



**POLITECNICO**  
MILANO 1863

SCUOLA DI INGEGNERIA INDUSTRIALE  
E DELL'INFORMAZIONE

# Dinamica di lungo periodo di un ghiacciaio alpino: il caso dell'Aletsch

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN  
INGEGNERIA PER L'AMBIENTE E IL TERRITORIO

Author: **Margherita Moretti**

Student ID: 947046

Advisor: Daniele Bocchiola

Co-advisor: Leonardo Stucchi

Academic Year: 2022-23



## Abstract

This thesis studied the Grosser Aletsch glacier, located in the canton of Valais in Switzerland. Currently, because of climate change due to anthropogenic forcing, glaciers are a topic of great interest as indices of these changes. In this study the aim is to investigate how the Grosser Aletsch glacier reacted to climate variations in the past. Using the Poli-Hydro model, hydrological balances and glaciers dynamics were simulated for 342 years (1658-2000) with daily temporal resolution. For this purpose, temperature and precipitation historical time series, reconstructed by Casty (Casty et al. 2005) were considered and downscaled using data measured at meteorological stations. The calibration period covers the years 1980 to 2019, and the results were compared with measured mass balance (GLAMOS) available for the last century, with the distribution of ice thickness in the year 2019 reconstructed by Bauder (Bauder et al, 2021) and with flow measurements observed at hydrometric station located on the Massa river.

**Key-words:** Glacier, mass balance, historical series, glacier dynamic.



## Abstract in italiano

In questa tesi si è studiato il ghiacciaio Grosser Aletsch situato nel Canton Vallese in Svizzera. Attualmente a causa del cambiamento climatico dovuto a forzanti antropiche i ghiacciai sono un argomento di grande interesse in quanto indici di queste variazioni. In questo elaborato si è voluto indagare come ha reagito in passato il ghiacciaio Grosser Aletsch alle variazioni climatiche: tramite il modello Poli-Hydro sono stati simulati 350 anni (1658-2000) di bilanci idrologici e di dinamica del ghiacciaio con risoluzione temporale giornaliera. A questo scopo sono state considerate le serie storiche di temperatura e precipitazione ricostruite da Casty (Casty et al. 2005) e sottoposte a downscale servendosi di dati misurati alle stazioni meteorologiche. Il periodo di calibrazione copre gli anni dal 1980 al 2019 e i risultati sono stati confrontati con i bilanci di massa misurati (GLAMOS) disponibili per l'ultimo secolo, con la distribuzione degli spessori del ghiaccio nel 2019 ricostruita da Bauder (Bauder et al., 2021) e con le misure di portata osservate alla stazione idrometrica situata sul torrente Massa.

**Parole chiave:** ghiacciaio, bilancio di massa, serie storica, dinamica glaciale.



# Contents

<b>Abstract</b> .....	<b>i</b>
<b>Abstract in italiano</b> .....	<b>iii</b>
<b>Contents</b> .....	<b>v</b>
<b>1 Introduzione</b> .....	<b>7</b>
1.1. Ghiacciai e variazioni climatiche .....	7
1.2. Ricostruzioni delle fluttuazioni del ghiaccio.....	8
<b>2 Area di studio e dati</b> .....	<b>9</b>
2.1. Area di studio .....	9
2.2. Fluttuazioni del ghiacciaio negli ultimi 3200 anni .....	10
2.2.1. Età del ferro, età del bronzo e medioevo .....	11
2.2.2. Piccola era glaciale.....	11
2.2.3. Dal 1860 ad oggi.....	15
2.3. Dati .....	18
2.3.1. Temperatura.....	20
2.3.2. Precipitazione.....	23
2.3.3. Radiazione .....	27
2.3.4. Modello digitale del terreno .....	28
2.3.5. Spessore del ghiacciaio nel 2019.....	30
2.3.6. Spessore del ghiacciaio nel 1880.....	31
<b>3 Modello idrologico</b> .....	<b>33</b>
3.1.1. Bilancio di massa .....	34
3.1.2. Evapotraspirazione .....	38
3.1.3. Dinamica glaciale.....	38
3.1.4. Flow routing.....	41
<b>4 Risultati</b> .....	<b>41</b>
4.1. Calibrazione (1980-2019) .....	41
4.1.1. Parametri del modello Degree Day .....	43
4.2. Simulazione sul lungo periodo (1659-2000) .....	49
<b>5 Discussione</b> .....	<b>54</b>
<b>6 Sviluppi futuri</b> .....	<b>57</b>

<b>7</b>	<b>Conclusioni.....</b>	<b>58</b>
<b>8</b>	<b>Bibliografia.....</b>	<b>59</b>
<b>9</b>	<b>Lista dei grafici .....</b>	<b>65</b>
	<b>Lista delle figure .....</b>	<b>67</b>
	<b>Lista delle tabelle.....</b>	<b>69</b>
	<b>Lista dei simboli.....</b>	<b>Error! Bookmark not defined.</b>

# 1 Introduzione

## 1.1. Ghiacciai e variazioni climatiche

L'obiettivo di questa tesi è quello di simulare le fluttuazioni del ghiacciaio Grosser Aletsch dalla metà del diciassettesimo al ventunesimo secolo tramite un modello fisicamente basato che elabori i dati climatici di temperatura e precipitazione in modo da ottenere il bilancio di massa del ghiacciaio.

Le variazioni di volume dei ghiacciai sono un segnale indiretto, ritardato e filtrato delle fluttuazioni climatiche (Hock et al. 2019). La risposta di un ghiacciaio a queste variazioni è proporzionale all'intensità dei cambiamenti climatici stessi: infatti questi corpi idrici, sottoposti a un cambiamento del clima, reagiscono modificando il loro volume fino al raggiungimento di uno stato di equilibrio con le nuove condizioni climatiche. Il tempo impiegato per raggiungere questa situazione di equilibrio è il tempo di reazione e varia a seconda dell'intensità del cambiamento in atto e soprattutto delle dimensioni del ghiacciaio: l'Aletsch il ghiacciaio più esteso d'Europa, ha un tempo di risposta stimato tra i 50 e i 100 anni (Haberli Holzhauser 2003) e di conseguenza è indice di fluttuazioni climatiche a lungo termine. Gli effetti climatici ad alta frequenza (annuali o decennali) sono quindi filtrati dalla dinamica lenta del ghiacciaio.

La ricostruzione delle fluttuazioni glaciali nel periodo pre-industriale rivela il range naturale di variabilità del clima durante l'Olocene rispetto al quale può essere giudicata la situazione attuale (Holzhauser, 2005). Studiare il rapporto tra le variazioni climatiche e le fluttuazioni dei ghiacciai può aiutare a comprendere le anomalie di adesso e prevedere il comportamento dei ghiacciai nel futuro. Nel periodo in cui ci si propone di simulare i bilanci di massa il ghiacciaio ha subito una fase di avanzata e due di ritiro, la simulazione della fase di transizione sarebbe interessante da studiare per valutare con quanta inerzia il ghiacciaio è passato da una fase di ritiro a una di avanzata e confrontare due fasi di ritiro rapportandole alle variazioni climatiche che si sono verificate.

Il monitoraggio delle aree ricoperte da ghiaccio inoltre è importante per conoscere la disponibilità di acqua a valle del bacino, che rappresenta una risorsa sia dal punto di vista economico sia dal punto di vista energetico: in Svizzera il contributo del settore idroelettrico ricopre il 55% dell'energia prodotta annualmente (BFE, 2019). Nei periodi di siccità infatti i ghiacciai hanno avuto un ruolo fondamentale: un esempio è

rappresentato dal picco di temperature estive che si è verificato nel 2003, in questo periodo nella pianura centrale svizzera le portate erano il 40-60% della media calcolata sul lungo periodo, nei bacini alpini al contrario sono state registrate portate pari o superiori alla media (Zappa e Kan, 2007).

I ghiacciai ricoprono inoltre un ruolo fondamentale nell'agricoltura, nel rischio idrogeologico, nel turismo, nella disponibilità di acqua potabile e per l'innalzamento del livello dei mari.

## 1.2. Ricostruzioni delle fluttuazioni del ghiaccio

Lo studio storico di questo ghiacciaio è incoraggiato dalla numerosa quantità di dati a disposizione risalenti agli ultimi due millenni che hanno reso possibile la ricostruzione della sua estensione. Haeberly e Holzhauser si sono dedicati a ricostruire le variazioni delle dimensioni dei ghiacciai svizzeri e le fluttuazioni del livello dei laghi negli ultimi 3500 anni. Il loro interesse era volto a studiare i cambiamenti nel ciclo termico e idrologico associati alle oscillazioni climatiche più importanti ovvero la transizione dal clima sub-boreale a quello sub-atlantico, periodi caldi romani e medievali e la 'Little Ice Age'.

Per ricostruire la posizione del fronte glaciale hanno utilizzato vari metodi (Holzhauser et al., 2005):

- metodi glaciologici, che prevedono la raccolta di misure e osservazioni di volume, aree e variazioni di lunghezza.
- metodi storici o archeologici, ovvero raccogliendo fonti scritte o pittoriche oppure ricercando gli effetti del ghiacciaio su opere antropiche come abitazioni, antichi sentieri o canali di irrigazione.
- metodi glaciomorfologici che consistono nel datare i paleosuoli e il legno: datando l'anello esterno del tronco di un albero, si può risalire al momento in cui l'albero è morto, che coincide col momento in cui il ghiacciaio è avanzato fino a quella posizione; dal numero di anelli del tronco dell'albero si ricava invece la durata della vita dell'albero, interpretata come il tempo intercorso fra due periodi di avanzamento del ghiacciaio. Questo metodo ammette un'accuratezza di 100-200 anni. La risoluzione di un singolo anno si può ottenere combinando la datazione al radiocarbonio con la "absolute standardized tree-ring width chronology": questo metodo consiste nello studio delle curve rappresentative della larghezza dell'anello che descrivono come varia lo spessore dell'anello nel tempo: infatti lo spessore di un anello dipende dalle condizioni climatiche che lo circondano durante la sua formazione ed è quindi caratteristico di un certo periodo. Confrontando la curva caratteristica relativa al periodo in cui ricade la radiazione al radiocarbonio con la curva dell'albero fossilizzato le si possono sovrapporre in modo da definire

precisamente in che anni si colloca la vita dell'albero e dedurre la sua interazione col ghiacciaio.

## 2 Area di studio e dati

### 2.1. Area di studio

Il ghiacciaio Grosser Aletsch è situato in Svizzera nel Canton Vallese, ha attualmente un'estensione di 78,49 Km<sup>2</sup> e una lunghezza di 23 Km e contiene più del 20% del volume di ghiaccio di tutte le Alpi (circa 12km<sup>3</sup>) (GLAMOS). La rete di monitoraggio dei ghiacciai svizzeri 'GLAMOS' ha registrato i bilanci di massa dal 1892 (Grafico 2.2) e la variazione di lunghezza dal 1915 (Grafico 2.1). Il ghiacciaio è composto da tre tributari principali che si incontrano presso la Konkordiaplatz, da qui la lingua glaciale si estende per 15 km (Figura 2.1). Il ghiacciaio si sviluppa da un'altitudine di 1650 metri fino a raggiungere 4085 metri.

Nella Figura 2.1 sono rappresentati i confini del bacino idrografico considerato, le stazioni a cui si fa riferimento per i dati precipitazione (Lauterbrunnen, 815 m) e di temperatura (Jungfrauoch, 3571 metri) e la stazione idrologica del torrente Massa. In questa area si trovano anche altri due ghiacciai: l'Ober-Aletsch che ha un'estensione di 17,47 km<sup>2</sup> e il Mittel-Aletsch che ha un'estensione di 6,86 km<sup>2</sup>.

Questa area fa parte della "Jungfrau-Aletsch Area" che è stata dichiarata patrimonio dell'Unesco nel 2001.

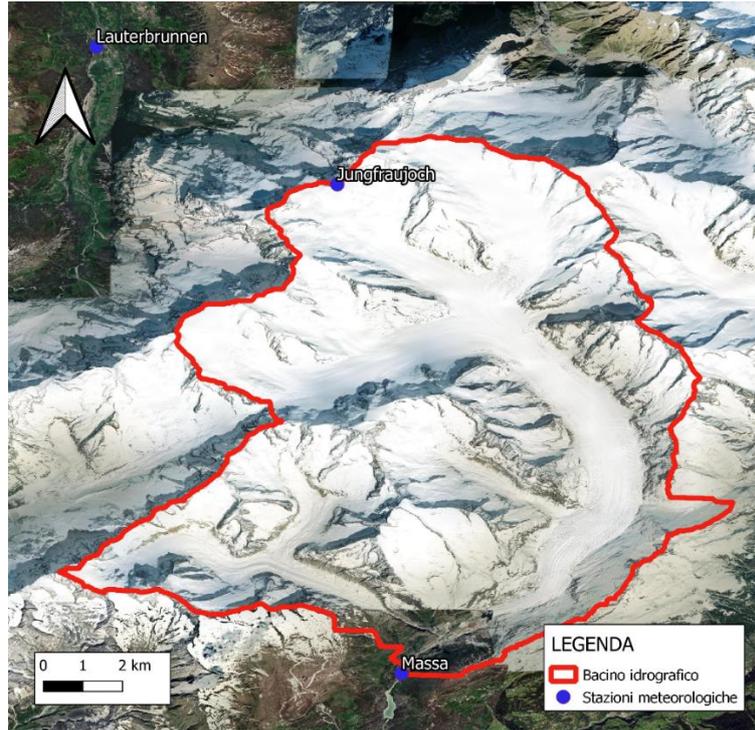


Figura 2.1: Area di studio (confini del bacino idrologico considerato in rosso, stazioni meteorologiche e stazione idrologica in blu)

Le acque di fusione del ghiacciaio Grosser Aletsch e del ghiacciaio adiacente Oberaletsch confluiscono nel torrente Massa, le cui portate sono monitorate dal 1931 dalla stazione idrometeorologica sopra citata posta a un'altitudine di 1446 m. A un'altitudine di 1437 m si trova la diga di Gebidem che crea un lago artificiale che raccoglie le acque del bacino considerato.

## 2.2. Fluttuazioni del ghiacciaio negli ultimi 3200 anni

Prima del 1200 sono disponibili solo datazioni dendrocronologiche di legno fossilizzato. Dal 1200 in poi la curva ricostruita da Haeberly e Holzhauser si basa su evidenze dendrocronologiche e archeologiche e su fonti storiche scritte e visive. In Figura 2.2 sono rappresentate le variazioni del fronte negli ultimi 3500 anni ricostruite da Haberly e Holzhauser.

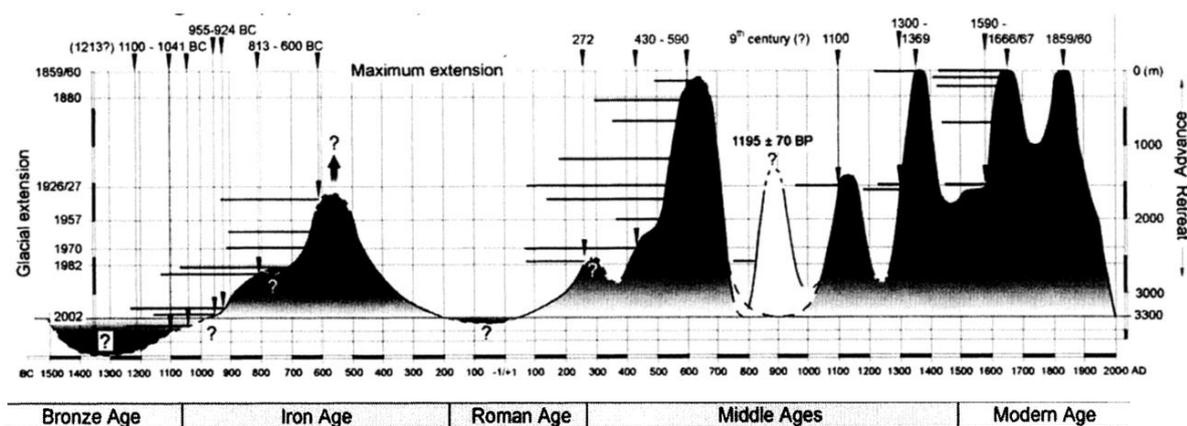


Figura 2.2: Variazioni del fronte del ghiacciaio Grosser Aletsch ricostruite da Haeberly e Holzhauser (i puntatori indicano i punti noti su cui si basa la ricostruzione).

### 2.2.1. Età del bronzo, età del ferro e medioevo

Relativamente al periodo tra l'età del bronzo e il medioevo vi sono evidenze dendrocronologiche non solo delle fasi di crescita (813-600 BC) ma anche dei periodi in cui il ghiacciaio era di dimensioni simili o inferiori rispetto ad adesso (Figura 2.2): durante la tarda età del bronzo dal 1350 al 1250 BC il fronte del ghiacciaio era circa 1000 m più arretrato di adesso: questo periodo è riportato come una fase calda e arida in altri proxy alpini e dell'emisfero boreale.

Alla fine dell'età del ferro (200 BC - 50 AD) il ghiacciaio è arrivato ad avere le dimensioni attuali se non inferiori; alla fine del primo periodo del medioevo (intorno al 700 AD) ha raggiunto l'estensione attuale. L'ultimo periodo medievale caldo, che dura circa dall'800 AC fino alla piccola era glaciale (LIA) che inizia intorno al 1300, è stato interrotto da due modeste avanzate non precisamente definite poiché sono disponibili solo le datazioni al radiocarbonio.

### 2.2.2. Piccola era glaciale

Durante la piccola era glaciale si sono susseguiti tre picchi di massima estensione del ghiacciaio: un primo picco nel 1370, un secondo tra il 1670 e il 1680 e un terzo intorno al 1859/1860 (Figura 2.2).

Dopo il 1500 si è verificato una breve fase di crescita: come testimoniato dalla dendrocronologia il ghiacciaio è aumentato moderatamente dopo il 1505 e nel 1510 ha distrutto un canale di irrigazione (Holzhauser e Zumbuhl, 1999). Il ghiacciaio ha iniziato la sua avanzata vera e propria nel 1581, 16 anni dopo l'abbassamento delle temperature (deducibile dalla dendrocronologia che dalla densità degli anelli ricava la temperatura: maggiore è la densità più è alta la temperatura). Dal 1581 al 1600 il ghiacciaio è avanzato di 560 metri (30 m/anno), dal 1600 ha continuato a crescere di 10-20 metri/anno fino al 1678 quando ha raggiunto la massima estensione investendo

numerosi larici (Holzhauser et al., 2005). L'analisi di questi larici tramite la dendrocronologia ha reso possibile la ricostruzione molto precisa di quanto accaduto dall'ultimo terzo del sedicesimo secolo fino al massimo al 1670/1680. Vi sono anche numerosi dipinti a testimonianza della piccola era glaciale che rappresentano inverni molto rigidi ed estati fredde e umide (Hans Neuberger, 1970).

Un indizio storico delle fasi di crescita e ritiro del ghiacciaio è costituito dall'accesso ai pascoli che si trovavano tra i ghiacciai Oberaletsch e Grosser Aletsch (Holzhauser, 1999), ci sono 7 fonti che testimoniano l'utilizzo del pascolo nel 1502, 1525, 1527, 1531, 1540, 1584, e 1587 attraverso il ghiaccio dell'Oberaletsch che riempiva la valle che altrimenti sarebbe stata impraticabile. Nel 1860 il ritiro dell'Oberaletsch ha costretto i residenti a cercare un'altra via per raggiungere i pascoli attraverso l'Aletsch, divenuta anch'essa impraticabile dal 1935. Da questo si può dedurre che negli anni in cui si raggiungeva il pascolo attraverso il ghiacciaio, la posizione del fronte del ghiacciaio si trovasse almeno nel punto in cui si trovava nel 1935/40.

L'apice dell'ultima fase di crescita è testimoniato da numerose fonti pittoriche e fotografiche, di seguito ne vengono riportate alcune:



Figura 2.3: Disegno di H. Hogard del fronte del ghiacciaio che abbatte gli abeti rossi e distrugge il vecchio sentiero dell'Aletsch sul lato sinistro della valle nel 1849.



Figura 2.4: Il fronte glaciale investe gli abeti (fotografia di Camille Bernabè 6 settembre 1850).

In Figura 2.5.a è riportata una fotografia del ghiacciaio scattata nel 1865 da Belalp, ovvero durante il periodo in cui si è verificato il picco della sua estensione. Nella figura successiva (Figura 2.5.b **Error! Reference source not found.**) viene rappresentato il ghiacciaio dallo stesso punto di vista nel 1980 (115 anni dopo) e sulla destra del ghiacciaio (a sinistra nella foto) si riconosce l'antico limite del ghiaccio del 1850 creato dall'erosione della morena laterale, indicata dalla freccia bianca.



Figura 2.5: a) il ghiacciaio Grosser Aletsch nel 1865 visto da Belalp (fotografia: Adolphe Braun); b) Il ghiacciaio visto dallo stesso punto di vista della foto sopra nel 1980; c) Ripetizione dell'immagine nel 2021 (spedizione "Sulle tracce dei ghiacciai – Alpi 2021").

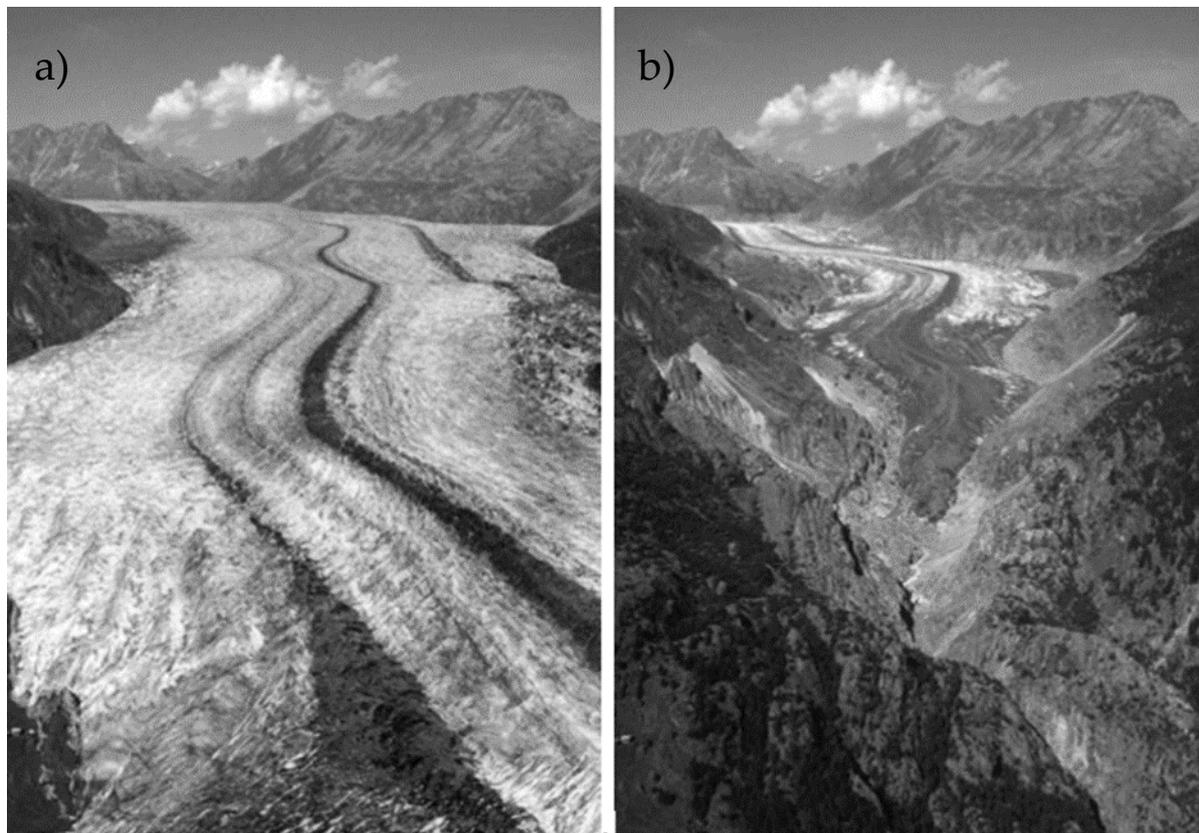


Figura 2.6: a) la fotografia scattata da Frederic Martens nel 1856, b) fotografia scattata da Hanspert Holzhauser nel 2000.

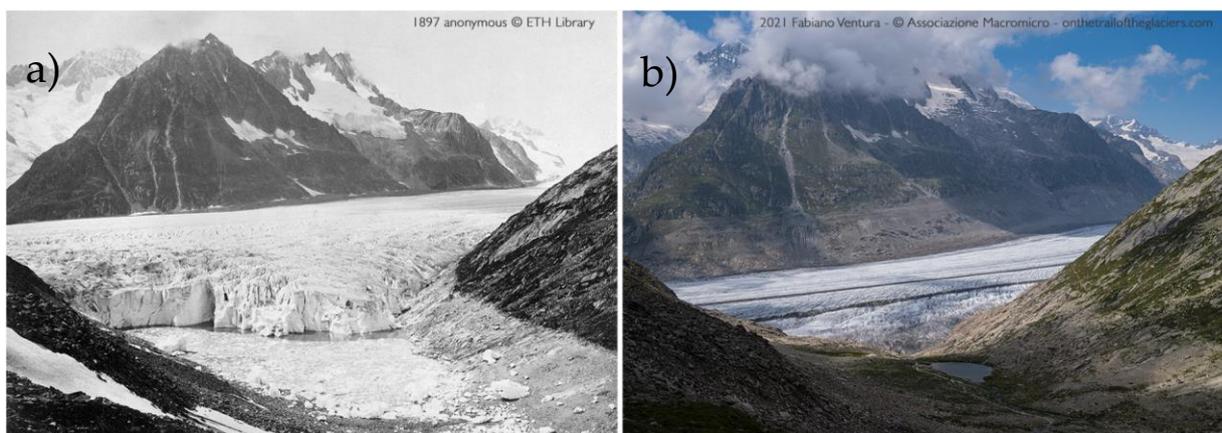


Figura 2.7: a) lingua del ghiacciaio fotografata nel 1897, b) fotografia della lingua del ghiacciaio ripetuta nel 2021 da Fabiano Ventura (spedizione “Sulle tracce dei ghiacciai – Alpi 2021”).

