

Siccome non è dato sapere quanta frazione fine è presente nel deposito del Ghiacciaio di Torrent, consideriamo l'Indice Granulometrico (IGR) = 4. Il substrato presenta litologie che danno più facilmente una matrice sabbiosa e colate granulari.

#### Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

Il Ghiacciaio di Torrent è arginato verso valle da un affioramento del substrato roccioso. Il deposito si sviluppa verso nord dove forma diverse morene. Le morene sono isolate le une dalle

oltre dagli scaricatori glaciali che confluiscono in un torrente a nord del ghiacciaio. I depositi a est del ghiacciaio non mostrano segni di instabilità evidente.

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Assente
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Presente
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Presente
Depositi di Colata o di Scivolamento	Assente
Accumuli di Frana	Assente
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Assente
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Assente
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	Presente

Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	2
--	---

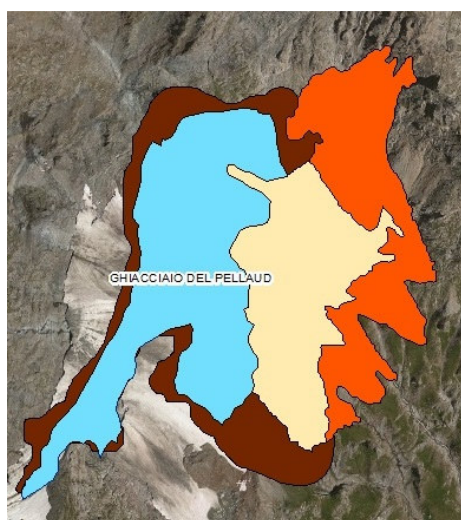
Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito di Torrent è molto piccolo (0,13 Km<sup>2</sup>), considero un IVM = 2: Volumi piccoli in aree di estensione limitata riforniti annualmente da processi atmosferici (poco materiale).

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	2
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	2
Indice Granulometrico (IGR)	4
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	2
Indice Totale	17/25 (Alto)



Nome	Ghiacciaio di Pellaud
------	-----------------------



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )
7° 5' 20,911" E	45° 33' 34,729" N	2669	2988	0,06

Superficie Complessiva Aree Deglacializzate (Km <sup>2</sup> )	0,08
Superficie Depositi Glaciali (Km <sup>2</sup> ) – giallo	0,04
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km <sup>2</sup> ) – arancione	0,04
Superficie Substrato Roccioso (Km <sup>2</sup> ) – marrone	0,03

Percentuale di Aree Deglacializzate con Indice di Pendenza > 4	40%
--	-----

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5.

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Metagranofiri	Cristallina	Sabbiosa	4
Micascisti	Cristallina	Sabbiosa	4
Scisti e Metaconglomerati	Cristallina	Sabbiosa	4

Siccome non è dato sapere quanta frazione fine è presente nel deposito del Ghiacciaio di Pellaud, consideriamo l'Indice Granulometrico (IGR) = 4. Il substrato presenta litologie che danno più facilmente una matrice sabbiosa e colate granulari.

Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

Il Ghiacciaio di Pellaud costituisce un piccolo circo. Nel deposito che costituisce la soglia in contropendenza si notano lobi di soliflusso, rivolti all'interno del circo. Il detrito è ricoperto da

nevai, ma non presenta tracce rilevanti di instabilità. E' presente un torrente che raccoglie le acque di fusione.

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Assente
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Presente lungo il torrente
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Assenti
Depositi di Colata o di Scivolamento	Assenti
Accumuli di Frana	Assenti
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Assente
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Presenti ma volti all'interno del circo
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	Presente

Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	1
--	---

Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito di Pellaud è molto piccolo (0,8 Km<sup>2</sup>), considero un IVM = 2: Volumi piccoli in aree di estensione limitata riforniti annualmente da processi atmosferici (poco materiale).