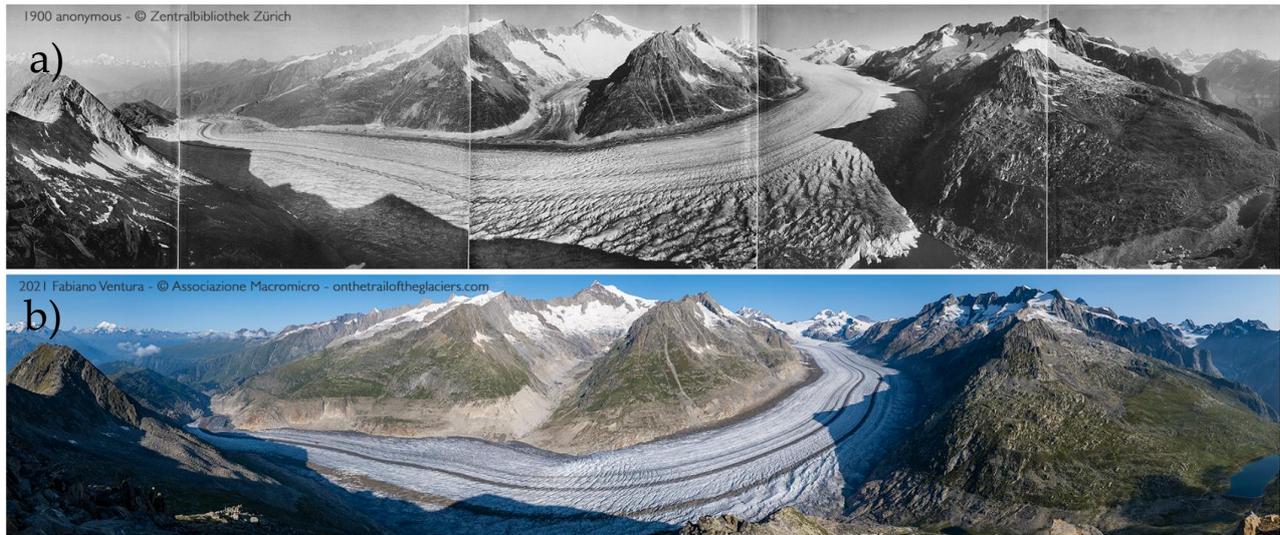


Figura 2.8: a) Lingua del ghiacciaio Mittelaletsch e dell'Aletsch fotografate nel 1900; b) Fotografia ripetuta nel 2021 da Fabiano Ventura (spedizione "Sulle tracce dei ghiacciai – Alpi 2021").

### 2.2.3. Dal 1860 ad oggi

Dal 1860 al 2000 il ghiacciaio si è ritirato di 3,4 chilometri (24 m/anno) (Holzhauser et al., 2005) e adesso la lunghezza si sta approssiando alla minima del 200 BC 50 AD.

La lunghezza della lingua è stata misurata da GLAMOS dal 1892 rendendo l'ultimo secolo ben documentato, i dati sono riportati nel Grafico 2.1. La prima palina ablatometrica (P0 riportata in Figura 2.9) è stata installata sul Jungfraufirn (3350m) nel 1918 iniziando la serie dei bilanci di massa rappresentata nel Grafico 2.2: Bilanci di massa annuali dal 1915 al 2020. Grafico 2.2..

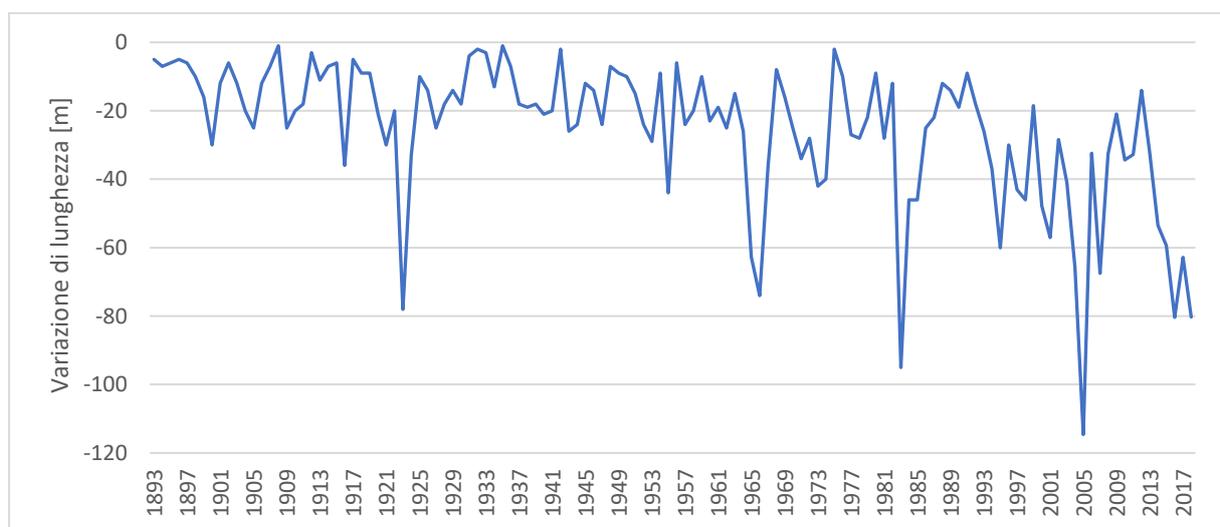


Grafico 2.1: Variazioni di lunghezza registrate dal 1892 al 2018.

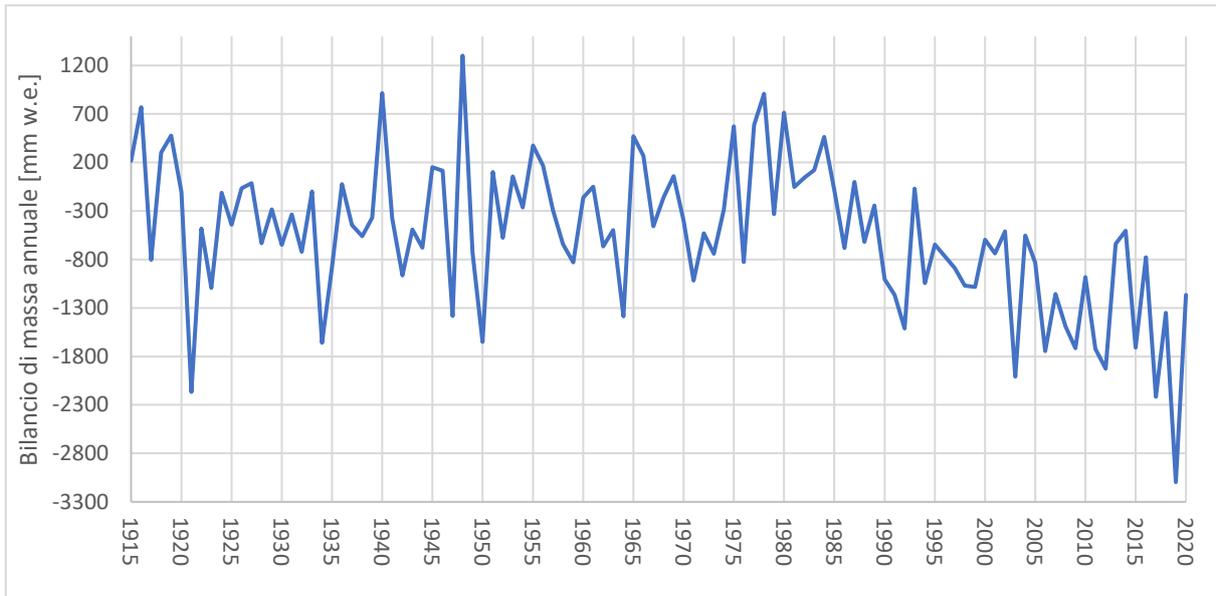


Grafico 2.2: Bilanci di massa annuali dal 1915 al 2020.

In Figura 2.9 sono rappresentate le paline che hanno misurato i bilanci di massa annuali (da settembre di un anno a settembre dell'anno successivo) e di seguito nel Grafico 2.3 sono state riportate le misurazioni di 4 paline, 3 delle quali installate in quota (vedi Figura 3), e una (PN) a una quota inferiore: si può notare come le paline più in quota accumulino mm di w.e. (water equivalent) ogni anno e quindi misurino un bilancio annuale positivo mentre la palina più a valle misuri bilanci di massa sempre negativi. Questo squilibrio viene compensato dal flusso del ghiaccio, che ripartisce la massa accumulata a monte nelle zone più a valle (vedasi cap. Dinamica glaciale 3.1.3).

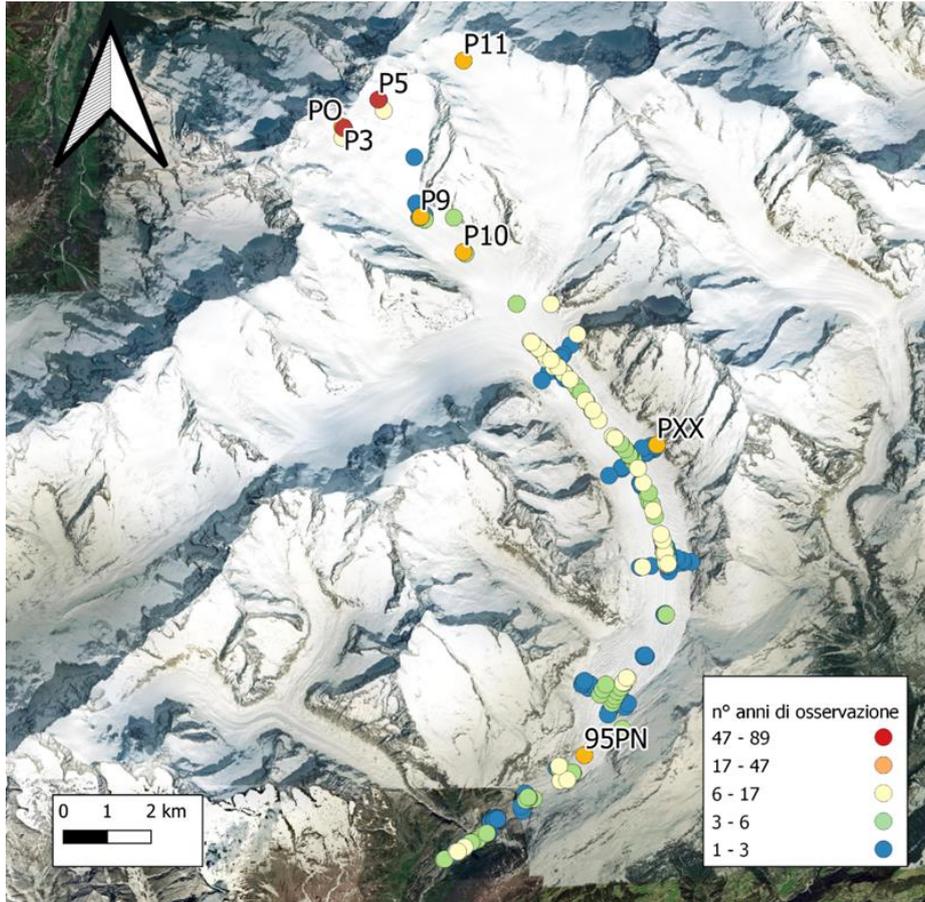


Figura 2.9: Rappresentazione della distribuzione spaziale delle paline (colorazione in base alla lunghezza della serie).

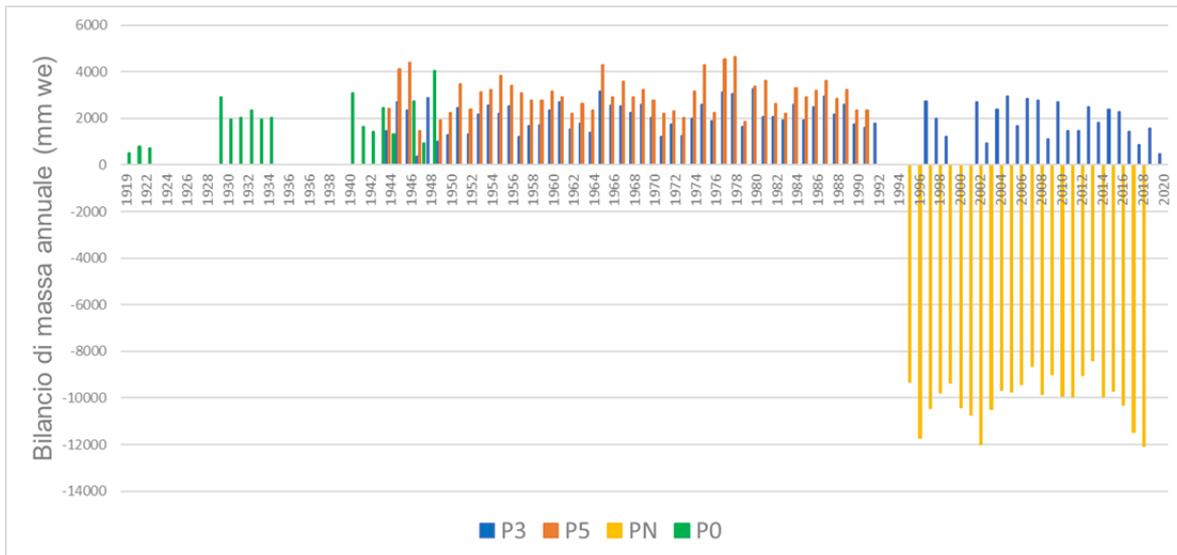


Grafico 2.3: Bilanci di massa annuali (mm WE) misurati dalle paline P3, P5,PN e P0.

## 2.3. Dati

I dati di temperatura e precipitazione sono ricavati dalle serie temporali ricostruite da Casty (Casty et al. 2005) comprendenti il territorio compreso tra le latitudini 43,25 N e 48,25 N e tra le longitudini 4,25 E e 16,25 E.

Casty ha ottenuto le serie di temperature e precipitazione da 87 serie temporali per le temperature e 146 per le precipitazioni, in combinazione con 11 documenti comprese stime da narrativa, annali, scritti scientifici, e 12 documenti monasteriali. Dal 1901 fino al 2000 sono disponibili anche i dati ricostruiti da Mitchel (Mitchell et al., 2004) su tutta la superficie terrestre con una risoluzione di 0,5°. Casty ha selezionato 199 punti nell'area escludendo le zone non alpine in Francia, Pianura Padana e Croazia (Figura 2.10).

Casty ha ricostruito i modelli di temperatura e precipitazione dell'aria superficiale alpina con risoluzione mensile fino al 1659 e stagionale fino al 1500, utilizzando la regressione alle componenti principali come descritto in Luterbacher et al. In primo luogo, per il periodo di calibrazione 1901-1960 sono state calcolate le funzioni empiriche ortogonali principali (EOF) che spiegano il 90% della varianza dei dati predittivi e le principali EOF che spiegano il 95% della variabilità totale dei dati predittivi (temperatura e precipitazioni grigliate, rispettivamente, Mitchell et al., 2004).

Viene quindi eseguita una regressione multivariata rispetto a ciascuna delle EOFs dei punti griglia del periodo di calibrazione rispetto a tutte le EOFs dei dati predittivi. L'applicazione del modello di regressione multivariata ai dati indipendenti durante il periodo di verifica 1961-1995 consente di testare le prestazioni delle ricostruzioni. A causa del numero variabile di dati predittivi nel tempo (Figura 2.10), sono stati sviluppati 10 modelli annidati per il periodo 1500-1658 per la temperatura (12 per le precipitazioni) e 390 per il periodo 1659 in poi (458 per le precipitazioni). La media di tutti i 199 punti della griglia sulla regione alpina europea consente di ricavare serie temporali regionali di temperatura e precipitazione prendendo come stima dell'incertezza la varianza non risolta nella regressione (errore standard, SE; von Storch e Zwiers, 2001; Briffa et al., 2002). Le nuove ricostruzioni vengono quindi confrontate con i dati CRU predittivi (Mitchell et al., 2004) nel periodo di verifica, punto per punto, per l'intera area di studio. La statistica Riduzione dell'Errore (RE, per una rassegna si veda Cook et al., 1994) viene utilizzata per stimare la forza della relazione lineare tra ricostruzione e osservazione. RE è la frazione attesa della varianza tra predictand e predictor, data dal predictor. Va da  $-\infty$  a +1, con un valore nullo che indica la media dell'abilità climatologica e un RE sempre più positivo che indica una maggiore abilità nella regressione. RE + 1 sarebbe una ricostruzione perfetta, mentre  $-1 < RE < 0$  è meglio che casuale. Casty ha eseguito diversi esperimenti di sensibilità per massimizzare le statistiche di RE nel tempo. È risultato che l'80% (90%) della varianza spiegata dei dati predittivi per la temperatura (precipitazioni) e l'80% (95%) dei dati predittivi CRU (Mitchell et al., 2004) hanno fornito i risultati più soddisfacenti. Infine,

è stata ripetuta la calibrazione sul periodo 1901-1995 per ricavare i modelli finali di temperatura e precipitazione per il periodo 1500-1900 per l'area alpina.

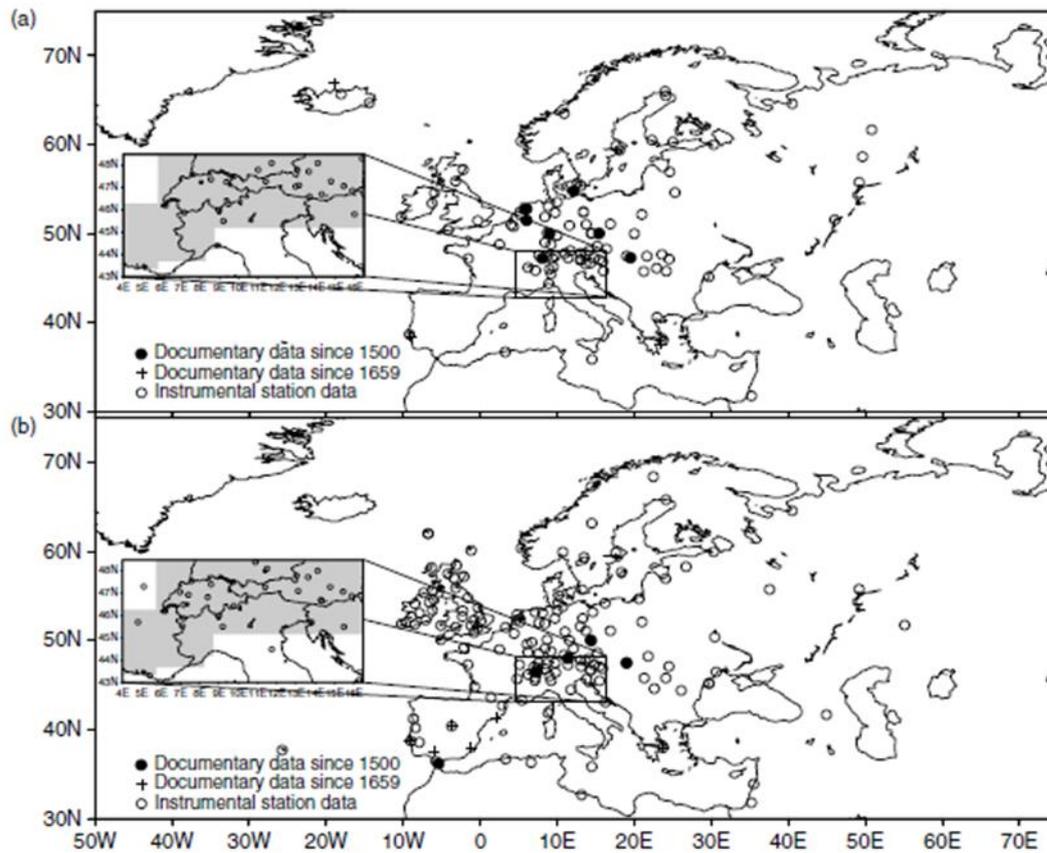


Figura 2.10: Distribuzione spaziale dei dati predittori della temperatura (a) e delle precipitazioni (b) L'area ombreggiata nello zoom è l'area in cui sono state ricostruiti i dati. (Casty 2005).

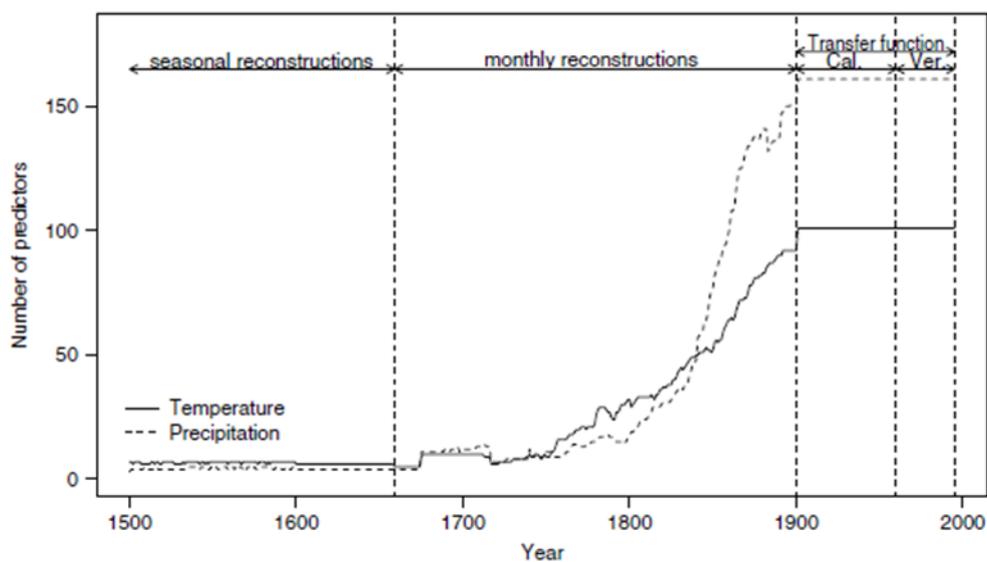


Figura 2.11: Numero di predittori per la stima delle serie climatiche in funzione del tempo. (Casty 2005).

Per studiare le fluttuazioni dell'Aletsch si è fatto riferimento ai dati relativi al quadrante con vertice Nord Ovest di coordinate 46.75N 7.75E.

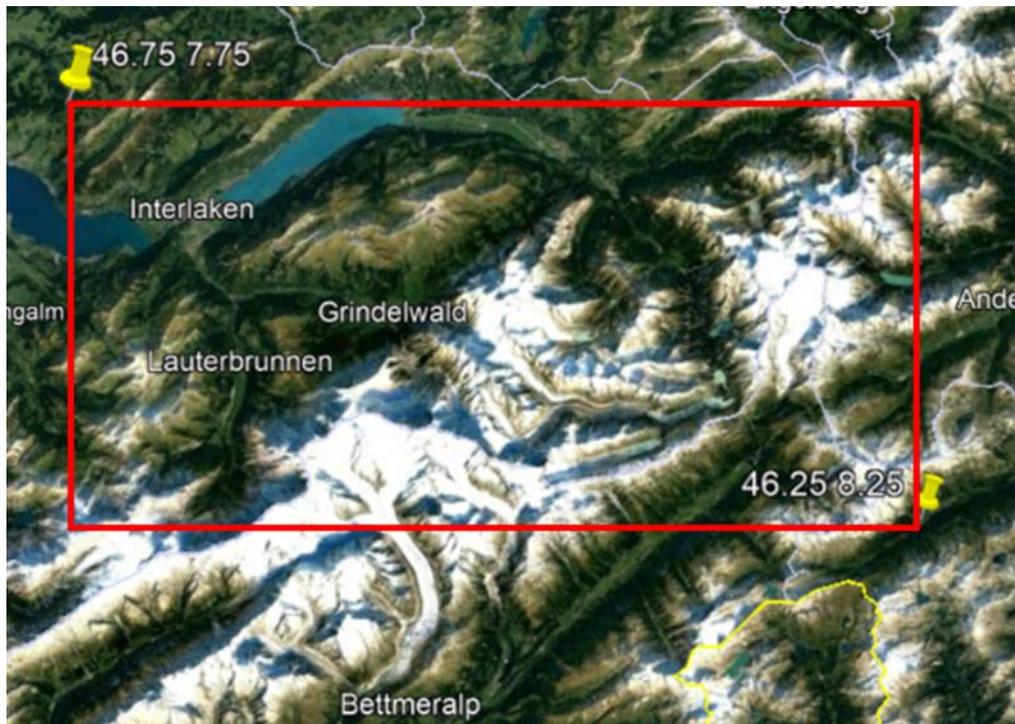


Figura 2.12: Quadrante della griglia costruita da Casty (Casty 2005) qui considerato.

### 2.3.1. Temperatura

Il quadrante considerato comprende prevalentemente aree montuose in cui la temperatura è molto variabile e impedisce di prendere il valore medio di Casty come rappresentativo sul bacino considerato. Si osserva però che la serie ottenuta da Casty riferita a questo quadrante ha una correlazione pari a 0.96 con le temperature rilevate alla stazione di Jungfrauoch, questo risulta evidente anche dal Grafico 2.4 che conferma che le due serie hanno un andamento comparabile a meno di un fattore di scala. Infatti la temperatura è relativamente ben correlata anche su grandi distanze e questo permette di ottenere stime affidabili.

Alla luce della correlazione fra le due serie vengono calcolate le differenze fra i valori mensili stimati da Casty e le medie mensili dei dati misurati alla stazione di Jungfrauoch. La serie di Casty viene quindi corretta con le differenze così calcolate e le medie mensili ottenute vengono disaggregate in modo da ottenere una risoluzione temporale giornaliera. Per ricreare la variabilità delle temperature è stato aggiunto il valore della varianza, calcolato dalla serie misurata alla stazione di Jungfrauoch, moltiplicato per un valore casuale estratto da una variabile normale standard. Nella Tabella 2.1 sono riportate le differenze medie mensili, le varianze medie mensili e le deviazioni standard calcolate dalla serie di temperature osservate. In questo modo si è ottenuta una serie giornaliera dal 1658 al 2000 le cui medie mensili sono

rappresentate nel Grafico 2.5 a confronto con la serie osservata. Le medie annuali della serie ricostruita completa sono riportate nel Grafico 2.6.

$$T = T_{mensile} - \Delta_{mensile} + \sigma * inv.norm.st(rand)$$

Tabella 2.1: Differenze mensile media fra le temperature mensili stimate da Casty e le medie mensili osservate, varianza e deviazione standard della serie osservata.

Mese	Delta	Varianza	Deviazione standard
1	11.2	20.1	4.5
2	12.7	22.3	4.7
3	14.3	17.4	4.2
4	15.4	14.7	3.8
5	15.3	10.9	3.3
6	15.2	11.1	3.3
7	15.1	9.9	3.1
8	14.6	8.7	2.9
9	13.6	10.3	3.2
10	12.0	15.2	3.9
11	11.7	19.9	4.5
12	11.4	19.8	4.5

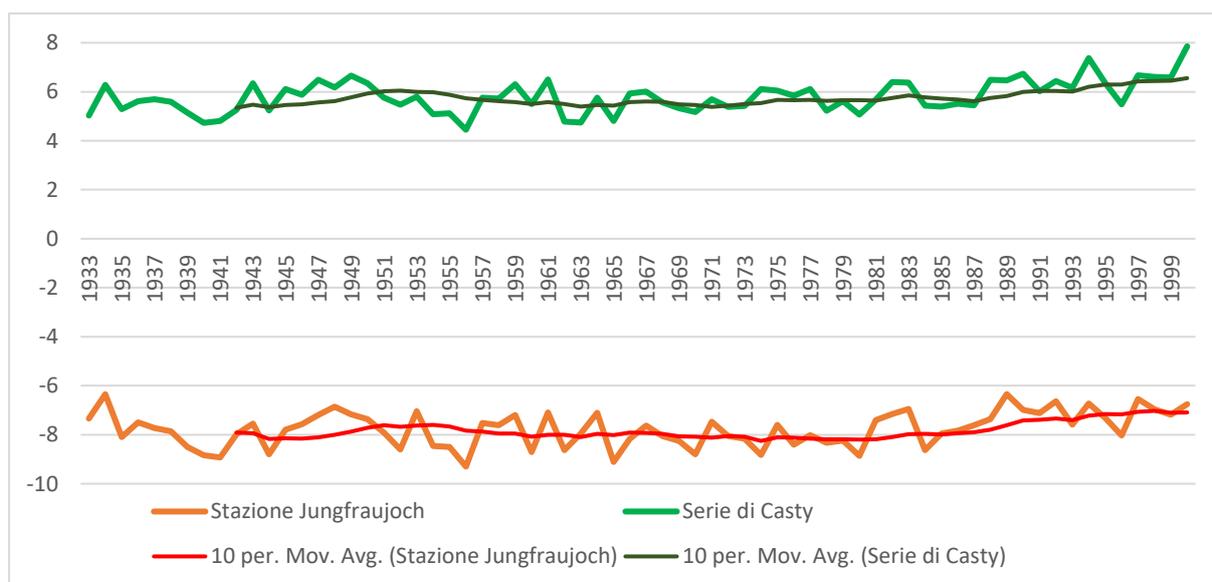


Grafico 2.4: Serie storica delle temperature ricostruite da Casty (Casty, 2005) a confronto con i valori misurati alla stazione.

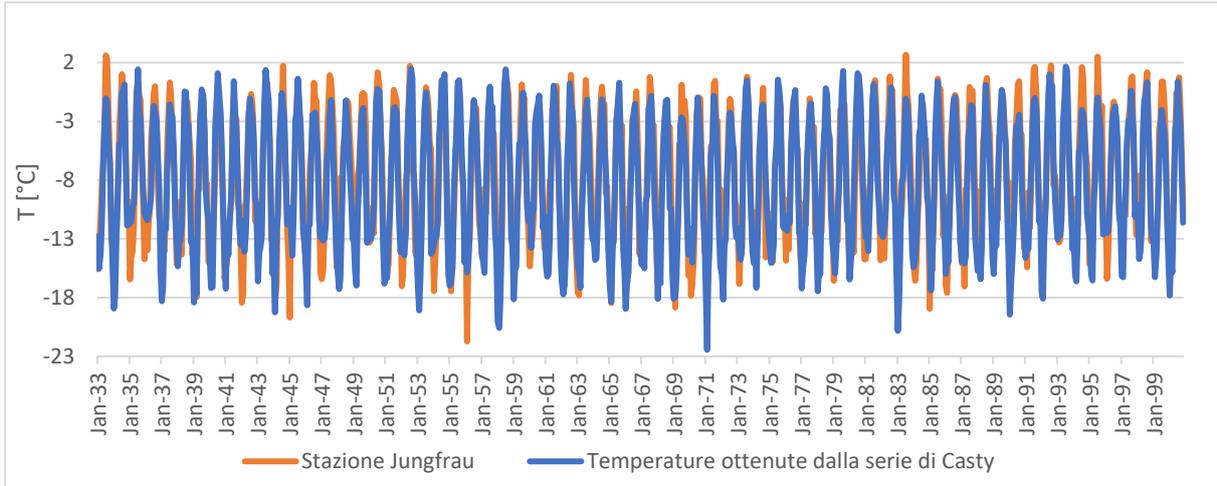


Grafico 2.5: Temperature medie mensili misurate e temperature medie mensili ottenute dalla serie di Casty.

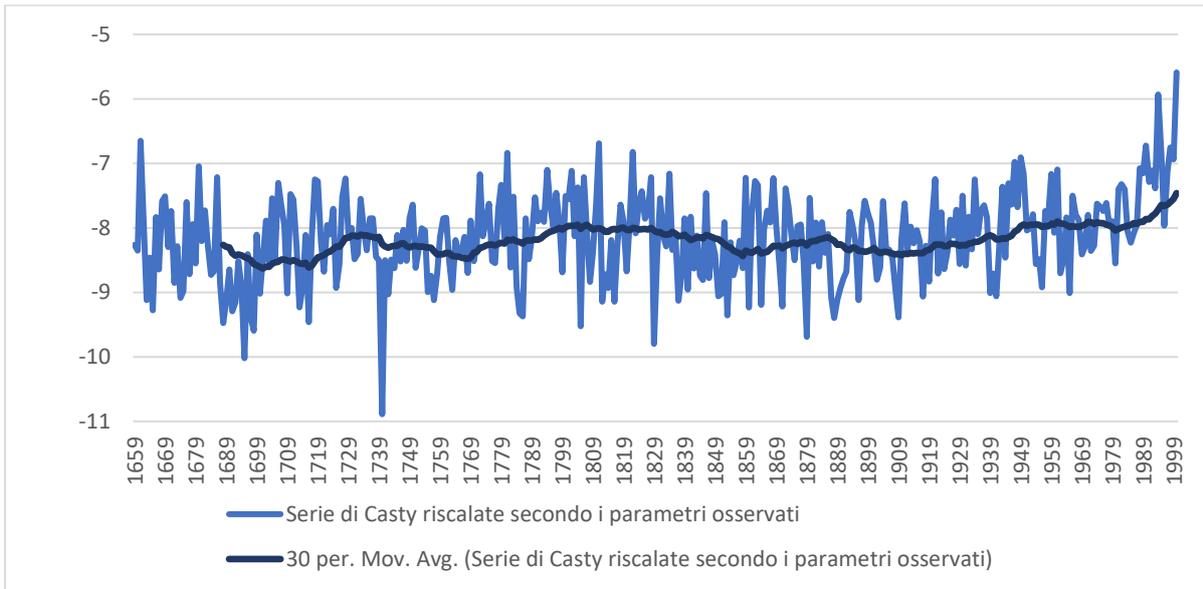


Grafico 2.6: Temperature medie annuali risultanti dal downscaling.

Per il calcolo della temperatura è stato applicato un gradiente in base alla quota valutato per ogni mese. Nel bacino oggetto di studio si trovano due stazioni di misura delle temperature che quindi non vengono ritenute sufficienti per ottenere una stima affidabile del gradiente; si è preferito applicare un gradiente proposto da Dominique Dumas (Dominique Dumas, 2013). Quest'ultimo ha ottenuto i valori mensili di gradiente riportati nella Tabella 2.2 basandosi su osservazioni di temperatura rilevate in 92 stazioni meteorologiche situate nelle Alpi francesi del Nord nel periodo 1960-2007.

Tabella 2.2: Gradiente termico mensile.

Mese	Gradiente termico
1	-0.0035
2	-0.0046
3	-0.0053
4	-0.0056
5	-0.0054
6	-0.0054
7	-0.0052
8	-0.0051
9	-0.0048
10	-0.0042
11	-0.0039
12	-0.0035

I valori di gradiente rimangono progressivi e regolari, i valori più bassi sono osservati nei mesi di dicembre e gennaio, il più alto in aprile. Questo tipo di ciclo stagionale può essere spiegato dalle frequenti inversioni termiche nella stagione fredda e alla natura instabile dell'atmosfera in primavera che favorisce il rimescolamento. È anche una conseguenza degli scambi radiativi turbolenti di calore che variano progressivamente durante l'anno con il percorso del sole e le interazioni della radiazione con i rilievi (Dominque Dumas, 2013).

### 2.3.2. Precipitazione

Anche per le precipitazioni si fa riferimento alla serie storica ricostruita da Casty relativa al quadrante con vertice N-O in 46.75 N e 7.75 E (Casty et al., 2005). La distribuzione spaziale delle precipitazioni nell'ambiente alpino però è più complessa delle temperature: le differenze spaziali e i gradienti altitudinali infatti variano anche su brevi distanze, quindi l'incertezza sui dati che verranno ottenuti sarà maggiore rispetto a quella dei dati di temperatura.

Il valore della serie proposta da Casty, come nel caso delle temperature, è la precipitazione media di un'area di estensione  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$  (Figura 2.12).

Il primo passo per la disaggregazione di questa serie di precipitazione è stato rendere consistenti i dati con quelli osservati. Sono state quindi valutate le differenze medie mensili fra i dati della serie storica e quelli osservati (Tabella 2.3). La stazione di osservazione presa come riferimento è quella di Lauterbrunnen, che nonostante si trovi sul versante opposto, viene scelta per la lunghezza temporale e per la quota elevata a cui si trova, i valori medi annuali misurati a questa stazione a confronto con la serie di Casty sono riportati nel Grafico 2.7.

Tabella 2.3: Differenze medie mensili fra i dati di precipitazione ricostruiti da Casty e quelli osservati.

<b>mese</b>	<b>Delta</b>
<b>1</b>	22.3
<b>2</b>	18.4
<b>3</b>	28.3
<b>4</b>	45.3
<b>5</b>	47.5
<b>6</b>	38.3
<b>7</b>	23.1
<b>8</b>	29.2
<b>9</b>	39.1
<b>10</b>	34.4
<b>11</b>	28.1
<b>12</b>	29.8

Nel Grafico 2.7 vengono riportate le misure e la serie stimate nel periodo 1900-2000, ed è evidente che la serie stimata da Casty riproduce bene l'andamento delle precipitazioni osservato alla stazione (confermato dalla correlazione fra le due serie pari a 0.7) ma che sottostima i valori rispetto ai valori osservati alla stazione Lauterbrunnen. Vengono quindi applicati i delta medi mensili valutati nel periodo 1900-2000 a tutta la serie di Casty in modo da adattare all'area del bacino considerato.

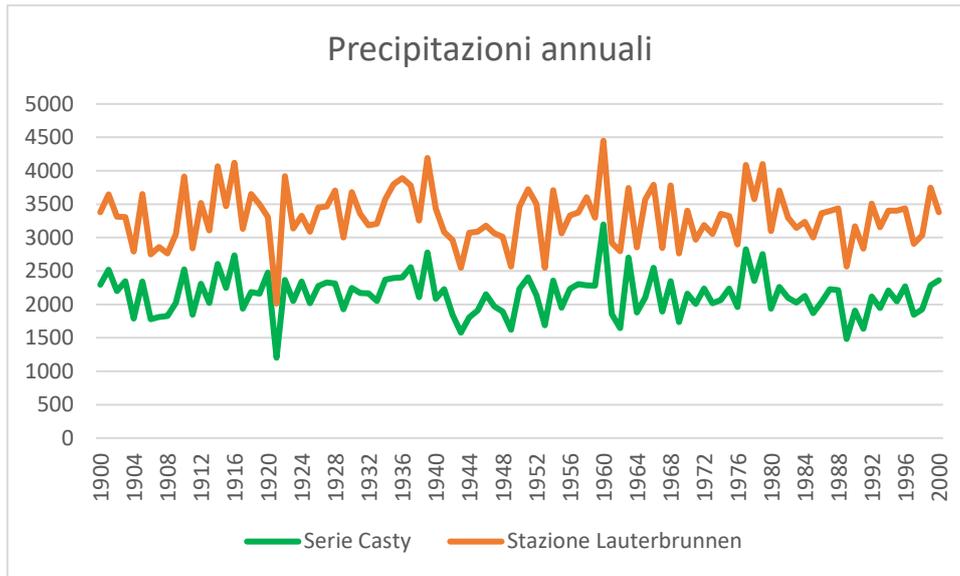


Grafico 2.7: Confronto fra le medie annuali dei dati ricostruiti da Casty e i dati misurati alla stazione di Lauterbrunnen.

La serie così sottoposta a downscaling deve essere disaggregata per ottenere dei dati di precipitazione giornalieri.

L'intermittenza della precipitazione è simulata tramite il termine  $B_t$  che è un generatore di tipo  $\beta$ . Questo termine fornisce la probabilità che la precipitazione in un certo giorno sia non nulla ed è modellato tramite una distribuzione binomiale.

$$P_{giornaliera} = B_t P_{giornaliera} \quad \text{Eq. (1)}$$

Di seguito sono riportate la probabilità che il generatore assuma un valore nullo e che quindi la precipitazione non si verifichi in quel dato giorno e la probabilità invece che si verifichi:

$$P(B_t = 0) = 1 - pr \quad \text{Eq. (2)}$$

$$P(B_t = \frac{1}{1-pr}) = pr \quad \text{Eq. (3)}$$

Il parametro  $pr$  è stimato dai valori di precipitazione osservati come la percentuale di giorni piovosi su tutto il periodo di osservazione e risulta essere pari a 0.46.

La variabilità della precipitazione è simulata tramite il fattore moltiplicativo  $W_0$ , che è un generatore strettamente positivo (Over e Gupta 1994) con media unitaria e si presta a descrivere la variabilità della precipitazione durante i periodi umidi.

$$P_{giornaliera} = \frac{P_{mensile}}{n^\circ \text{ giorni mese}} * W_0 \quad \text{Eq. (4)}$$

$$W_0 = \exp(\text{randn} * \sigma - \frac{\sigma^2}{2}) \quad \text{Eq. (5)}$$

Dove:

- $P_{mensile}$  è la precipitazione complessiva mensile della serie di Casty;

- $\sigma$  è un parametro di variabilità stimato iterativamente comparando le proprietà statistiche della serie osservata con quella simulata. Qui si ottiene come valore ottimo  $\sigma = 0.78$ .

Si ottiene una serie con le seguenti proprietà statistiche:

Tabella 2.4: Confronto dei parametri relativi alla serie di precipitazioni osservata e simulata

	Serie osservata	Serie stimata
<b>Media</b>	3.21	3.10
<b>Media senza i valori nulli</b>	7.03	6.92
<b>Varianza</b>	42.83	42.06
<b>Varianza senza i valori nulli</b>	66.85	67.30
<b>Coefficiente di variazione</b>	13.33	13.53
<b>Coefficiente di variazione senza i valori nulli</b>	9.51	9.70
<b>% giorni precipitazione nulla</b>	0.54	0.55

Infine viene definita una temperatura soglia pari 0°C sotto la quale la precipitazione è nevosa.

Le misure di precipitazione sono affette da errori sistematici che conducono a una sottostima della intensità dell'evento. Il vento ne è la causa principale, soprattutto in quota dove è più sostenuto e la precipitazione è nevosa (Collados-Lara, 2017). Quindi ai dati di precipitazione si è applicato un fattore moltiplicativo pari a 1.2 che tenesse conto di questo errore. Il parametro è stato definito in fase di calibrazione confrontando le portate osservate alla stazione di Massa con quelle modellate tenendo conto della fusione nivale e glaciale (capitolo **Error! Reference source not found.**).

La ricostruzione spaziale della precipitazione, contrariamente alla temperatura, non ha comportato l'applicazione di alcun gradiente: infatti sebbene la precipitazione dipenda dalle alterazioni dei flussi d'aria dovute alla topografia la valutazione di queste variazioni è complessa. In condizioni standard la quantità di precipitazione è proporzionale alla quota, in diversi studi però è stata rilevata un'inversione del gradiente. Anche dai risultati ottenuti durante la calibrazione (capitolo **Error! Reference source not found.**) non si è ritenuto opportuno applicare un gradiente ai dati di precipitazione.

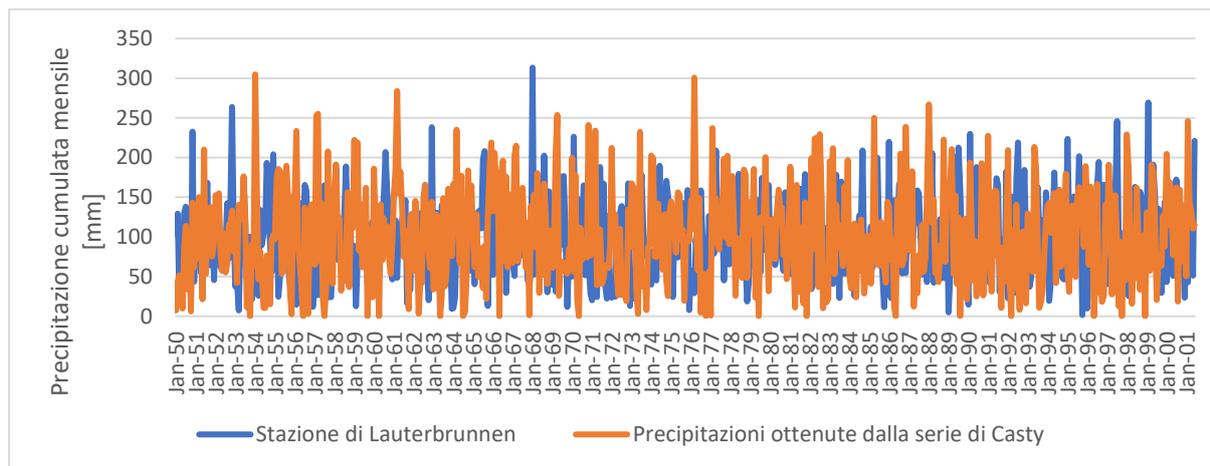


Grafico 2.8: Precipitazioni cumulate mensili misurate e precipitazioni cumulate mensili ottenute dalla serie di Casty.

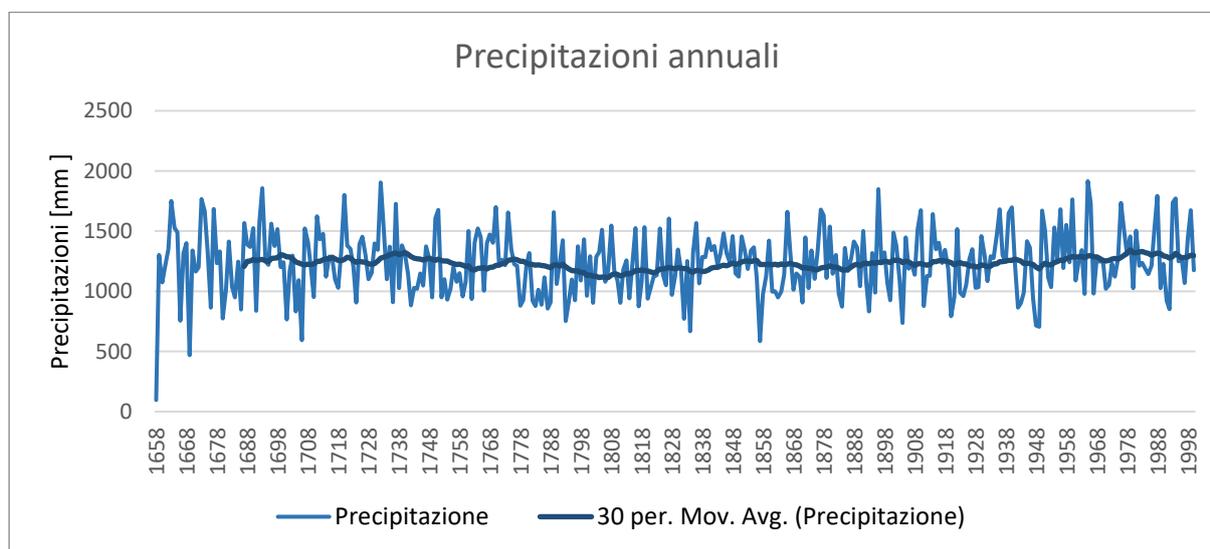


Grafico 2.9: Precipitazioni cumulate annuali delle precipitazioni risultanti dalle elaborazioni.

### 2.3.3. Radiazione

La radiazione viene stimata senza servirsi di dati osservati infatti si considera la radiazione globale in condizioni di cielo limpido. Questa può essere calcolata senza informazioni sul meteo disponendo solo delle informazioni sull'esposizione, pendenza, azimuth, latitudine, altitudine, angolo orario e distanza sole-terra. Per radiazione globale si intende la somma di:

- radiazione diretta, ovvero quella che non viene assorbita o riflessa dall'atmosfera.

- radiazione diffusa, dovuta anche questa all'interazione con l'atmosfera, in questo caso però la radiazione non ha una direzione precisa ma viene riflessa in modo disordinato dalle particelle atmosferiche.

Temperatura, precipitazione e radiazione vengono valutate su tutto il bacino di interesse in base alla posizione, alla quota e all'esposizione a partire dal DEM.

#### 2.3.4. Modello digitale del terreno

Il modello digitale di elevazione (DEM) utilizzato è quello fornito dall'ETHZ (Politecnico federale di Zurigo), con risoluzione 10 metri, che hanno ottenuto dal modello realizzato durante il progetto swissalti3D (ottenuto da Federal Office of Topography) con risoluzione 2 metri e rappresentante la superficie del bacino nel 2017. Questo DEM però non comprende la parte più a est del bacino: per questa parte si è fatto riferimento al DEM prodotto dal progetto "Helidem" ottenuto dalla fusione del DEM Svizzero, Lombardo e Piemontese, con risoluzione di  $2 \times 10^{-4}$  gradi sessadecimali (circa 20 m). La mappa delle quote così ottenuta però rappresenta le quote della superficie e nell'area coperta dal ghiacciaio quelle della superficie glaciale: necessita quindi di essere sostituito dal modello digitale del bedrock anch'esso fornito da ETHZ (si fa riferimento alle quote ottenute nello studio da Bauder et al. nel 2021 a cui si fa riferimento anche nel capitolo 2.3.5). Per il calcolo della dinamica del ghiacciaio e del suo spessore infatti è necessario il sono necessarie le quote del terreno.