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	2
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	1
Indice Granulometrico (IGR)	4
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	2
Indice Totale	16/25 (Alto)

Nome	Ghiacciaio di Truc Blanc
------	--------------------------



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )
7° 4' 8,392" E	45° 32' 39,280" N	3333	3394	Truc 0,05
7° 4' 3,129" E	45° 32' 22,906" N	3240	3262	Truc-1 0,01
7° 3' 46,336" E	45° 32' 12,179" N	3215	3294	Truc-2 0,02

Superficie Complessiva Aree Deglacializzate (Km <sup>2</sup> )	1,86
Superficie Depositi Glaciali (Km <sup>2</sup> ) – giallo	1,23
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km <sup>2</sup> ) - arancione	0,06
Superficie Substrato Roccioso (Km <sup>2</sup> ) – marrone	0,58

Percentuale di Aree Deglacializzate con Indice di Pendenza > 4	37%
--	-----

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5.

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Scisti e Metaconglomerati	Cristallino	Sabbiosa	4
Calcescisti	Carbonatico	Limoso - Argillosa	5
Metabasalti	Cristallino	Sabbiosa	4
Metagabbri	Cristallino	Sabbiosa	4

Siccome non è dato sapere quanta frazione fine è presente nel deposito del Ghiacciaio di Truc Blanc, consideriamo l'Indice Granulometrico (IGR) = 4. Il substrato presenta litologie che danno più facilmente una matrice sabbiosa e colate granulari.

Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

I lembi rimasti del ghiacciaio sono situati nei pendii superiori dell'area, vicino alle creste spartiacque. Vicino al grosso affioramento centrale, le pendenze sono minime, formando un piccolo pianoro. Sul terrazzo è presente un lago proglaciale. Il detrito nelle zone di versante, non presenta tracce di instabilità evidenti.

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Assenti
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Presente a valle del lago proglaciale
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Assenti
Depositi di Colata o di Scivolamento	Assente
Accumuli di Frana	Assente
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Assente
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Assente
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	Presente

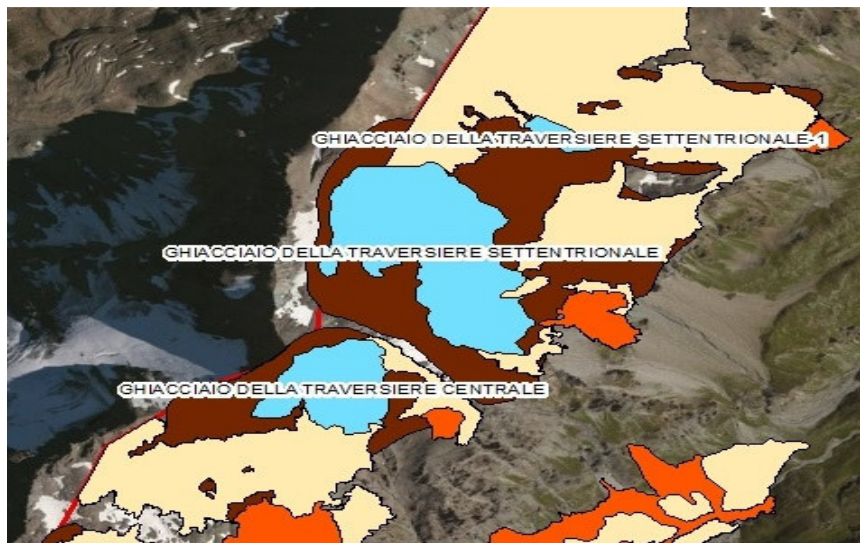
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	2
--	---

Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito di Truc Blanc di modeste dimensioni, considero un IVM = 3: Medi volumi di masse instabili in aree piccole riforniti annualmente da processi atmosferici.