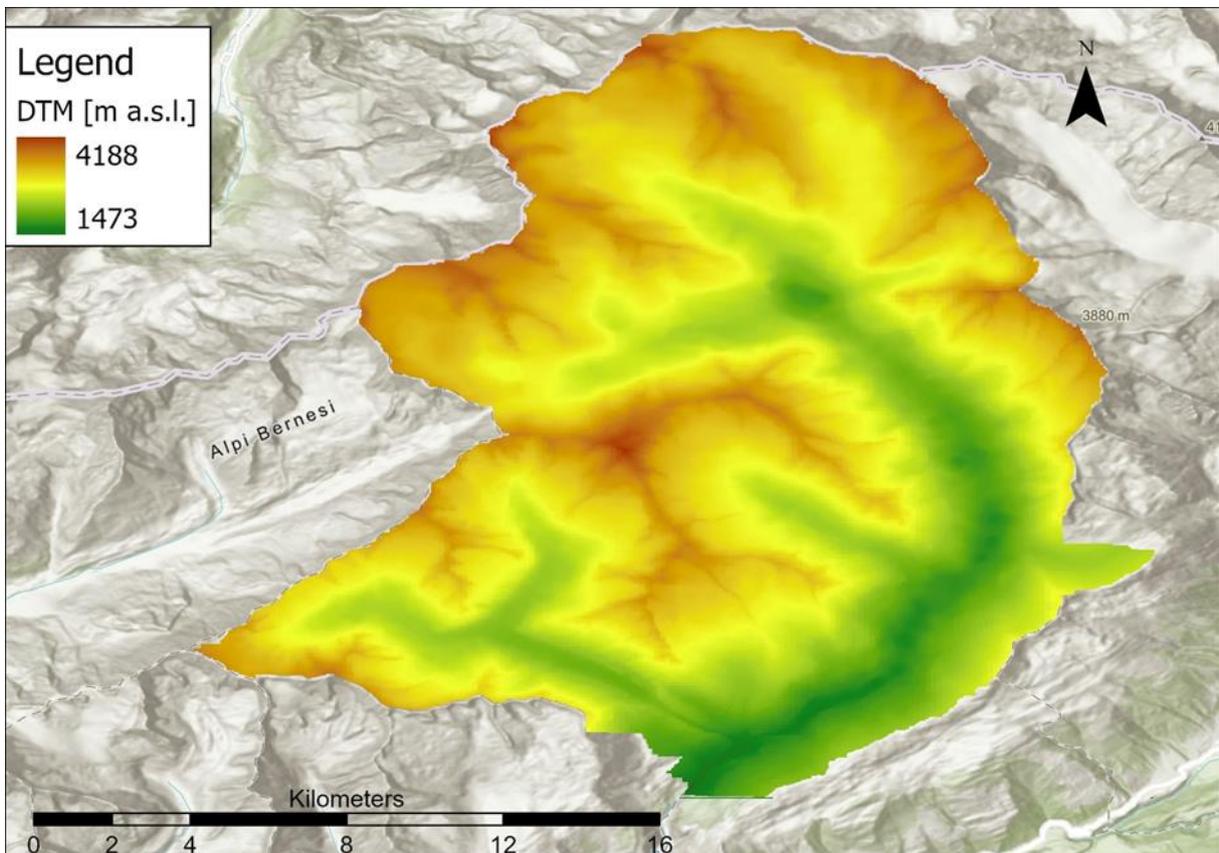


Figura 2.13: Modello digitale del terreno.

Dal modello digitale del terreno si possono inoltre ottenere la mappa delle pendenze e dell'orientamento dei versanti che, come verrà spiegato in seguito, sono utili per valutare la dinamica del ghiacciaio.

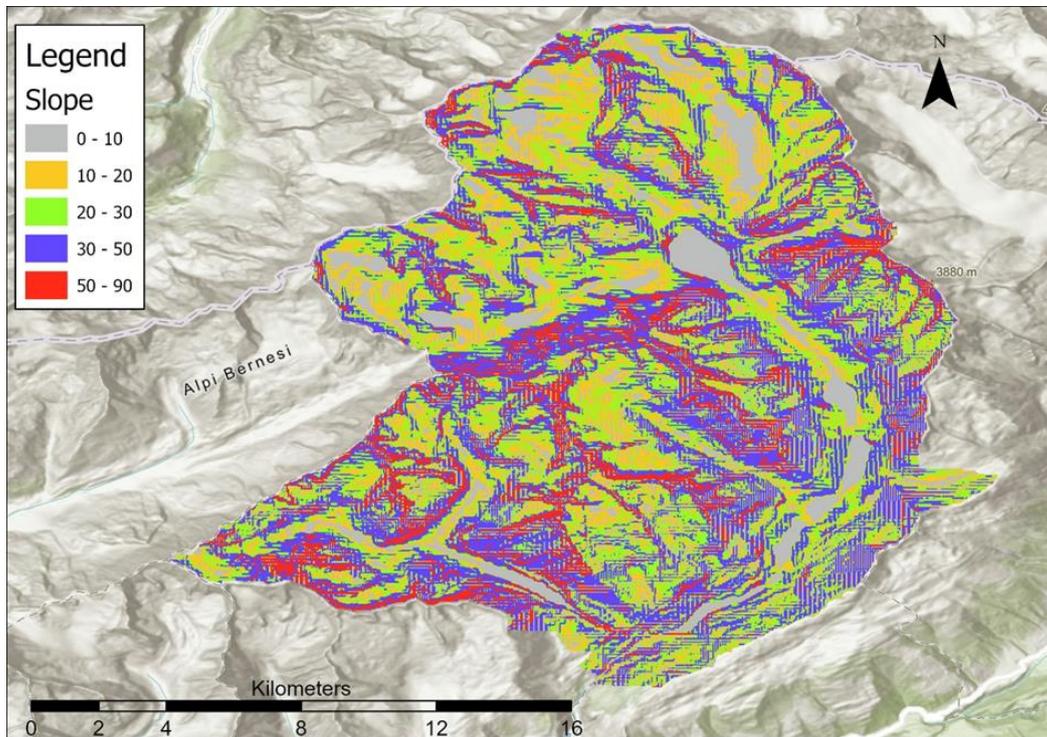


Figura 2.14: Rappresentazione delle pendenze.

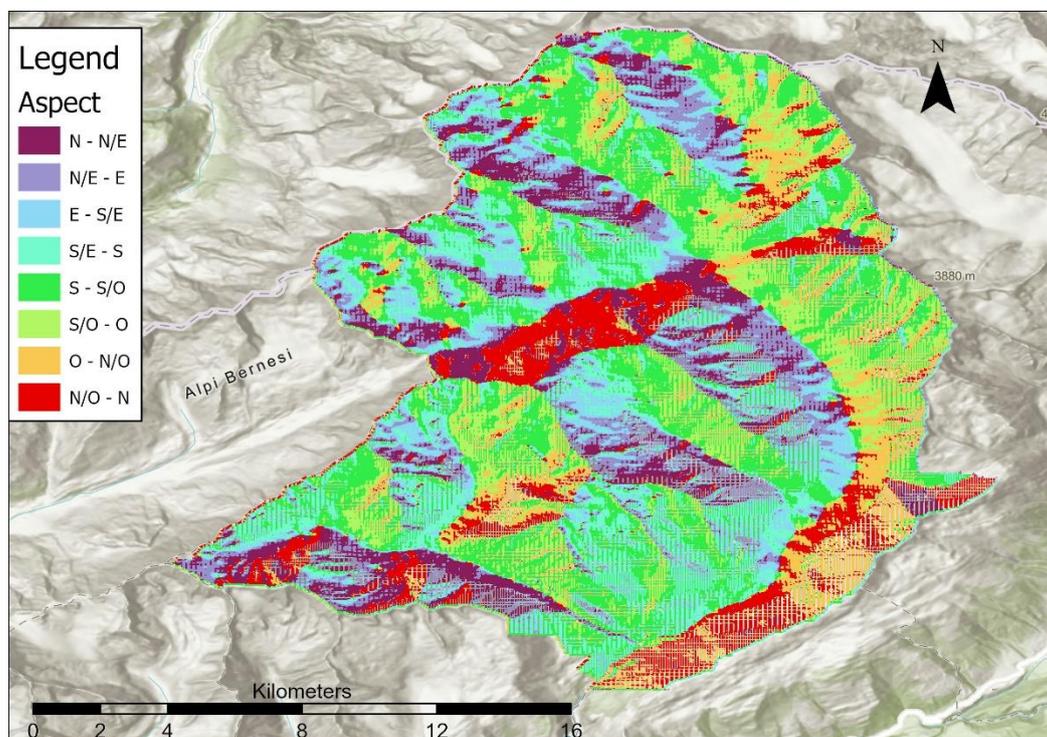


Figura 2.15: Rappresentazione dell'orientamento dei versanti

Il bacino con sezione di chiusura alla stazione idrometrica di Massa è stato definito tramite il DTM dal software Qgis.

### 2.3.5. Spessore del ghiacciaio nel 2019

Gli spessori del ghiaccio nel 2019 con cui confrontare quelli simulati durante la calibrazione sono quelli valutati da Grab et al. (2021). Hanno utilizzato misure di spessori raccolte fra il 2017 e il 2020 per ottenere gli spessori di tutte le aree glaciali svizzere. Farinotti, Linsbauer e Fisher hanno calcolato in passato gli spessori applicando dei modelli; le stime di spessore ottenute da questi modelli tuttavia risentono di un'incertezza significativa. I dati GPR (sondaggi radar, sono la tecnica di misura più diffusa) disponibili per i ghiacciai svizzeri fino a quel momento erano quelli disponibili tramite il GlaThiDa (GlaThiDa Consortium 2019) e quelli misurati con metodi sismologici Da Thyssen e Ahmad (1969), che coprono l'area della Konkordiaplatz dove confluiscono i tre tributari principali dell'Aletsch. Questo è lo spessore del ghiaccio maggiore che ci sia nelle Alpi Svizzere, di cui però non si ha la misura GPR. In seguito lo spessore misurato da Thyssen e Ahmad è stato confermato nello studio di Hock (1999). Sono poi utilizzate altre misure non pubblicate. A completamento del dataset già esistente è stato organizzato un nuovo rilievo da elicottero (langhammer et al.2019b), che rilevava un profilo lungo la direzione di flusso del ghiacciaio e più profili trasversali. Dove hanno riscontrato geometrie più complesse sono stati fatti dei rilievi di profili ortogonali tra loro in modo da individuare più facilmente le riflessioni sui versanti che si verificano nelle valli particolarmente profonde. I profili hanno una densità di campionamento proporzionale alle dimensioni del ghiacciaio, nel caso dell'Aletsch vi sono rilievi ogni 300-450 m. I rilievi sono visibili in Figura 2.16; in Figura 2.17 è riportata la mappa degli spessori ottenuti da Grab e qui utilizzati per la calibrazione.

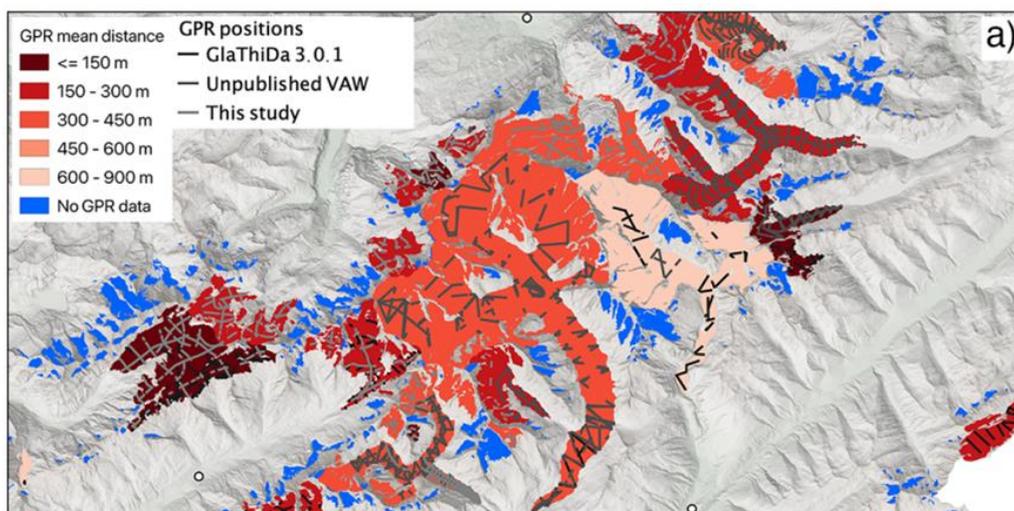


Figura 2.16: Rappresentazione dei ghiacciai in base alla densità di sondaggi GPR (espressa come la distanza media di tutti i punti del ghiacciaio dalla misura GPR più vicina) e relative tracce dei profili rilevati

Dal momento che i rilievi sono stati svolti in momenti e stagioni differenti, gli spessori sono stati standardizzati sottraendo le quote del bedrock misurato alle misurazioni delle quote della superficie che accompagna le misurazioni e si sono comparati i DEM a corredo delle misure GPR con un DEM il più contemporaneo possibile con le misure GPR.

Le misure hanno un'accuratezza compresa fra i 3 e i 7 metri.

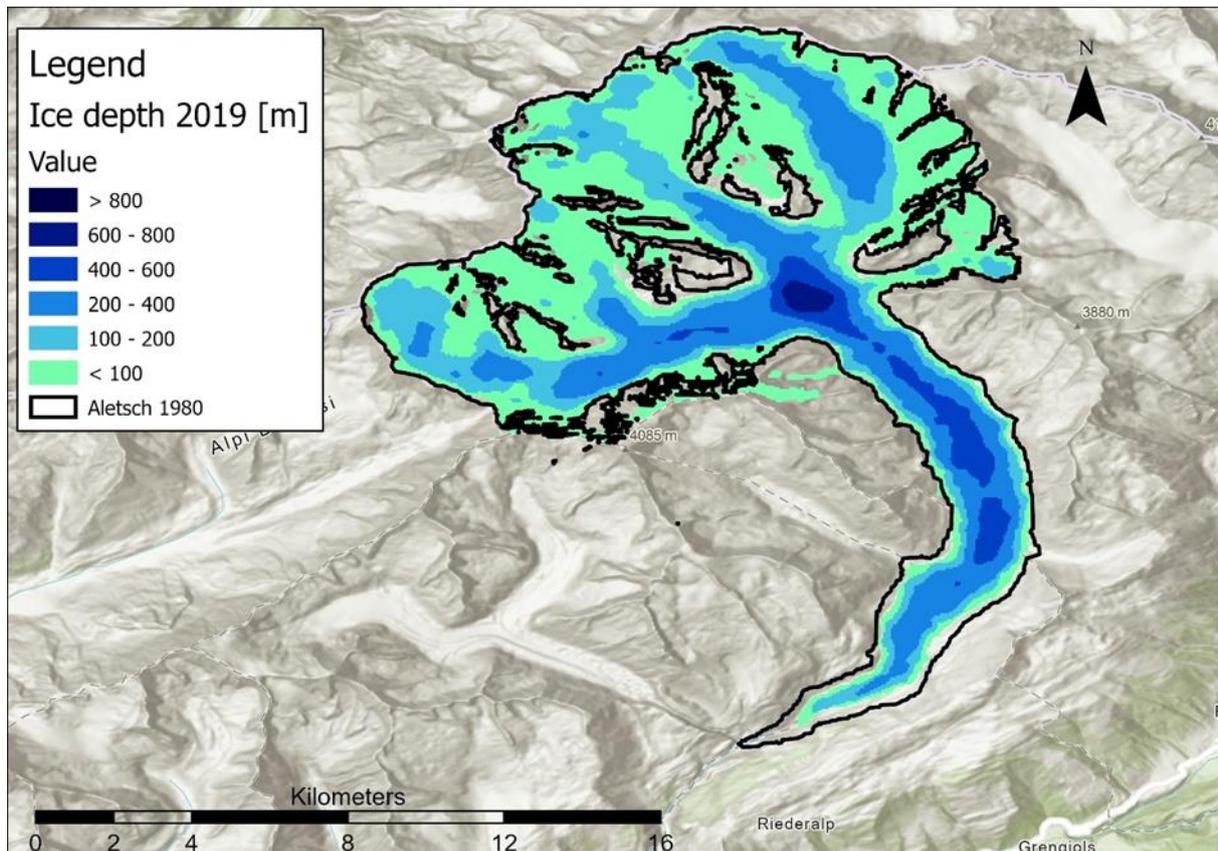


Figura 2.17: Rappresentazione dello spessore del ghiacciaio valutato dall'ETHZ nel 2019.

### 2.3.6. Spessore del ghiacciaio nel 1880

Il modello richiede di essere inizializzato con una mappa degli spessori: secondo le ricostruzioni di Haberly e Holzhauser (Figura 2.2) la posizione del fronte a metà del diciassettesimo secolo coincide con la sua posizione verso la metà del diciannovesimo secolo e corrispondono alla massima estensione assunta dal ghiacciaio nel periodo studiato da Haberly e Holzhauser (dal 1500 a.C.).

Coincidendo le estensioni del ghiacciaio nei due periodi si ritiene di poter assumere che anche gli spessori del ghiaccio potessero coincidere: questa assunzione permette di inizializzare il modello approssimando il DEM del ghiacciaio nel 1659 con quello del 1880 ricostruito da Bauder interpolando le curve di livello dalla mappa topografica campionata Siegfried (Bauder et al., 2007): Bauder ha ottenuto i DEM del ghiacciaio Aletsch e altri 4 ghiacciai svizzeri combinando un dataset comprensivo di 4000 misure

in situ con la modellazione dei bilanci di massa per ottenere le variazioni di volume del ghiacciaio (Jouvet et al. 2007). I dati raster degli spessori sono disponibili per l'Aletsch per gli anni 1880, 1926, 1957, 1980 e 1999). La mappa degli spessori con cui si ritiene di poter approssimare le dimensioni del ghiacciaio nel 1659 viene quindi ottenuto dalla differenza tra il DEM e le quote del bedrock ricostruito dell'ETHZ. Si ottiene una mappa degli spessori rappresentata in Figura 2.18.

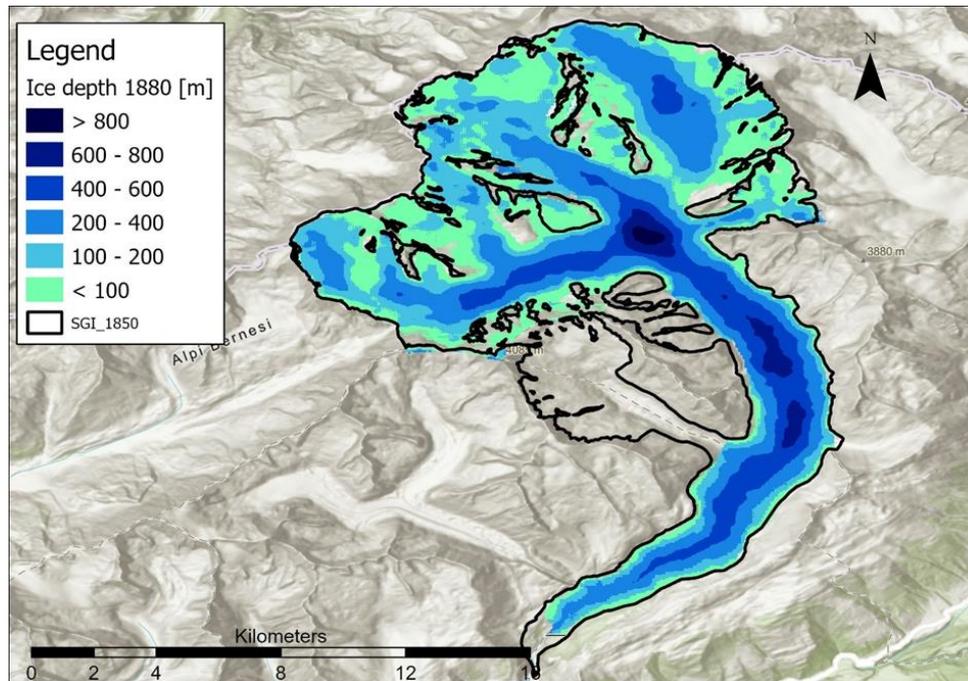


Figura 2.18: Rappresentazione dello spessore del ghiacciaio nel 1880.

In fase di calibrazione viene invece utilizzato il DEM del 1980 per ottenere lo spessore del ghiaccio sottraendo le quote del bedrock.

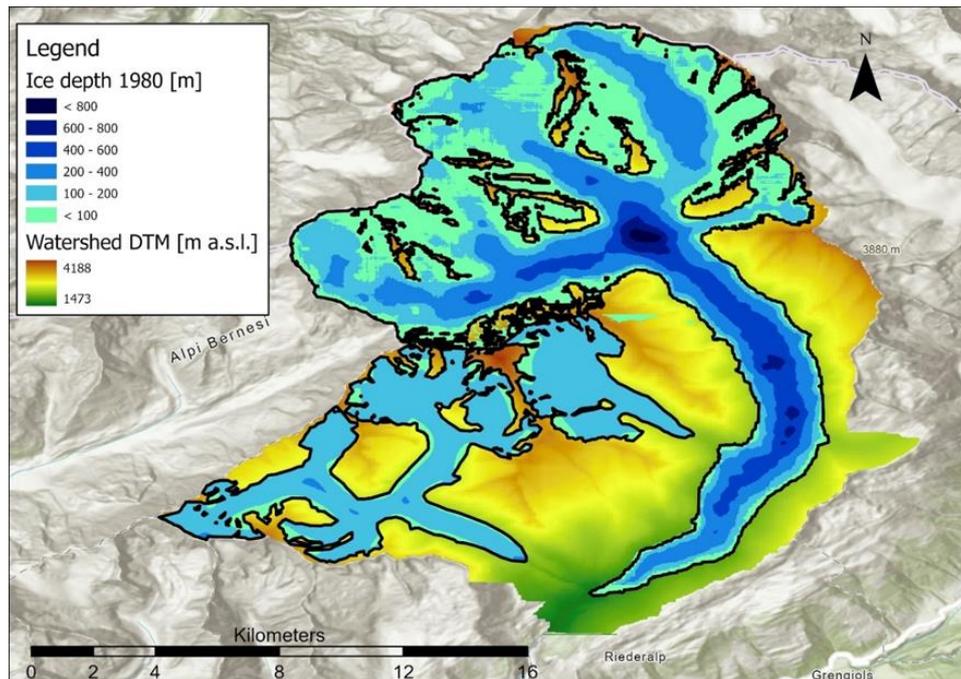


Figura 2.19: Rappresentazione dello spessore del ghiaccio valutato dall'ETHZ nel 1980.

### 3 Modello idrologico

Il modello utilizzato è un modello idrologico che ricava dai dati in input di precipitazione e temperatura le portate in una sezione di valle. È stato sviluppato dal dipartimento di Ingegneria Ambientale del Politecnico di Milano. Si tratta di un modello fisicamente basato in cui le equazioni descrivono fisicamente la trasformazione degli afflussi meteorici in deflussi, nel caso in esame deve essere considerata anche la componente di deflusso dovuta alla fusione del ghiaccio e della neve. I parametri sono o direttamente misurati sul territorio o stimati per via indiretta durante la fase di calibrazione.

È un modello semidistribuito basato sulla variabilità altitudinale e spaziale delle forzanti di temperatura, precipitazioni e radiazione e permette di diversificare le caratteristiche del territorio. Inoltre è in grado di valutare lo spessore del ghiaccio sull'area e fornire una stima delle dimensioni del ghiacciaio e della sua dinamica. Per ogni cella viene calcolato giornalmente lo spessore di ghiaccio e di neve in questo modo:

$$SWE_{t+\Delta t} = SWE_t + P_{snow} - M_s - ET_{effsnow} \quad \text{Eq.(6)}$$

$$H_{ice\ t+\Delta t} = H_{ice\ t} - M_{ice\ t} \pm flow_{ice} \quad \text{Eq.(7)}$$

Dove:

- SWE è la neve equivalente al suolo [mm];
- $P_{snow}$  è la precipitazione nevosa [mm];
- $M_s$  è la fusione nivale [mm];
- $\{ET_{eff\ snow}$  è l'evapotraspirazione [mm];
- $H_{ice}$  è lo spessore di ghiaccio [mm];
- $M_{ice}$  è la fusione glaciale [mm];
- $flow_{ice}$  è il flusso glaciale;

Per la stima dell'accumulo di ghiaccio si ipotizza che alla fine del periodo di ablazione tutto lo spessore di neve diventi ghiaccio

### 3.1.1. Bilancio di massa

Il bilancio di massa, trattandosi di un'area montana viene fatto considerando la precipitazione liquida, la fusione della neve e quella del ghiaccio.

Il modello si basa sull'equazione di conservazione della massa e considera la variazione di altezza d'acqua tra due istanti temporali:

$$dS = R + M_{neve} + M_{ghiaccio} - Q_g - Q_s - ET \quad \text{Eq.(8)}$$

Dove:

- $dS$  è la variazione temporale di contenuto d'acqua in mm d'altezza per metro quadrato;
- $R$  è la precipitazione liquida;
- $M_{neve}$  è la fusione nivale;
- $M_{ghiaccio}$  è la fusione glaciale;
- $Q_g$  è il deflusso sotterraneo;
- $Q_s$  è il deflusso superficiale;

Il bacino considerato è caratterizzato da un suolo roccioso e per questo può essere considerato impermeabile permettendo di trascurare il deflusso sotterraneo. A sostegno di questa approssimazione si considera anche il fatto che l'area coperta del ghiaccio risulta un ostacolo alla formazione di deflusso sotterraneo essendo impermeabile a meno dei crepacci o dei canali sotterranei, anche la neve collabora ad ostacolare l'assorbimento dell'acqua dal sottosuolo richiedendo un tempo di percolazione per raggiungere l'interfaccia con il terreno.

L'ablazione di neve e ghiaccio è simulata tramite un modello "Temperature Index": questo tipo di modelli si basano sull'ipotesi che la fusione sia linearmente relazionata alla temperatura, che è vista come un indice dell'energia totale disponibile per la fusione in generale e sono strutturati in questo modo:

$$M = \begin{cases} DDF_{snow/ice}T & T > T_T \\ 0 & T \leq T_T \end{cases} \quad \text{Eq. (9)}$$

Dove:

- M è il tasso di fusione
- DDF è il fattore di proporzionalità chiamato ‘degree-day factor’
- T è la temperatura
- $T_T$  è la temperatura soglia sopra la quale avviene la fusione

I primi tentativi di relazionare la temperatura dell’aria ai tassi di fusione risalgono alla fine del diciannovesimo secolo e da quel momento questo metodo è stato ampiamente utilizzato. Questi metodi implicano una grande semplificazione dei processi fisici che sarebbero meglio descritti con il bilancio energetico tra la superficie glaciale e lo strato di atmosfera adiacente alla superficie glaciale.

Nel processo di ablazione del ghiacciaio gioca un ruolo importante oltre alla temperatura la radiazione: nel caso in esame viene considerata la radiazione globale in condizioni di cielo limpido.

In questo caso viene utilizzata la versione del modello “Degree-Day misto”, che tiene conto del contributo alla fusione dovuto alla temperatura e di quello dovuto alla radiazione distintamente (Hock, 1999, 2003).

$$M_{ci,s} = \begin{cases} [TMF_{ci,s}(T - T_{th}) + RMF_{ci,s}(1 - \alpha_{ci,s})G] & \text{se } T < T_{th} \\ 0 & \text{se } T > T_{th} \end{cases} \quad \text{Eq. (10)}$$

Dove:

- $M_{ci,s}$  [mm/d] è la fusione del ghiaccio pulito o della neve;
- $TMF_{ci,s}$  [mm d<sup>-1</sup> °C<sup>-1</sup>] e  $RMF_{ci,s}$  [mm d<sup>-1</sup> °W<sup>-1</sup> m<sup>2</sup>] sono i fattori di fusione della temperatura e della radiazione;
- T [°C] è la temperatura,  $T_{th}$  è la temperatura soglia per la fusione, pari a 0°C;
- G [W/m<sup>2</sup>] è la radiazione teoretica diretta globale di cielo limpido corretta in base alla topografia (pendenza e orientamento dei versanti) e alla geometria solare;
- $\alpha_{ci,s}$  è l’albedo del ghiaccio (0.4) e della neve (0.7) (capitolo 3.1.1.1).

### 3.1.1.1. Albedo

L’albedo è la capacità di un materiale di riflettere la radiazione: la neve ha una capacità di riflettere la radiazione maggiore del ghiaccio e di conseguenza un’albedo maggiore. Questa proprietà è un’importante motore della fusione dei ghiacci. Le impurità che assorbono la luce aumentano fortemente i tassi di fusione dei ghiacciai, ma la loro abbondanza, composizione e variazioni nello spazio e nel tempo sono soggette a notevoli incertezze e dibattiti scientifici (Naegeli et al., 2018). Queste variazioni possono essere dovute o all’aumento della superficie di ghiaccio scoperto o al fenomeno del “Darkening” dovuto all’aumento di impurità che assorbono la

radiazione (polvere minerale, materia organica, alghe, fuliggine, etc.) (Naegeli et al., 2018).

Naegeli et al. hanno valutato l'evoluzione temporale dell'albedo del ghiaccio nudo da 19 immagini Landsat per le aree di ghiaccio nudo di 39 grandi ghiacciai svizzeri, tra cui l'Aletsch. Su scala regionale non hanno riscontrato variazioni dell'albedo ma un trend negativo è stato riscontrato su alcune aree dei ghiacciai in particolare in Figura 3.1 sono riportati i risultati che hanno ottenuto sull'Aletsch: dai loro studi emerge che l'albedo nella zona di ablazione è effettivamente diminuito fra il 1999 e il 2016.

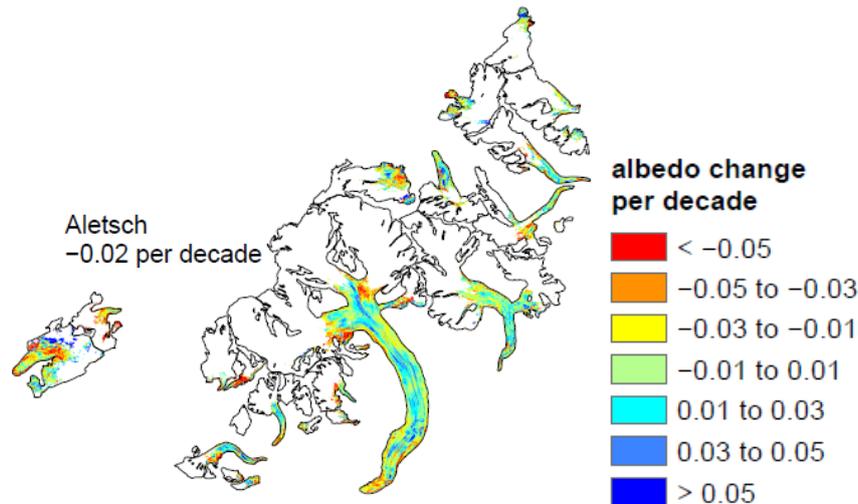


Figura 3.1: Gradiente temporale dell'albedo valutato da Naegeli et al. (2018) nel periodo 1999-2016.

Tuttavia in questo caso si è deciso di ipotizzare due valori costanti riferiti al ghiaccio e alla neve puliti: nella prospettiva di una simulazione sul lungo periodo i valori di albedo estrapolati in fase di calibrazione non sarebbero stati validi anche nella fase di avanzata precedente in cui non si è verificato il fenomeno del darkening e in cui si sarebbe invece potuti verificare altri fenomeni come la variabilità dell'attività vulcanica, della radiazione solare o dell'attività solare.

### 3.1.1.2. Copertura detritica

Il bilancio di massa può essere fortemente influenzato dai detriti che si depositano sulla superficie del ghiacciaio: lo strato di detriti isola e protegge il ghiaccio dalla radiazione, più è spesso lo strato di detrito maggiore sarà l'isolamento termico e minore l'esposizione alla radiazione. Questo fenomeno si verifica in fase di ritiro quando la morena mediana tende a espandersi lateralmente a causa della fusione del ghiaccio circostante e le morene laterali rimangono esposte e diventano fonte di detrito che può essere trasportato dal vento anche per centinaia di metri (Oerlemans et al, 2009). Il 4% della superficie dell'Aletsch risulta coperta da detrito (Figura 3.2), mentre le lingue glaciali dell'Oberaletsch e del Mittelaletsch sono quasi completamente coperte

da detrito (Jouvet et al, 2011) (Figura 3.3). Questa differenza può essere dovuta ai flussi di acqua di fusione sulla superficie glaciale che causano il dilavamento dei detriti: l'Aletsch avendo un consistente flusso di ghiaccio riesce a liberare la superficie glaciale dalla maggior parte dei nuovi detriti. La copertura detritica potrebbe verificarsi nel caso le condizioni del ghiacciaio fossero tali da creare un ristagno dell'acqua di fusione che favorisca l'accumulo di detriti. Tuttavia nel periodo considerato il ghiacciaio non si è mai trovato in condizioni peggiori rispetto a quelle attuali: questo porta a escludere che una situazione di ristagno si sia mai verificata sull'Aletsch su una superficie maggiore di quella attuale.



Figura 3.2: Immagine satellitare della lingua del ghiacciaio Aletsch coperta da detrito.

Al contrario dell'Aletsch le lingue glaciali dell'Oberaletsch e del Mittelaletsch sono quasi completamente protetti dai detriti, frenando il loro ritiro (Jouvet et al., 2011).

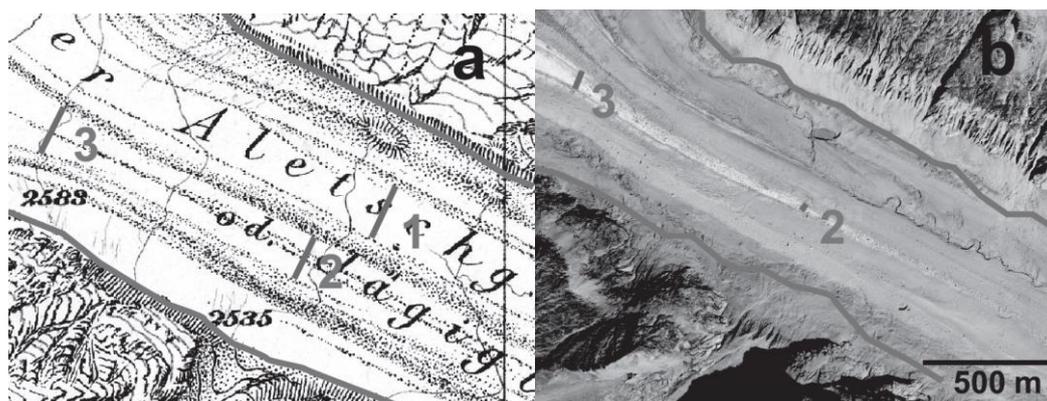


Figura 3.3: Lingua del ghiacciaio Oberaletsch. a) Mappa ricostruita da Siegfried (1880); b) Foto aerea (2005, Swisstopo). I numeri 1, 2, 3 indicano le posizioni per cui l'allargamento delle morene mediane è stato determinato misurando la larghezza del ghiaccio nudo.

### 3.1.2. Evapotraspirazione

A causa della presenza del ghiacciaio e della quota elevata il bacino idrografico in oggetto presenta vegetazione soltanto sporadica, e quindi la traspirazione, che generalmente ha un contributo rilevante sul ritorno dell'acqua in atmosfera, può essere considerata nulla. Inoltre, le elevate pendenze e la composizione rocciosa del terreno riducono di molto il tempo di corrivazione del bacino, e quindi il mancato ristagno dell'acqua limita anche l'evaporazione. Per le suddette ragioni si è deciso di trascurare l'evapotraspirazione dal presente studio con il beneficio di limitare il numero di variabili di controllo del modello.

### 3.1.3. Dinamica glaciale

I ghiacciai si muovono sotto l'effetto del proprio peso per gravità defluendo dalla zona di accumulo il ghiaccio va ad alimentare la zona di ablazione. L'effetto della gravità non è una semplice traslazione ma a causa delle discontinuità del letto del ghiacciaio subisce delle deformazioni tipiche di un materiale visco plastico che portano alla formazione di crepacci (fenditure nel ghiaccio) e seracchi (torri di ghiaccio separate da famiglie di crepacci). Il ghiacciaio, traslando, genera un'azione erosiva sul letto roccioso modificandolo, qui però, nell'applicare il modello, si trascurano le deformazioni. Un'altra semplificazione della fisica del fenomeno introdotta nel modello è che la temperatura non influenzi la velocità di scivolamento: in realtà maggiore è la temperatura, maggiore sarà la velocità dal momento che l'acqua di fusione lubrifica l'interfaccia roccia – ghiaccio agevolando lo scivolamento.

La dinamica glaciale risulta rilevante soprattutto quando si fanno simulazioni sul lungo periodo considerando un ghiacciaio di modeste dimensioni: in questo caso viene considerato un lungo periodo di simulazione ma il ghiacciaio considerato è molto esteso (23 km): la velocità osservata maggiore è di circa 200 m/anno quindi su un periodo di 350 anni quale quello qui considerato si avrà al più uno spostamento complessivo di 70 km, rilevante nonostante le dimensioni del ghiacciaio.

Per simulare la dinamica glaciale viene applicato un modello guidato dalla gravità: la velocità può essere approssimata tramite un bilancio delle forze semplificato, e risulta proporzionale allo spessore elevato alla (n+1), dove n è l'esponente della legge del flusso di Glen (Wallinga e van de Wal 1988; Cuffey e Paterson 2010).

Nella modellizzazione del fenomeno viene considerata la velocità media.

$$V_{ice,i} = f_d \tau_{b,i}^n h_{ice,i} + f_b \frac{\tau_{b,i}^n}{h_{ice,i}} = K_d h_{ice,i}^{n+1} + K_b h_{ice,i}^{n-1} V_{ice,i} \quad \text{Eq. (11)}$$

Dove:

- $f_d$  (m6s-1N-3) e  $f_b$  (m6s-1N-3) sono i coefficienti di scivolamento basale di Oerlemans e di deformazione interna.

- $K_s$  [m-3yr-1] e  $K_d$  [m-1yr-1] sono i parametri dello scivolamento basale e delle deformazioni interne.

$$\tau_b(x, y, t) = \rho_{ice} * g * h_{ice}(x, y, t) * \sin(\alpha) \quad \text{Eq.(12)}$$

Dove:

- $\tau_b$  [Pa] è lo sforzo di taglio;
- $g$  è l'accelerazione di gravità, pari a  $9.81 \text{ m/s}^2$ ;
- $\alpha$  è la pendenza ottenuta dal modello digitale del terreno;
- $h_{ice}$  [m] è lo spessore del ghiaccio;

Come mostrato in Figura 3.4 la velocità varia all'interno del ghiaccio passando da velocità quasi nulle all'altezza del substrato roccioso e aumentando avvicinandosi alla superficie, questo provoca una deformazione dello strato di ghiaccio.

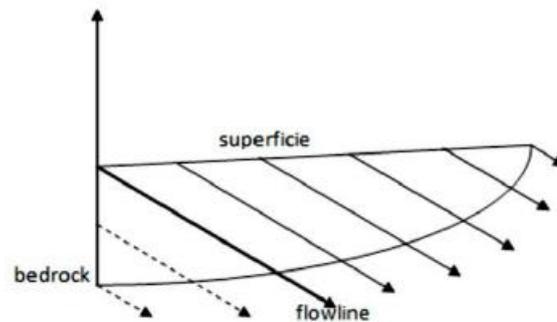


Figura 3.4: Andamento delle velocità lungo lo spessore del ghiaccio e lungo la sezione trasversale.

Dall'Eq. 11 si evince la dipendenza della velocità dall' $n$ -esima potenza dello sforzo basale, questo è a sua volta direttamente proporzionale allo spessore del ghiaccio e alla pendenza; ne consegue che le aree con spessori di ghiaccio maggiori e soggette a pendenze maggiori avranno velocità maggiori. In Figura 3.4 sono rappresentate le velocità simulate dal modello e due valori misurati indicati dalle frecce; i valori osservati delle velocità sono stati ottenuti da cluster di misurazioni negli intornoi punti indicati in figura tra gli anni 1950 e 1980 e vengono mediati nel tempo e nello spazio per essere comparati a quelli modellati. Il modello in questi due punti sembra sottostimare leggermente le velocità, le misurazioni tuttavia si riferiscono alle velocità superficiali del ghiacciaio che sono superiori a quelle medie lungo lo spessore.

Dalla Figura 3.5 si può notare come siano più elevate in corrispondenza dell'aree dove lo spessore del ghiaccio è maggiore.

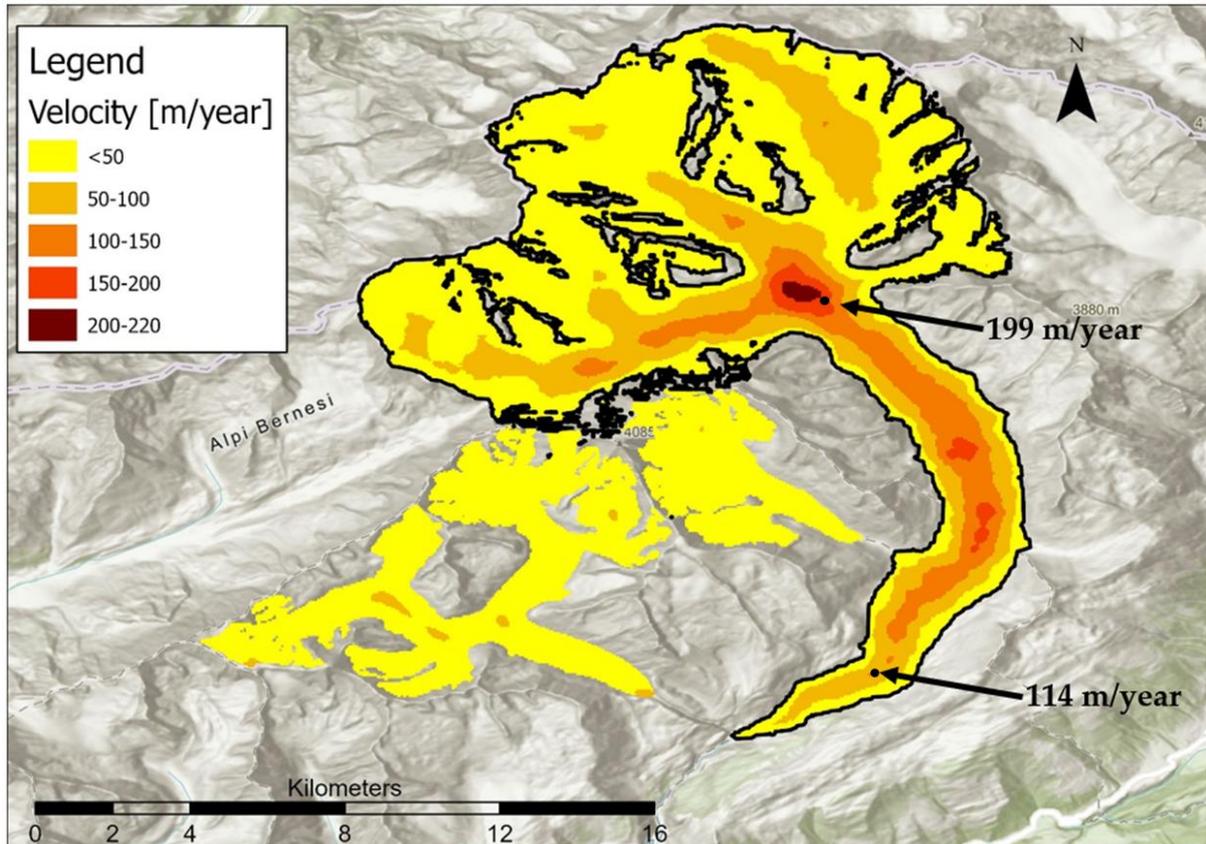


Figura 3.5: Velocità calibrate del ghiacciaio rispetto ai 2 punti di misura evidenziati.

Questo approccio richiede l'approssimazione a un moto monodimensionale in cui il ghiacciaio ha estensione infinita e non risente del confinamento laterale e si concilia con questo caso studio che considera un ghiacciaio molto esteso. Avendo informazioni sulla morfologia del substrato roccioso e sullo spessore del ghiaccio si potrebbero considerare gli sforzi di compressione e trazione dovuti alle discontinuità del terreno che portano alla formazione dei crepacci, ma considerate le ipotesi sopra citate si accetta di assumere queste semplificazioni.

Il processo di metamorfismo dei cristalli di neve che porta alla formazione del ghiaccio qui viene semplificato con una trasformazione istantanea di una porzione dello spessore di neve in ghiaccio. In questo caso si considera che tutto lo spessore di neve diventi ghiaccio: questa semplificazione permette di evitare l'accumulo di neve in quota che avverrebbe altrimenti, dovuto al fatto che la dinamica della neve non viene modellata ma comporta l'assenza di neve all'inizio della stagione fredda (1° novembre) e una conseguente variazione dell'albedo e dei parametri di fusione del ghiacciaio fino alla deposizione della neve che precipiterà in inverno. L'ipotesi semplificativa qui descritta è giustificata, oltre che per evitare un accumulo indefinito di neve in quota, anche dal naturale processo di darkening della neve (e.g. Di Mauro et al., 2015), che porta ad una diminuzione dell'albedo

### 3.1.4. Flow routing

Il bilancio di massa dell'equazione Eq.13 viene valutato per ogni cella per ogni passo temporale. La portata generata viene poi indirizzata alla sezione di chiusura per mezzo di un algoritmo di flow routing semi-distribuito (Groppelli, Soncini et al., 2011). Viene utilizzato l'algoritmo lineare di Nash per serbatoi a cascata, secondo cui l'idrogramma unitario istantaneo (IUH, definito come l'idrogramma di piena che si origina in un bacino in seguito ad un impulso unitario) assume la seguente espressione:

$$h(t) = \frac{1}{k(n-1)!} \left(\frac{t}{k}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{k}} \quad \text{Eq.(13)}$$

dove  $n$  è il numero di serbatoi, ognuno con un coefficiente di esaurimento costante pari a  $k$ .

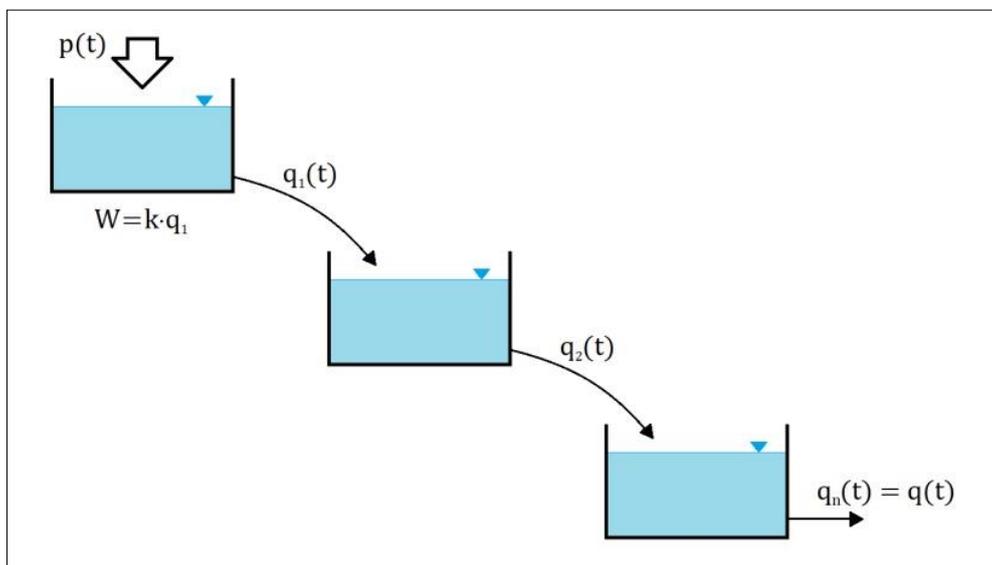


Figura 3.6: Scema semplificato dell'algoritmo dei serbatoi di Nash.

## 4 Risultati

### 4.1. Calibrazione (1980-2019)

Il periodo di calibrazione dura 40 anni dal 1980 al 2019: il modello viene inizializzato con la mappa degli spessori relativa all'anno 1980 ottenuta da Bauder (Bauder et al 2007, cfr. 2.3.6).

In input vengono forniti i dati di temperatura registrati dalla stazione di Jungfraujoch (Grafico 4.1) e i dati di precipitazione registrati alla stazione di Lauterbrunnen (Grafico 4.2).

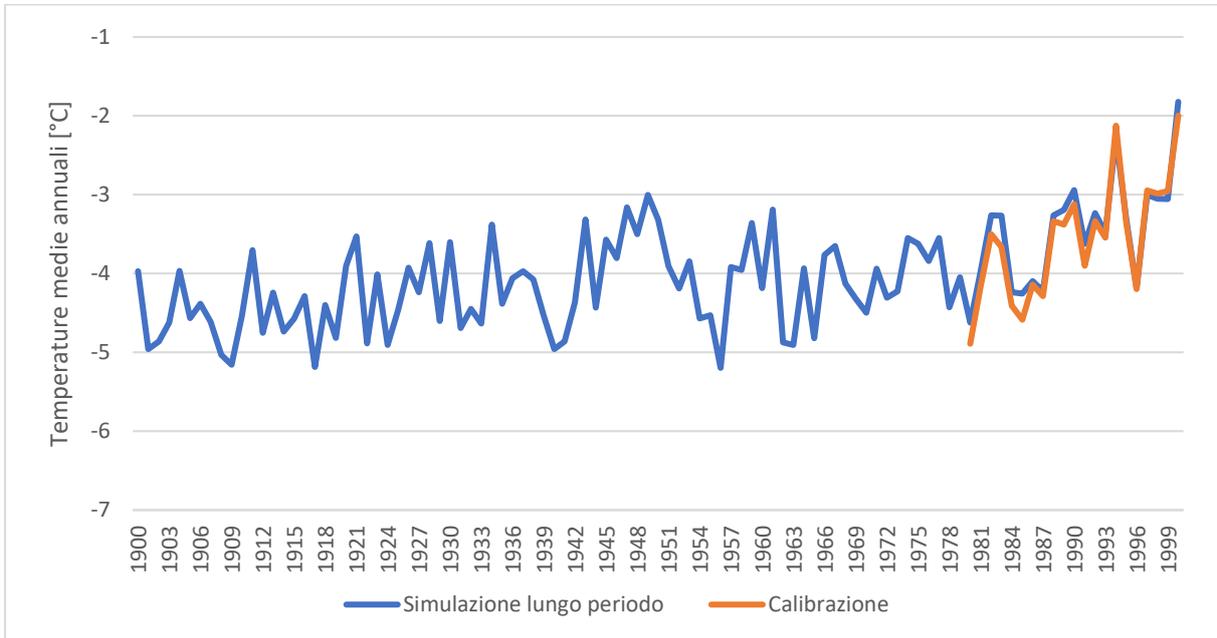


Grafico 4.1: Medie annuali dei valori di temperatura considerati nella calibrazione a confronto con i valori di temperatura considerati nella simulazione sul lungo periodo.