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	2
Indice Granulometrico (IGR)	4
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
Indice Totale	18/25 (Alto)

Nome	Ghiacciaio della Traversiere
------	------------------------------



Longitudine	Latitudine	Altezza Min (m.s.l.m)	Altezza Max (m.s.l.m)	Superficie (Km <sup>2</sup> )
7° 3' 28,112" E	45° 31' 18,276" N	3269	3388	Centrale 0,07
7° 3' 39,168" E	45° 31' 33,498" N	3083	3372	Settentrionale 0,2
7° 3' 54,738" E	45° 31' 46,187" N	3001	3074	Sett.-1 0,01

Superficie Complessiva Aree Deglacializzate (Km <sup>2</sup> )	1,50
Superficie Depositi Glaciali (Km <sup>2</sup> ) - giallo	0,97
Superficie Depositi Fluvio-glaciali (Km <sup>2</sup> ) – arancione	0,12
Superficie Substrato Roccioso (Km <sup>2</sup> ) – marrone	0,37

Per la determinazione dell'Indice Geologico abbiamo utilizzato le classi litologiche definite da D'Agostino e Marchi (2003): Copertura morenica, alluvionale e di falda = 5

Percentuale di Aree Deglacializzate con Indice di Pendenza > 4	57%
--	-----

Litologia di Origine	Litotipo Prevalente	Matrice	Indice Granulometrico
Paragneiss	Cristallino	Sabbiosa	4
Calcescisti	Carbonatico	Limoso - Argillosa	5
Metabasalti	Cristallino	Sabbiosa	4
Metagabbri	Cristallino	Sabbiosa	4

Siccome non è dato sapere quanta frazione fine è presente nel deposito del Ghiacciaio della Traversiere, consideriamo l'Indice Granulometrico (IGR) = 4. Il substrato presenta litologie che danno più facilmente una matrice sabbiosa e colate granulari.

### Instabilità Geomorfologiche delle Zone Sorgenti

Il deposito del Ghiacciaio della Traversiere Meridionale è coperto di nevai. Le acque di fusione dei nevai incidono il detrito che viene trasportato verso valle, ad alimentare il deposito di Goletta e della Traversiere Meridionale. Il Ghiacciaio della Traversiere Settentrionale è circondato da affioramenti rocciosi a sud a est e a ovest. A est abbiamo l'unico sbocco verso valle dei depositi. Gli scaricatori glaciali confluiscono verso un torrente che scende fino alla Dora. In sinistra idrografica del torrente abbiamo il detrito che forma una morena laterale con pendenza superiore a 30°. Nella parte settentrionale del ghiacciaio si vede la presenza di lobi accentuati che indicano la possibilità di un Rock Glacier, tuttavia la scarpata esce dall'area deglacizzata, lasciando al suo interno una superficie semipianeggiante. Nel deposito del Ghiacciaio della Traversiere Settentrionale-1 le tracce di ruscellamento sono molto evidenti e gli scaricatori vengono convogliati in un torrente.

Nicchie di Erosione o Distacco (con Scivolamento)	Assente
Erosione Laterale a Corsi d'Acqua	Presente
Tracce di Ruscellamento Concentrato	Presenti
Depositi di Colata o di Scivolamento	Assente
Accumuli di Frana	Assenti
Copertura Vegetale (Inerbimento)	Assente
Lobi di Soliflusso/Geliflusso	Assenti
Connessione/ Vicinanza ad un Asse Torrentizio	Presente

Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	2
--	---

Volume Mobilizzabile: In questo lavoro di tesi, per la difficoltà di determinare il volume mobilizzabile per tutti i ghiacciai si fa riferimento alla distinzione fra bacini a ricarica limitata ed illimitata (Bovis e Jakob 1999). Il deposito della Traversiere di modeste dimensioni, considero un IVM = 3: Medi volumi di masse instabili in aree piccole riforniti annualmente da processi atmosferici.

Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
--------------------------------------	---

Indice di Pendenza (IP)	4
Indice di Formazioni Geologiche (IFG)	5
Indice di Stabilità dei Depositi (ISD)	2
Indice Granulometrico (IGR)	4
Indice di Volume Mobilizzabile (IVM)	3
Indice Totale	18/25 (Alto)