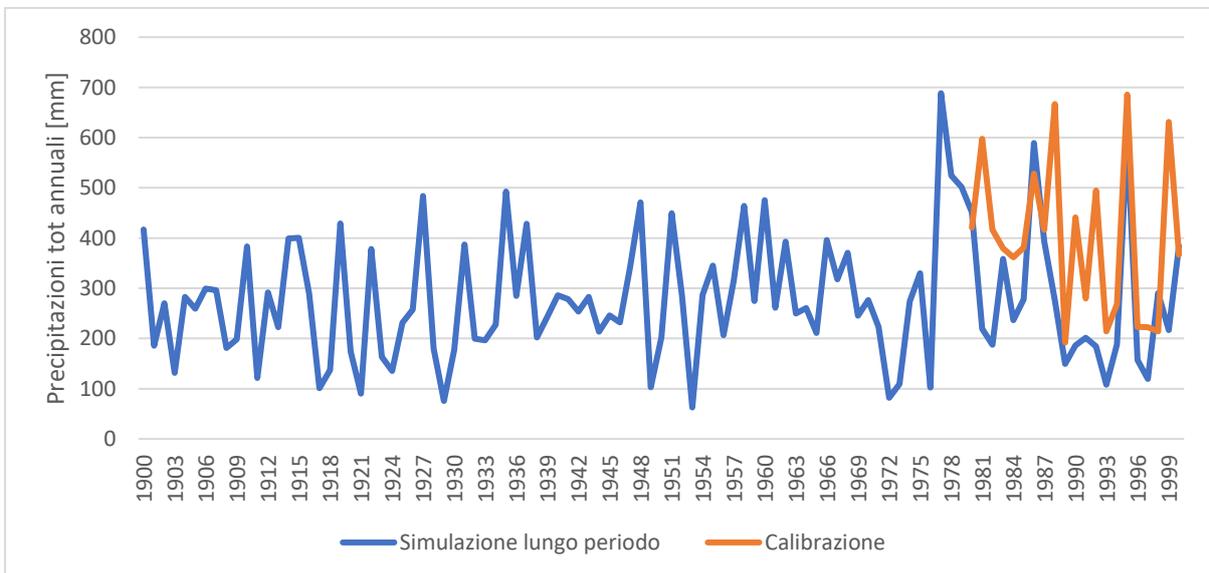


Grafico 4.2: Precipitazioni annuali totali considerate nella calibrazione a confronto con i valori considerati nella simulazione sul lungo periodo.

#### 4.1.1. Parametri del modello Degree Day

I parametri di fusione nivale e glaciale del modello degree-day vengono calibrati confrontando lo spessore del ghiaccio simulato dal modello con lo spessore ricostruito tramite le misurazioni radar geofisiche dall'ETHZ entrambi relativi all'anno 2019.

Lo spessore del ghiaccio risulta rappresentativo sia per i parametri di fusione del ghiaccio sia di quelli della neve: questo poiché si è ricorsi alla semplificazione che il primo novembre di ogni anno tutta la neve non fusa durante la stagione calda si trasformi in ghiaccio.

I parametri ottimali risultano essere i seguenti:

Tabella 4.1: Parametri del modello di fusione.

Degree day neve [mm/(d °C)]	0,1
Degree day ghiaccio [mm/(d °C)]	0,1
Fattore di radiazione neve [mm/(dW)m <sup>2</sup> ]	1,2 *10 <sup>-2</sup>
Fattore di radiazione ghiaccio [mm/(dW)m <sup>2</sup> ]	5*10 <sup>-3</sup>

La mappa degli spessori simulati è riportata in Figura 4.1.

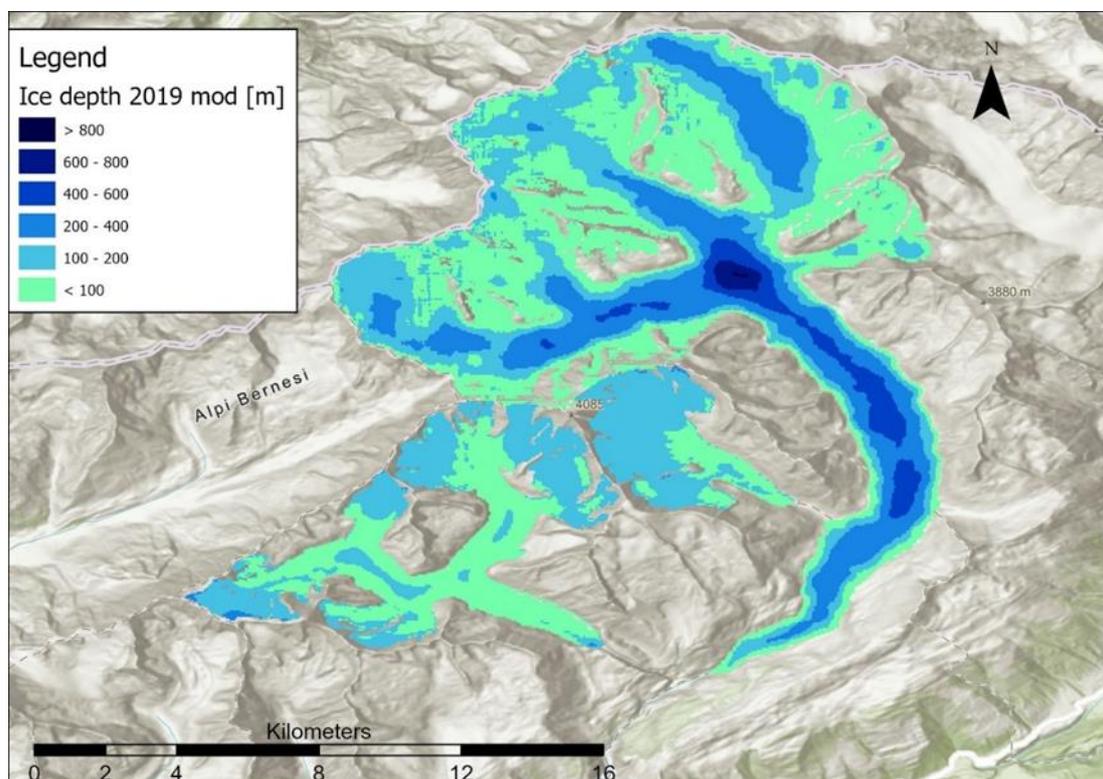


Figura 4.1: Spessori del ghiacciaio nel 2019 simulati in fase di calibrazione.

In Figura 2.1 Figura 4.2 è riportata la distribuzione dell'errore percentuale che si ottiene in fase di calibrazione: sul corpo principale si ottiene una buona stima dello spessore del ghiacciaio; a monte si ottiene invece una sovrastima degli spessori che si ritiene possa essere dovuta a una sottostima del trasporto verso valle della neve, infatti si tratta di zone con pendenze significative (Figura 2.14): questo poiché si trascura la dinamica della neve e il trasporto valanghivo. Un'altra motivazione della sovrastima dello spessore in quota può essere rappresentata da a una particolare distribuzione delle precipitazioni nella zona, ipoteticamente meno intense in quota.

La sovrastima dello spessore della lingua e il conseguente ritardo nell'arretramento del fronte si ipotizza che possa essere imputata ai valori più bassi di albedo sulla lingua coperta di detrito e polvere di origine morenica, alla minore inerzia termica della sottile lingua d'ablazione, che porta ad una maggiore temperatura dell'aria circostante, ed alla alta conduttività termica delle rocce portate dalla morena sul corpo del ghiacciaio.

Dalla calibrazione risulta inoltre una sottostima dello spessore evidenziato in figura dal colore giallo sulla porzione Est e della lingua del ghiacciaio, possibilmente dovuto ad una sovrastima dell'effetto della radiazione solare diretta sulla fusione.

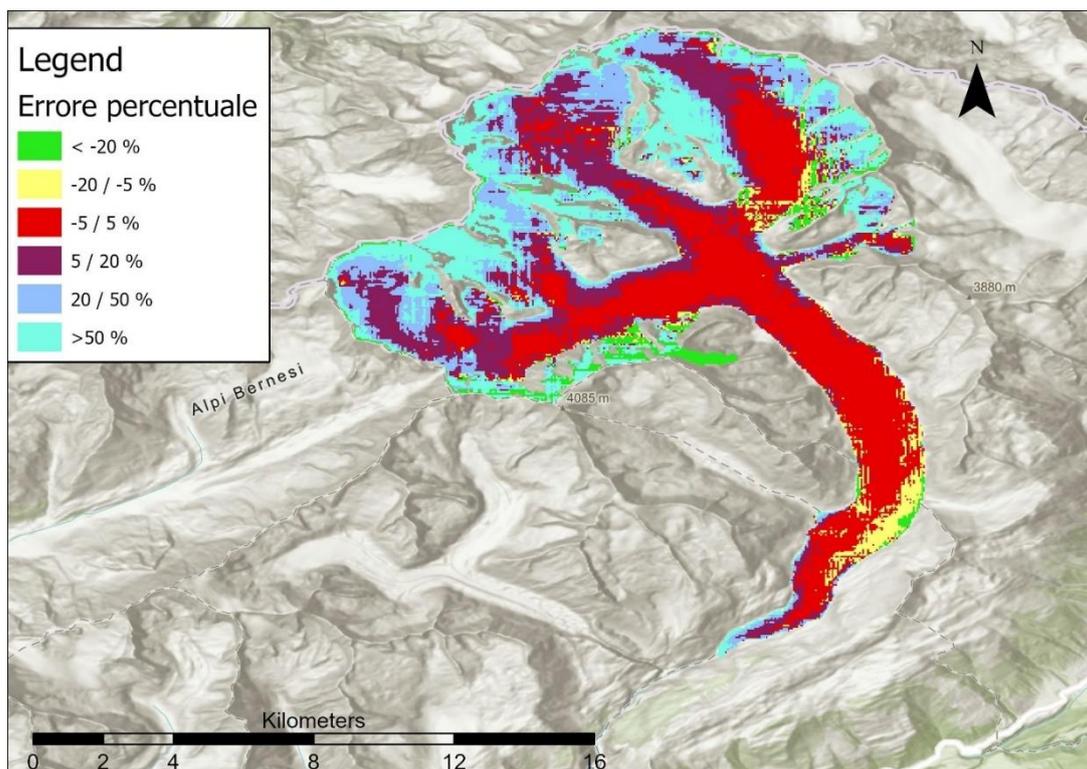


Figura 4.2: Rappresentazione dell'errore percentuale dello spessore di ghiaccio ottenuto in fase di calibrazione.

Un'altra grandezza che si considera in fase di calibrazione sono le variazioni di volume del ghiacciaio: GLAMOS fornisce una stima della diminuzione media dello spessore e

dell'area del ghiacciaio che permettono di valutare il volume in maniera qualitativa: infatti mentre le variazioni medie di spessore vengono valutate annualmente, le osservazioni delle variazioni di area coperta da ghiaccio sono valutate più sporadicamente (nel Grafico 4.3). Questo permette di fare un confronto solo qualitativo con i dati di volume simulati (Grafico 4.4).

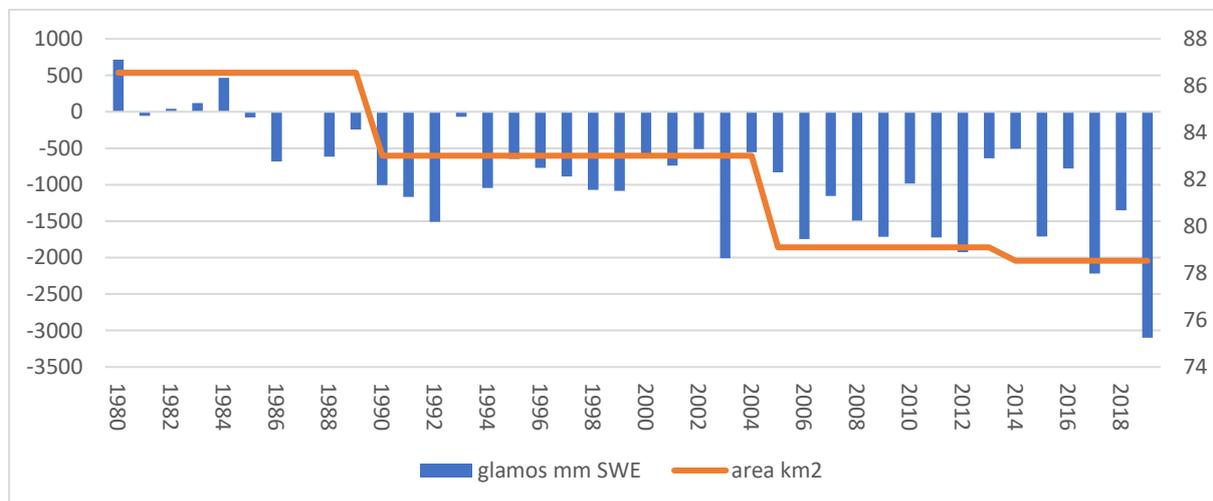


Grafico 4.3: Variazioni di volume e andamento dell'area del ghiacciaio (GLAMOS).

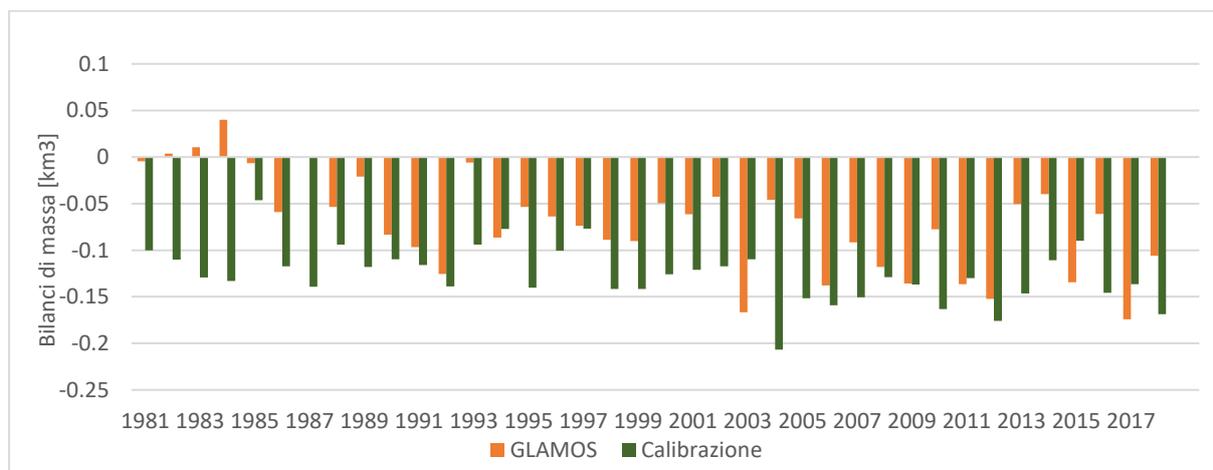


Figura 4.3: Bilanci di massa valutati dai dati forniti da GLAMOS a confronto con quelli simulati in fase di calibrazione.

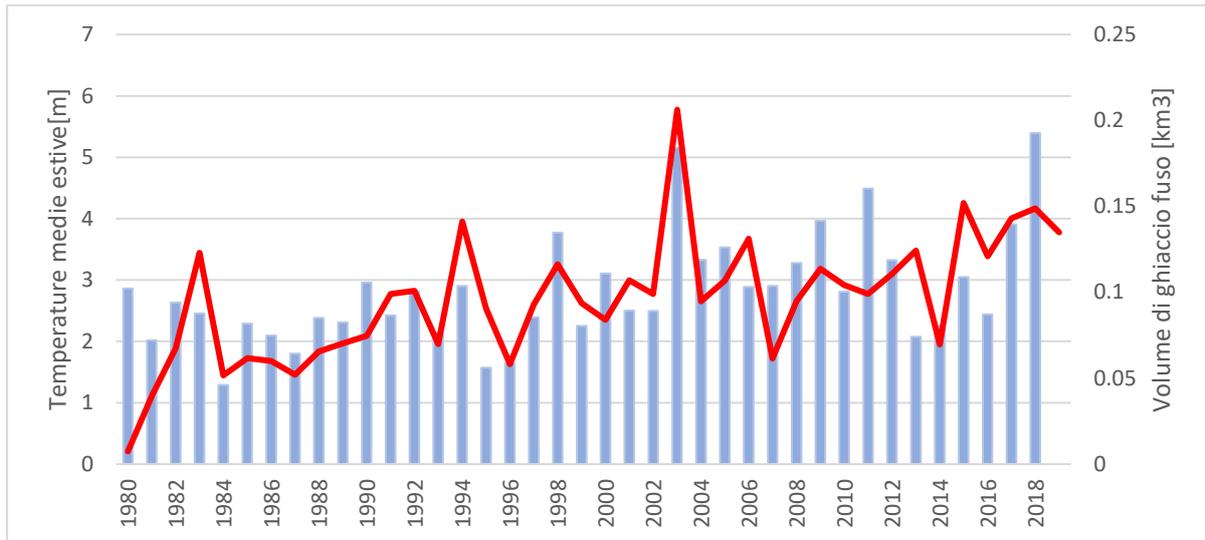


Grafico 4.4: Fusione glaciale e temperature medie estive.

Nel Grafico 4.5 vengono rappresentate invece le precipitazioni invernali e la fusione glaciale: si nota che hanno un andamento per lo più discordante: più nevicata più la fusione del ghiaccio sarà ritardata. Questo fenomeno è dovuto al maggiore accumulo di neve che permane per un tempo superiore sul corpo glaciale, che rimane quindi schermato, si può osservare una marcata riduzione della fusione in particolare negli anni 1993, 2003 e 2011.

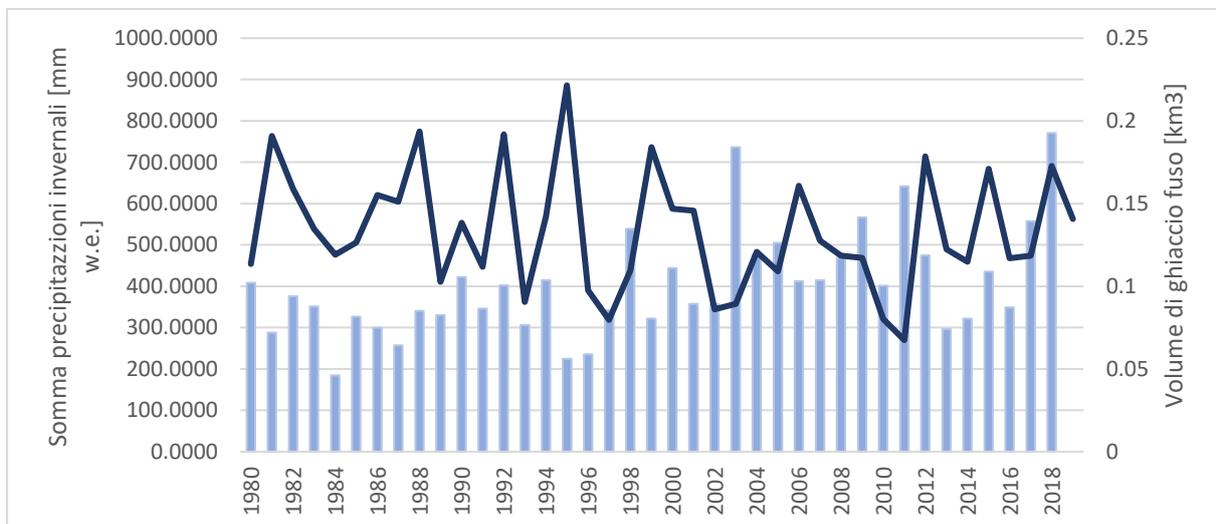


Grafico 4.5: Confronto fusione glaciale e somma delle precipitazioni invernali.

Un'altra grandezza che guida la scelta dei parametri sono le portate che fluiscono attraverso la sezione in corrispondenza della stazione idrologica Massa. Questa sezione raccoglie anche le acque di fusione di altri due corpi glaciali che si trovano nel bacino: il Mittelaletsch e l'Oberaletsch che, non avendo a disposizione mappe di spessore ricostruito, non sono stati considerati invece nel confronto degli spessori.

L'andamento qualitativo delle portate risulta ben simulato, in generale però si nota una sovrastima delle portate modellate. I picchi di portate corrispondenti ai picchi delle

temperature (2003, 2009, 2015, 2018) invece tendono a essere sottostimati con eccezione del 1994. Questo induce a pensare a una scarsa sensibilità del modello di fusione rispetto alla variabilità climatica annuale, sovrastimando l'inerzia termica del ghiacciaio, la cui fusione è stata calibrata dando maggior peso al termine di fusione radiativo, costante lungo gli anni, rispetto al parametro legato alla temperatura, che invece è legato alla variabilità climatica annuale.

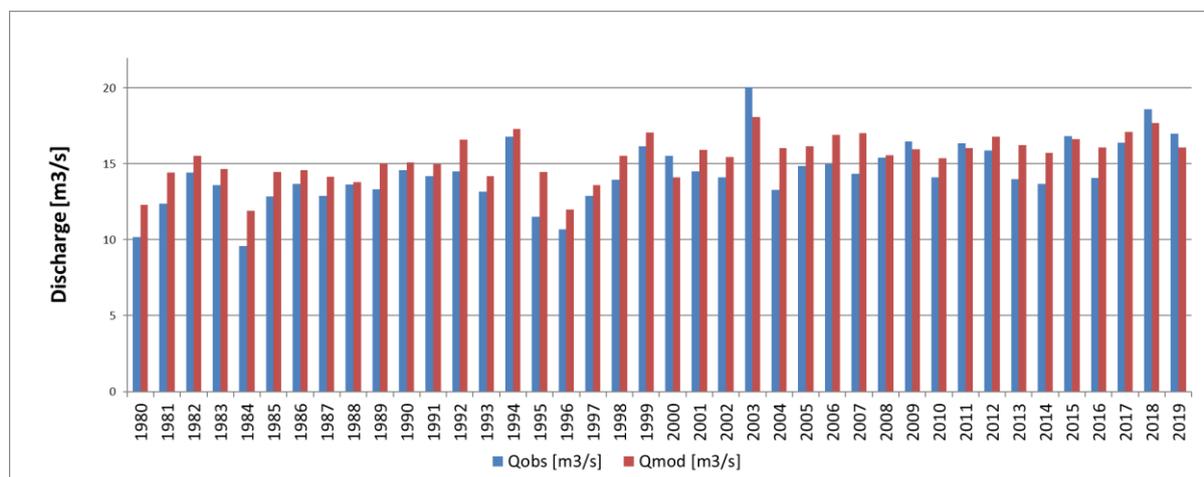


Grafico 4.6: Confronto delle portate medie annuali misurate alla stazione idrometrica di Massa e quelle simulate.

Nel Grafico 4.7 sono riportate le portate medie mensili che evidenziano anch'esse una sottostima delle portate nei periodi più caldi suggerendo nuovamente una sottostima del parametro di temperatura o della fusione glaciale, mentre al contrario la sovrastima della portata in primavera può essere legata ad una sovrastima della fusione nivale.

Nel corso della calibrazione sono state testate diverse coppie di valori di parametri di temperatura e radiazione, che hanno portato alla scelta dei parametri di Tabella 4.1: incrementando il parametro della temperatura, infatti si è ottenuto un forte squilibrio fra la fusione in quota, fortemente sottostimata, rispetto a quella sulla lingua che veniva invece sovrastimata. La temperatura infatti essendo soggetta a un gradiente inversamente proporzionale con la quota se aumentata aumenterà la fusione in modo differente a monte e a valle. In Figura 4.4 sono riportati i risultati di quest'ultima simulazione.

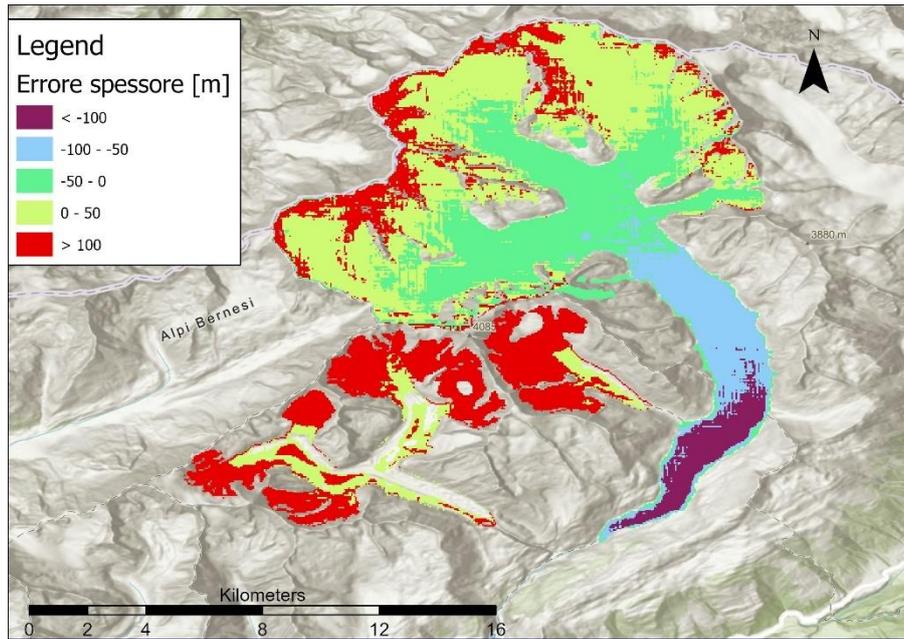


Figura 4.4: Errore nella stima dello spessore (differenza fra i valori simulati e i valori di spessore stimati da Grab et al. nel 2021)

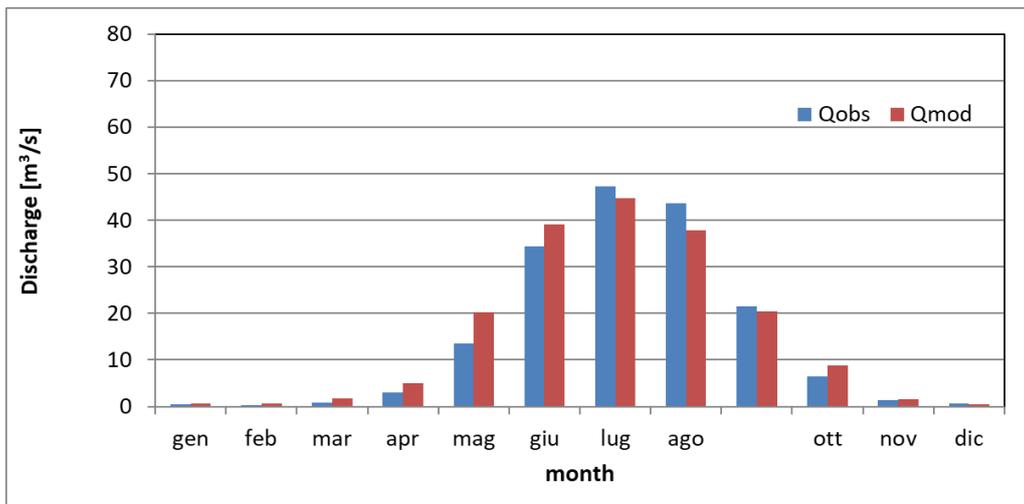


Grafico 4.7: Portate medie mensili.

Un'altra variabile da cui dipendono fortemente i risultati del modello è la precipitazione, cui la variabilità spaziale anche in una piccola area può essere significativa. Qui, in seguito a diversi tentativi di simulazione del modello, si è deciso di non applicare alcun gradiente di precipitazione altitudinale, come spesso si fa in area alpina. L'applicazione di tale gradiente appunto portava ancora una volta ad una sovrastima dell'accumulo di ghiaccio in quota, dovuta alle abbondanti precipitazioni invernali, e ad una sovrastima della fusione sulla lingua d'ablazione, che vedeva ridotto il quantitativo di neve a protezione del ghiacciaio. Nondimeno è stato anche necessario valutare l'applicazione di un eventuale coefficiente correttivo della precipitazione. Spesso inoltre i pluviometri registrano una sottostima sistematica della

precipitazione dovuta alla presenza di vento. Per valutare ciò si è proceduto con un'analisi di sensitività alla precipitazione: vengono confrontate le portate osservate e modellate alla stazione idrometrica di Massa che si trova in corrispondenza della sezione di chiusura del bacino qui considerato. La prima simulazione viene svolta fornendo in input i valori osservati di precipitazione e si riscontra una forte sottostima delle portate; si procede quindi incrementando le precipitazioni osservate tramite un fattore moltiplicativo. In Tabella 4.2 vengono riportati i risultati delle simulazioni.

Tabella 4.2: Risultati delle simulazioni dell'analisi di sensitività alla precipitazione.

N° simulazione	Parametro	$Q_{oss}$ [m <sup>3</sup> /s]	$Q_{mod}$ [m <sup>3</sup> /s]	Errore %	Fusione glaciale [mm/anno]	Fusione nivale [mm/anno]	Portata totale [mm/anno]
1	1	14,42	14,11	-2,15%	485	1231	2308
2	1.25	14,42	14,72	2,08%	460	1426	2521
3	1.20	14,42	14,45	0,21%	478	1388	2478

Il fattore moltiplicativo che minimizza l'errore risulta essere quello utilizzato nella terza simulazione pari a 1,20. Rispetto alla seconda simulazione la fusione nivale, essendoci meno neve precipitata, diminuisce, mentre la fusione glaciale aumenta. Questo può essere spiegato dal fatto che alla diminuzione della precipitazione conseguirà una deposizione di neve al suolo inferiore che fonderà più velocemente scoprendo il ghiaccio, che quindi sarà più esposto per un tempo maggiore.

## 4.2. Simulazione sul lungo periodo (1659-2000)

I risultati ottenuti dalla simulazione di lungo periodo non sembrano in grado di cogliere le fluttuazioni ricostruite del ghiacciaio: in particolare nel primo periodo (dal 1659 al 1800) come si può vedere nel Grafico 4.8 i bilanci di massa risultano sempre negativi ad eccezione di alcuni anni in cui si verificano temperature molto basse. Dalla fine del diciannovesimo secolo (Grafico 4.9) i bilanci vengono simulati anche bilanci di massa con andamenti oscillanti tra valori positivi e negativi. Dal Grafico 4.12 e Grafico 4.13 si nota che dall'inizio del diciannovesimo secolo circa il contributo al deflusso del ghiaccio diventa irrilevante rispetto a quello della neve e della pioggia. Questo spiega l'andamento dei bilanci di massa oscillante che si verifica dalla fine del diciannovesimo secolo: infatti la diminuzione della fusione glaciale nonostante l'aumento delle temperature suggerisce che non vi sia più ghiaccio disponibile alla fusione. Gli spessori simulati nel 1880 (Figura 4.5), periodo in cui le dimensioni del

ghiacciaio sono pari a quelle con cui viene inizializzata la simulazione, confermano una accentuata sovrastima della fusione glaciale fino a quel momento e una conseguente importante sottostima degli spessori. Le portate quindi sono alimentate solamente dalle piogge e dalle acque di fusione della neve e un minimo contributo è dato dalla fusione del ghiaccio che occasionalmente si crea durante gli anni in cui il bilancio di massa è positivo. I bilanci di massa positivi sono anch'essi un errore che deriva dalla sovrastima della fusione glaciale che prevede che anche a quote elevate, dove le temperature sono basse non vi sia presenza di ghiaccio.

Qualitativamente, osservando le linee di tendenza nel Grafico 4.8 e Grafico 4.9, si può notare che nei periodi in cui le temperature aumentano i bilanci di massa assumono valori decrescenti, ovvero come ci si aspetta si ha un aumento dell'ablazione, mentre in corrispondenza di andamenti delle temperature decrescenti i bilanci di massa diminuiscono, ovvero diminuisce l'ablazione.

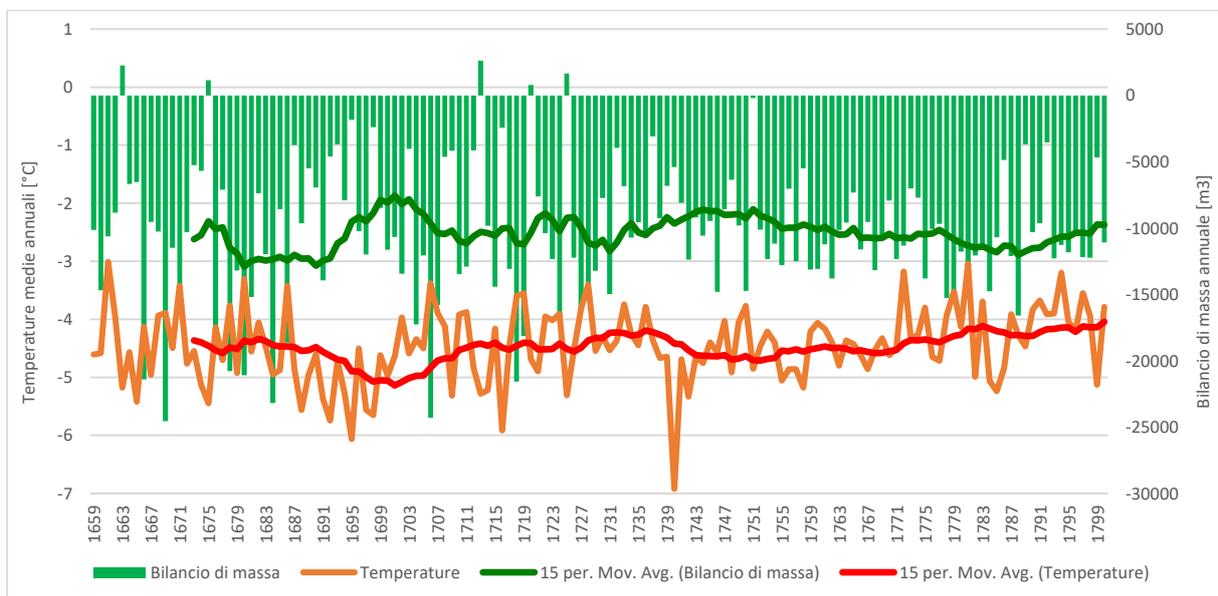


Grafico 4.8: Bilancio di massa annuale e temperature medie annuali (1659-1799).

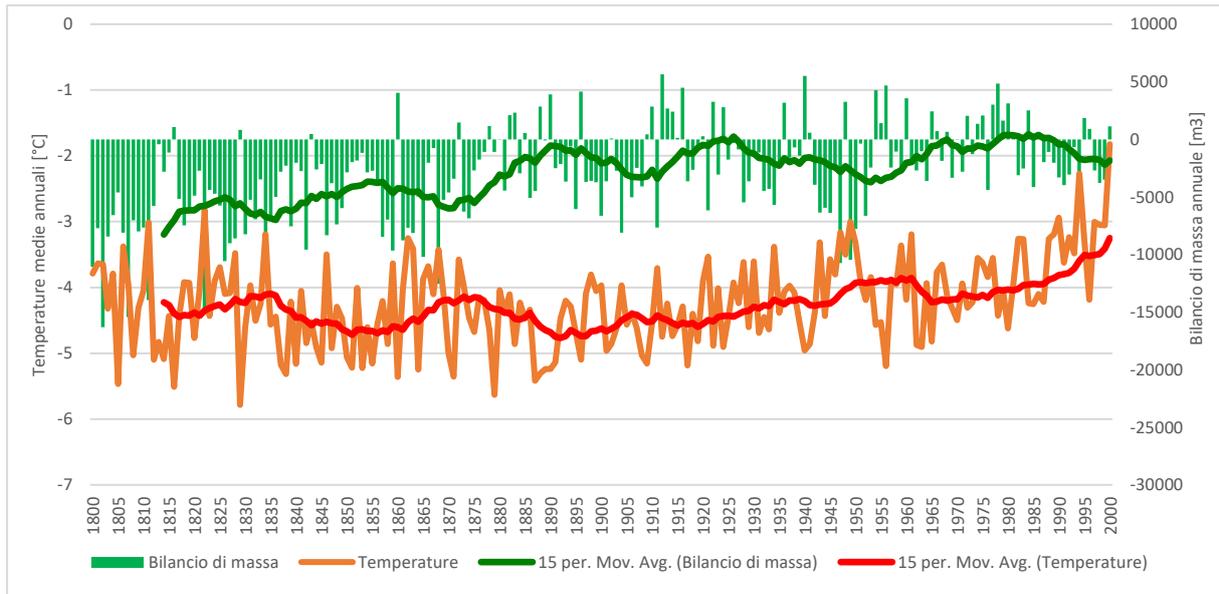


Grafico 4.9: Bilancio di massa annuale e temperature medie annuali (1800-2000).

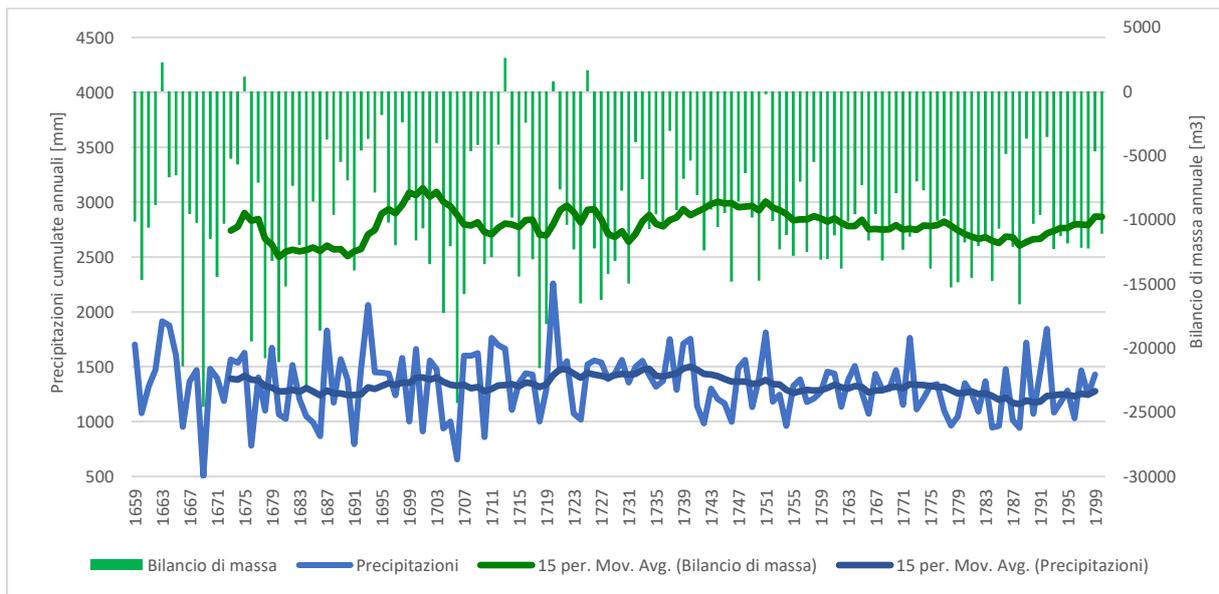


Grafico 4.10: Bilancio di massa annuale e precipitazioni cumulate annue (1659-1799).

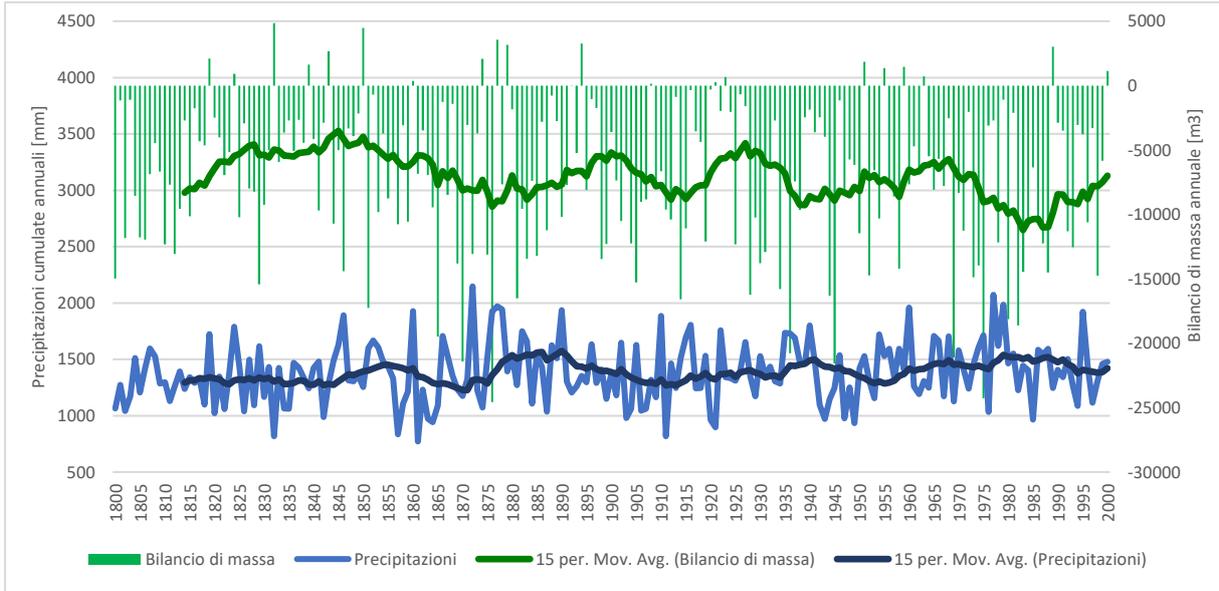


Grafico 4.11: Bilancio di massa annuale e precipitazioni cumulate annue (1800-2000).

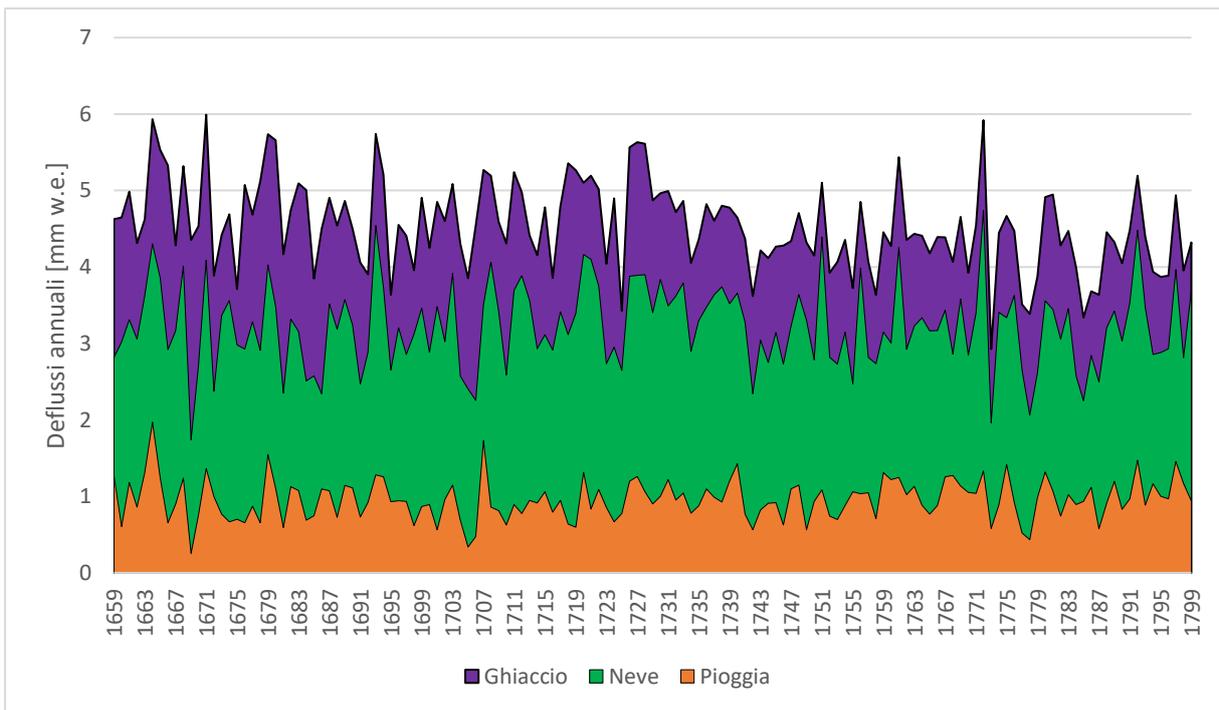


Grafico 4.12: Andamento del contributo annuale alle portate di ghiaccio, neve e pioggia in [mm w.e.]

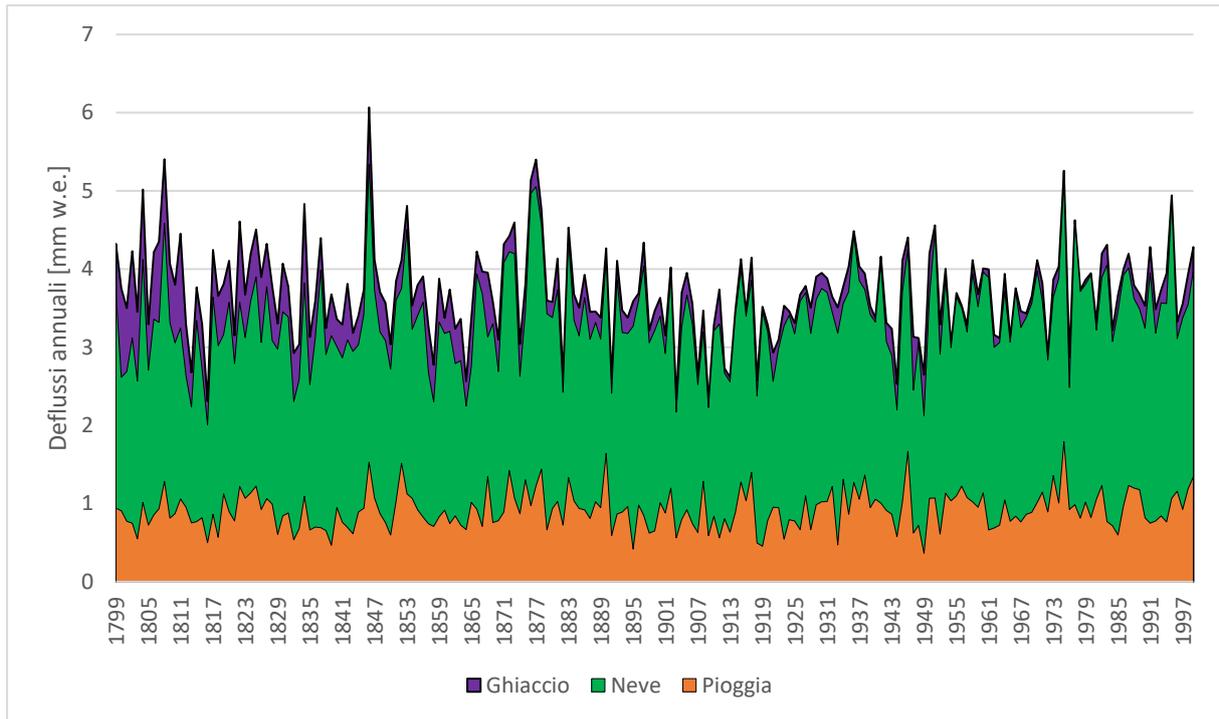


Grafico 4.13: Andamento del contributo annuale alle portate di ghiaccio, neve e pioggia in [mm w.e.]

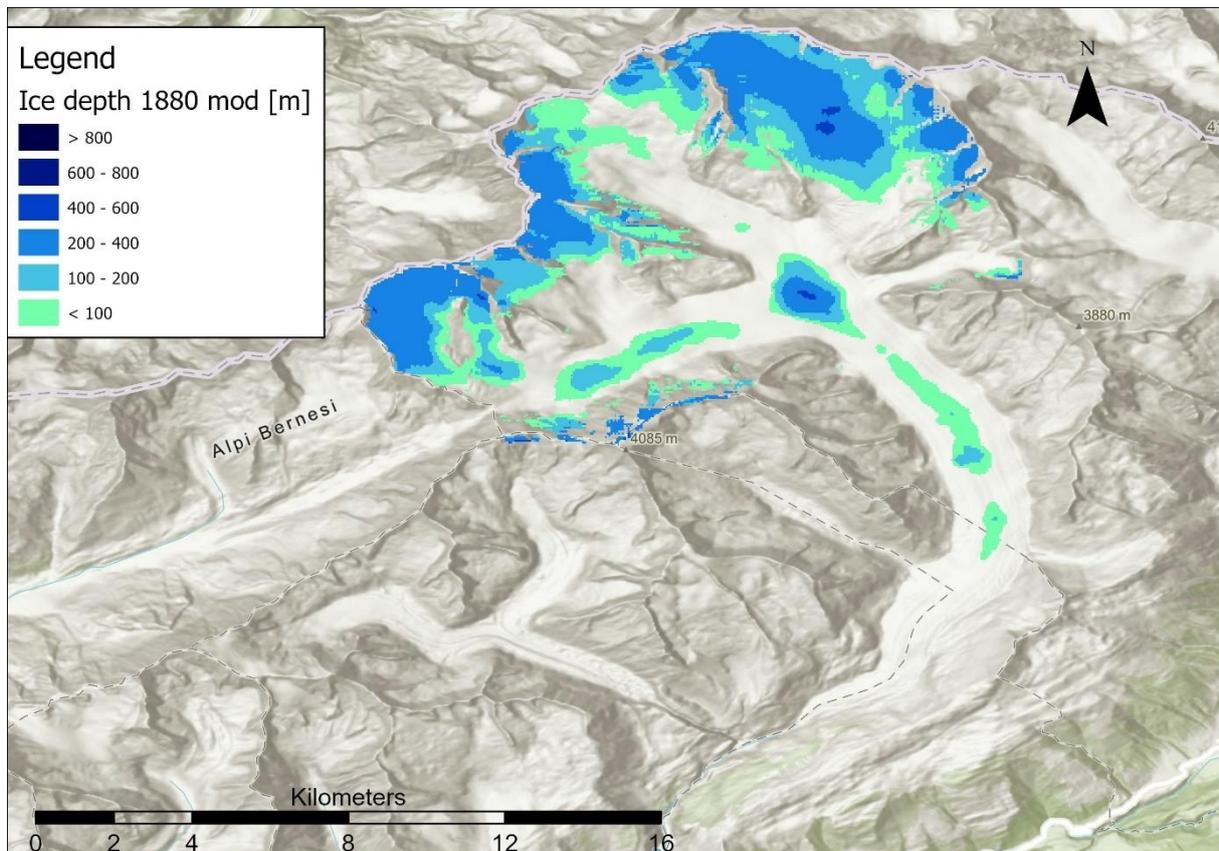


Figura 4.5: Spessori del ghiacciaio nel 1880 simulati in fase di calibrazione.

I risultati ottenuti suggeriscono che il modello non sia sufficientemente sensibile alle variazioni di temperatura nonostante in fase di calibrazione si ottenesse un buon accordo fra i dati simulati e i dati osservati.

## 5 Discussione

Dai risultati della calibrazione si può notare che in corrispondenza dei picchi di temperatura negli anni 1983, 1994, 1998, 2003 e 2018 si verificano dei picchi di fusione glaciale (**Error! Reference source not found.**). Osservando invece il Grafico 4.5 che mostra i bilanci di massa a confronto con le precipitazioni invernali si nota che in corrispondenza dei picchi di precipitazione si verificano dei minimi di fusione glaciale, a causa della minor superficie di ghiaccio esposto. Si nota però anche che i minimi di precipitazione corrispondono ai massimi di temperatura. Dalle informazioni disponibili è difficile valutare se la fusione glaciale sia influenzata dalla precipitazione invernale o se invece sia la precipitazione invernale a essere fortemente correlata alle temperature. L'anno 2011 però è caratterizzato da temperature nella media e da precipitazioni invernali molto limitate e rappresenta un minimo nell'andamento della fusione glaciale: sembra quindi che in questo caso la responsabilità dei valori di fusione sia attribuibile alle precipitazioni.

Nonostante come mostrato la calibrazione del modello risulta essere in grado di cogliere correttamente la variazione di spessore del ghiaccio sulla maggior parte della sua superficie, i risultati della simulazione di lungo periodo non si mostrano coerenti con i dati osservati. Questo può essere addotto a diverse cause.

Prima tra tutte il modello non risulta sufficientemente sensibile alle variazioni di temperatura: nei periodi in cui storicamente si sono verificati degli avanzamenti del fronte glaciale, i bilanci di massa simulati dal modello sono risultati negativi nonostante le temperature fossero più basse. Si suppone quindi che l'influenza della radiazione sulla fusione durante la scelta dei parametri sia stata sovrastimata, mentre che il contributo della temperatura sia sottostimato. Questo è riscontrabile anche in fase di calibrazione dove si ottengono delle sottostime nelle portate medie annuali simulate e in corrispondenza dei picchi estivi.

È stato quindi verificato il contributo alla fusione giornaliero attribuibile alla temperatura e alla radiazione che si ottiene applicando il modello di Degree Day misto con i parametri di fusione utilizzati. Si è considerata una media spaziale e temporale (nel periodo considerato) della temperatura e una media spaziale annuale della radiazione e si è ottenuto che durante i mesi in cui la temperatura media sul bacino è

positiva (giugno, luglio, agosto, settembre), la radiazione contribuisce a oltre il 90% della fusione. Questo è confermato andando a verificare il contributo alla fusione medio annuo imputabile alla temperatura (Figura 5.1.a) e alla radiazione (Figura 5.1.b) secondo i parametri e il modello utilizzati.

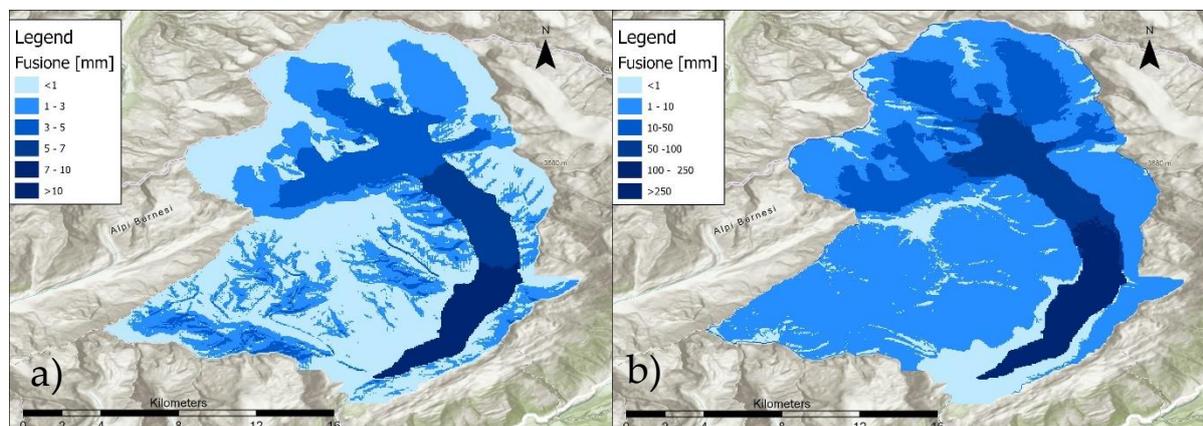


Figura 5.1: a) Contributo alla fusione medio annuale [mm] imputabile alla temperatura; b) Contributo alla fusione medio annuale [mm] imputabile alla radiazione.

Dalle considerazioni fatte sopra si deduce che la relazione che esiste fra i bilanci simulati e la temperatura è dovuta principalmente alla temperatura soglia pari a 0°C imposta perché si verifichi la fusione: infatti in questo modo la temperatura regola anche il contributo della fusione dovuto alla radiazione.

D'altra parte la fusione è risultata molto sensibile alle variazioni di temperatura con la quota, generando un forte squilibrio fra monte e valle all'aumentare dei parametri di temperatura: aumentando i parametri di fusione infatti si ottiene una importante sovrastima degli spessori a monte e un ritiro del fronte molto accentuato più a valle.

I parametri relativi alla temperatura sono quindi stati scelti trovando un compromesso fra i valori più bassi che generavano le sottostime nelle portate nei periodi caldi e i valori più alti che invece generavano la sovrastima del gradiente di fusione. Questo non ha generato errori considerevoli sul breve periodo ma non ha reso possibile una simulazione realistica dei bilanci di massa sul lungo periodo.

Nella scelta dei parametri ci si è confrontati con la modellizzazione dell'Aletsch recentemente eseguita da Jouvét. Quest'ultimo ha utilizzato il modello di fusione espresso dall'Eq. 14 e ha calibrato i parametri su ogni periodo di cui disponeva i DEM (1880, 1926, 1957, 1980, 1999 e 2017) ottenendo i parametri riportati in Tabella 5.1., che presentano una variabilità circa del 33%, e ha poi utilizzato per la simulazione sul lungo periodo una media dei parametri così calcolati.

$$M = \begin{cases} [f_M + r_{ice/snow} I] T & \text{se } T > 0^\circ\text{C} \\ 0 & \text{se } T < 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad \text{Eq. (14)}$$

Dove:

- $f_M$  è il fattore di fusione [mm/(d K)];
- $r_{ice/snow}$  sono i fattori di radiazione della neve e del ghiaccio [mm/(d W)m<sup>2</sup>];
- $I$  è la radiazione diretta in condizioni di cielo limpido [W/m<sup>2</sup>];
- $T$  è la temperatura [K];

Tabella 5.1: Parametri ricavati da Jouviet nei diversi periodi di calibrazione.

Periodo		$f_M$ (*10 <sup>-3</sup> )	$r_{ice}$ (*10 <sup>-5</sup> )	$r_{snow}$ (*10 <sup>-5</sup> )
1880	1926	2.026	2.4432	1.8336
1926	1957	1.829	2.196	1.6464
1957	1980	1.787	2.1456	1.608
1980	1999	1.668	2.0016	1.5024
1999	2017	2.311	2.774	2.0822
Variazione		33%	33%	33%

Queste variazioni nei parametri si suppone siano dovute alle diverse condizioni del ghiacciaio nei vari periodi. Qui si è preferito mantenere il modello il più possibile deterministico affidando la descrizione delle condizioni climatiche e del ghiacciaio alle sole variabili, in particolare alla temperatura, alla precipitazione e alla radiazione e tenendo presente che sono state fatte varie semplificazioni riguardo alla nuvolosità, vento, albedo e attività solare che non sempre possono essere implementate per simulazioni sul lungo periodo.

Alcuni modelli considerano la nuvolosità tramite il Clear Sky Index, ovvero il rapporto tra la radiazione in condizioni reali e la radiazione calcolata in condizioni di cielo limpido. Anche in questo modo però verrebbe trascurata la variabilità temporale della nuvolosità dovuta all'attività vulcanica o a periodi particolarmente umidi, oltre alle variazioni dovute all'andamento dell'attività solare. Il Clear Sky Index non tiene conto di questi fattori essendo calcolato su dati osservati in un periodo recente e circoscritto. Si sarebbe potuto dedurre questo indice considerando la sua dipendenza dalla precipitazione ma anche in questo caso non avrebbe spiegato le oscillazioni sul lungo periodo dovute all'attività vulcanica e all'attività solare.

Un'altra variabile la cui ricostruzione sul lungo periodo è problematica è il vento, che nelle regioni montuose ha un ruolo decisivo nella redistribuzione della neve e influenza gli scambi di energia che condizionano fortemente la fusione nivale e glaciale (Gray and Male 1981, Winstral e Marks,2002), ma anche in questo, a meno di

considerare delle condizioni di vento costante nel tempo, non è possibile ottenere valori della variabile sul lungo periodo.

L'imposizione di un'albedo costante è la semplificazione più incisiva che è stata fatta infatti è un parametro variabile nel tempo e nello spazio e gioca un ruolo importante nella fusione del ghiaccio. Nell'ultimo secolo l'annerimento dei ghiacciai dovuto alla deposizione di polvere minerale, materia organica, alghe, fuliggine etc... e alla maggiore superficie di ghiaccio esposto, ha causato una diminuzione nei valori di albedo. La calibrazione di questo parametro sul lungo periodo tuttavia necessita di considerare oltre al differenza di albedo fra fasi di avanzata e di ritiro anche il verificarsi o meno di eventi vulcanici o di altri eventi che modificano la colorazione del ghiaccio come l'apporto di sabbie dal vento e come nel periodo recente l'alterazione della atmosfera dovuta all'inquinamento. La calibrazione sul breve periodo di questo parametro non è quindi sufficiente a descriverne l'andamento sul lungo periodo.

Infine va considerata la qualità dei dati utilizzati per il lungo periodo, come detto questi valori sono il frutto di ricostruzioni e interpolazioni di dati misurati con strumenti inevitabilmente vetusti, che non è detto siano in grado di rappresentare la reale variabilità climatica e l'intensità della cosiddetta Piccola Era Glaciale.

## 6 Sviluppi futuri

Dai risultati ottenuti risulta chiaro che la simulazione sul lungo periodo non è rappresentativa delle reali fluttuazioni del ghiacciaio. Sarebbe necessario modificare il modello con lo scopo di diminuire l'effetto della radiazione in modo da poter rendere anche piccole variazioni del parametro di temperatura più influenti nel bilancio di massa, senza accentuare l'effetto del gradiente di temperatura. Per fare questo sarà necessario verificare il gradiente della temperatura, giacché quello considerato da letteratura sovrastima verosimilmente la differenza tra la zona di accumulo e quella di ablazione, portando a condizioni di fusione/accumulo di ghiaccio non compatibili con l'osservato. Nel caso specifico dell'Alestch, infatti fattori locali come l'esposizione, la forma della valle e la presenza del ghiacciaio possono influire molto sull'andamento delle temperature, il ghiacciaio stesso per la sua estensione crea un microclima al di sopra di esso per cui il gradiente di temperatura presente al di fuori può non essere valido. Tuttavia la mancanza di stazioni al di sopra del ghiacciaio rendono difficile la stima di un nuovo gradiente, che andrebbe anch'esso calibrato, aumentando notevolmente l'onere computazionale.

Per incrementare la precisione del modello si possono studiare le variabili citate nel capitolo 5 come fonti di incertezza: valutare quindi l'influenza di eruzioni vulcaniche sull'albedo, gli effetti della variabilità dell'attività solare sulla radiazione e applicare un "Clear Sky Index" dipendente dalla precipitazione.

## 7 Conclusioni

Il modello glacio-idrologico Poli-Hydro è in grado di rappresentare con buona approssimazione il ritiro glaciale e le portate da esso derivanti nel breve-medio periodo (1980-2018). Le discrepanze emerse in fase di calibrazione, ossia l'eccessiva fusione di ghiaccio a valle e l'accumulo di neve/ghiaccio a monte, hanno portato a diminuire il peso dato dal fattore di fusione legato alla temperatura, dipendente con la quota, rispetto a quello radiativo. Ciò ha portato in fase di calibrazione a rendere il modello poco sensibile alle variazioni di temperatura annuale, tuttavia simulando correttamente il ritiro nel breve periodo grazie al coefficiente radiativo. Questa correzione non ha permesso di ottenere risultati soddisfacenti sulla simulazione di lungo periodo in cui si passa dalla Piccola Era Glaciale, in cui le basse temperature hanno portato all'espansione dei ghiacciai alpini, al secolo attuale, in cui i cambiamenti climatici stanno portando ad un ritiro inedito dei ghiacciai. In particolare il modello, calibrato sugli ultimi quarant'anni di cambiamenti climatici, tende sempre a sovrastimare il ritiro del ghiacciaio e non è in grado di simulare le fasi di espansione che si sono verificate a cavallo tra '600 e '800. Si nota tuttavia anche in questa simulazione una concordanza statistica tra massimi e minimi di temperatura annuale con massimi e minimi di fusione glaciale.

Il lavoro qui presentato mostra le potenzialità e limiti dei modelli degree day, non in grado di cogliere la complessità del ghiacciaio dell'Aletsch, e la corretta calibrazione richiede dati difficilmente reperibili. Tuttavia si rimarca la loro utilità per la stima delle portate estive nei bacini glaciali, fortemente influenzate dalla presenza del ghiacciaio.

## 8 Bibliografia

- Aellen, M. (1995). Glacier mass balance studies in the swiss Alps. *La Houille Blanche*, 81(5–6), 139–143. <https://doi.org/10.1051/lhb/1995060>
- Baral, P., Kayastha, R. B., Immerzeel, W. W., Pradhananga, N. S., Bhattarai, B. C., Shahi, S., Galos, S., Springer, C., Joshi, S. P., & Mool, P. K. (2014). Preliminary results of mass-balance observations of Yala Glacier and analysis of temperature and precipitation gradients in Langtang Valley, Nepal. *Annals of Glaciology*, 55(66), 9–14. <https://doi.org/10.3189/2014AoG66A106>
- Bauder, A., Funk, M., & Huss, M. (n.d.). *Ice-volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century*.
- Begert, M., Schlegel, T., & Kirchhofer, W. (2005). Homogeneous temperature and precipitation series of Switzerland from 1864 to 2000. *International Journal of Climatology*, 25(1), 65–80. <https://doi.org/10.1002/joc.1118>
- Bonardi, L. (n.d.). *Some of the authors of this publication are also working on these related projects: history of climate View project terraced landscape of Menorca View project*. <https://www.researchgate.net/publication/346391476lealpielastoriadelclimanegliultimimilleanni>
- Büntgen, U., Esper, J., Frank, D. C., Nicolussi, K., & Schmidhalter, M. (2005). A 1052-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures. *Climate Dynamics*, 25(2–3), 141–153. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0028-1>
- Büntgen, U., Frank, D. C., Nievergelt, D., & Esper, J. (2006). *Summer Temperature Variations in the European Alps, A.D. 755-2004*.
- Casty, C., Raible, C. C., Stocker, T. F., Wanner, H., & Luterbacher, J. (2007). A European pattern climatology 1766-2000. *Climate Dynamics*, 29(7–8), 791–805. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0257-6>
- Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., & Böhm, R. (2005). Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology*, 25(14), 1855–1880. <https://doi.org/10.1002/joc.1216>
- Collados-Lara, A. J., Pardo-Igúzquiza, E., Pulido-Velazquez, D., & Jiménez-Sánchez, J. (2018). Precipitation fields in an alpine Mediterranean catchment: Inversion of precipitation gradient with elevation or undercatch of snowfall? *International Journal of Climatology*, 38(9), 3565–3578. <https://doi.org/10.1002/joc.5517>

- Dadic, R., Mott, R., Lehning, M., & Burlando, P. (2010). Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(1). <https://doi.org/10.1029/2009JF001261>
- Dumas, D., & Dumas, D. (2013a). Changes in temperature and temperature gradients in the French Northern Alps during the last century. 111, 223–233. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0659-1i>
- Dumas, D., & Dumas, D. (2013b). Changes in temperature and temperature gradients in the French Northern Alps during the last century. 111, 223–233. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0659-1i>
- Duval, P., Montagnat, M., Grennerat, F., Weiss, J., Meyssonier, J., & Philip, A. (2011). Creep and plasticity of glacier ice: A material science perspective. In *Journal of Glaciology* (Vol. 56, Issue 200, pp. 1059–1068). <https://doi.org/10.3189/002214311796406185>
- European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500.* (2004). [www.sciencemag.org/cgi/content/full/303/5663/1496/](http://www.sciencemag.org/cgi/content/full/303/5663/1496/)
- Frey, H., Haeberli, W., Linsbauer, A., Huggel, C., & Paul, F. (2010a). A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. In *Hazards Earth Syst. Sci* (Vol. 10). [www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/339/2010/](http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/339/2010/)
- Frey, H., Haeberli, W., Linsbauer, A., Huggel, C., & Paul, F. (2010b). A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. In *Hazards Earth Syst. Sci* (Vol. 10). [www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/339/2010/](http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/339/2010/)
- Glen\_1958\_The flow law of ice.* (n.d.).
- Grab, M., Mattea, E., Bauder, A., Huss, M., Rabenstein, L., Hodel, E., Linsbauer, A., Langhammer, L., Schmid, L., Church, G., Hellmann, S., Deleze, K., Schaer, P., Lathion, P., Farinotti, D., & Maurer, H. (2021). Ice thickness distribution of all Swiss glaciers based on extended ground-penetrating radar data and glaciological modeling. *Journal of Glaciology*, 67(266), 1074–1092. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.55>
- Groppelli, B., Soncini, A., Bocchiola, D., & Rosso, R. (2011). Evaluation of future hydrological cycle under climate change scenarios in a mesoscale Alpine watershed of Italy. *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(6), 1769–1785. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1769-2011>
- Grünewald, T., & Lehning, M. (2011). Altitudinal dependency of snow amounts in two small alpine catchments: Can catchment-wide snow amounts be estimated via single snow or precipitation stations? *Annals of Glaciology*, 52(58), 153–158. <https://doi.org/10.3189/172756411797252248>

- Haeberli, W. (n.d.). *FREQUENCY AND CHARACTERISTICS OF GLACIER FLOODS IN THE SWISS ALPS*. <https://www.cambridge.org/core>,
- Haeberli, W., & Holzhauser, H. (n.d.). *3 Science Highlights Alpine Glacier Mass Changes During the Past Two Millennia*.
- Hock, R. (1999a). A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 45(149), 101–111. <https://doi.org/10.3189/s0022143000003087>
- Hock, R. (1999b). A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 45(149), 101–111. <https://doi.org/10.3189/s0022143000003087>
- Hoelzle, M., Haeberli, W., Dischl, M., & Peschke, W. (2003). Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes. *Global and Planetary Change*, 36(4), 295–306. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00223-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00223-0)
- Holzhauser, H. (1983). DIE GESCHICHTE DES GROSSEN ALETSCHGLETSCHERS WÄHREND DER LETZTEN 2500 JAHRE '. In *Bull. Murithienne* (Vol. 101).
- Holzhauser, H., Magny<sup>2</sup>, M., & Zumbühl<sup>3</sup>, H. J. (2005). Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. In *The Holocene* (Vol. 15).
- Holzhauser-Zumbühl1999\_Article\_GlacierFluctuationsInTheWester\_16sec.* (n.d.).
- Huss, M., Bauder, A., Funk, M., & Hock, R. (2008). Determination of the seasonal mass balance of four Alpine glaciers since 1865. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(1). <https://doi.org/10.1029/2007JF000803>
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Richard Peltier, W., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Barnola, J., Bauer, E., Brady, E., Jouzel, J., Mitchell, J., Overpeck, J., Briffa, K., Duplessy, J., ... Miller, H. (2007). *Olga Solomina (Russian Federation), Ricardo Villalba (Argentina), De'er Zhang (China)*. The Physical.
- Jouvet, G., Cordonnier, G., Kim, B., Lüthi, M., Vieli, A., & Ashwanden, A. (2022). Deep learning speeds up ice flow modelling by several orders of magnitude. *Journal of Glaciology*, 68(270), 651–664. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.120>
- Jouvet, G., & Huss, M. (2019). Future retreat of Great Aletsch Glacier. In *Journal of Glaciology* (Vol. 65, Issue 253, pp. 869–872). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/jog.2019.52>
- Jouvet, G., Huss, M., Funk, M., & Blatter, H. (2021). Modelling the retreat of Grosser Aletschgletscher, Switzerland, in a changing climate. In *Journal of Glaciology* (Vol. 57, Issue 206). <https://www.cambridge.org/core>.

- Jouvet, G., Picasso, M., Rappaz, J., & Blatter, H. (2021). A new algorithm to simulate the dynamics of a glacier: theory and applications. In *Journal of Glaciology* (Vol. 54, Issue 188). <https://www.cambridge.org/core>.
- Jouvet, G., Röllin, S., Sahli, H., Corcho, J., Gnägi, L., Compagno, L., Sidler, D., Schwikowski, M., Bauder, A., & Funk, M. (2020). Mapping the age of ice of Gauligletscher combining surface radionuclide contamination and ice flow modeling. *Cryosphere*, *14*(11), 4233–4251. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4233-2020>
- Langhammer, L., Rabenstein, L., Schmid, L., Bauder, A., Grab, M., Schaer, P., & Maurer, H. (2019). Glacier bed surveying with helicopter-borne dual-polarization ground-penetrating radar. *Journal of Glaciology*, *65*(249), 123–135. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.99>
- Linsbauer, A., Paul, F., & Haeberli, W. (2012). Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with glabtop: Application of a fast and robust approach. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, *117*(3). <https://doi.org/10.1029/2011JF002313>
- Mann, M. E., Zhang, Z., Hughes, M. K., Bradley, R. S., Miller, S. K., Rutherford, S., & Ni, F. (2008). *Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia Following the suggestions of a recent National Research Council report [NRC (National Research Council)]*. [www.pnas.org/cgi/content/full/](http://www.pnas.org/cgi/content/full/)
- Naegeli, K., & Huss, M. (2017). Sensitivity of mountain glacier mass balance to changes in bare-ice albedo. *Annals of Glaciology*, *58*(75), 119–129. <https://doi.org/10.1017/aog.2017.25>
- Naegeli, K., Huss, M., & Hoelzle, M. (n.d.). *Darkening Swiss glacier ice?* <https://doi.org/10.5194/tc-2018-18>
- Naegeli, K., Huss, M., & Hoelzle, M. (2019). Change detection of bare-ice albedo in the Swiss Alps. *Cryosphere*, *13*(1), 397–412. <https://doi.org/10.5194/tc-13-397-2019>
- Oerlemans, J., Giesen, R. H., & van den Broeke, M. R. (2009). Retreating alpine glaciers: Increased melt rates due to accumulation of dust (Vadret da Morteratsch, Switzerland). *Journal of Glaciology*, *55*(192), 729–736. <https://doi.org/10.3189/002214309789470969>
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M., & Corripio, J. (2005). An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: Development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, *51*(175), 573–587. <https://doi.org/10.3189/172756505781829124>
- Plate 4.1 Mean Annual Actual Evaporation 1973-1992. (n.d.)*

- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M., & Musy, A. (2005). Hydrology and Earth System Sciences A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. In *Hydrology and Earth System Sciences* (Vol. 9). [www.copernicus.org/EGU/hess/hess/9/95/SRef-ID:1607-7938/hess/2005-9-95](http://www.copernicus.org/EGU/hess/hess/9/95/SRef-ID:1607-7938/hess/2005-9-95) EuropeanGeosciencesUnion
- Schmocker-Fackel, P., & Naef, F. (2010). Changes in flood frequencies in Switzerland since 1500. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(8), 1581–1594. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1581-2010>
- Solomina, O., Haeberli, W., Kull, C., & Wiles, G. (2008). Historical and Holocene glacier-climate variations: General concepts and overview. *Global and Planetary Change*, 60(1–2), 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.02.001>
- Soncini, A., Bocchiola, D., Azzoni, R. S., & Diolaiuti, G. (2017). A methodology for monitoring and modeling of high altitude Alpine catchments. *Progress in Physical Geography*, 41(4), 393–420. <https://doi.org/10.1177/0309133317710832>
- Soncini, A., Bocchiola, D., Confortola, G., Bianchi, A., Rosso, R., Mayer, C., Lambrecht, A., Palazzi, E., Smiraglia, C., & Diolaiuti, G. (2015). Future hydrological regimes in the upper Indus basin: A case study from a high-altitude glacierized catchment. *Journal of Hydrometeorology*, 16(1), 306–326. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0043.1>
- Spreafi, M., & Weingartner, R. (2005a). The Hydrology of Switzerland Selected aspects and results. In *Reports of the FOWG, Water Series* (Issue 7). [www.bbl.admin.ch/bundespublikationen](http://www.bbl.admin.ch/bundespublikationen)
- Spreafi, M., & Weingartner, R. (2005b). The Hydrology of Switzerland Selected aspects and results. In *Reports of the FOWG, Water Series* (Issue 7). [www.bbl.admin.ch/bundespublikationen](http://www.bbl.admin.ch/bundespublikationen)
- The Swiss Glaciers*. (2015). <https://doi.org/10.18752/glrep>
- Trachsel, M., Kamenik, C., Grosjean, M., McCarroll, D., Moberg, A., Brázdil, R., Büntgen, U., Dobrovolný, P., Esper, J., Frank, D. C., Friedrich, M., Glaser, R., Larocque-Tobler, I., Nicolussi, K., & Riemann, D. (2012). Multi-archive summer temperature reconstruction for the European Alps, AD 1053-1996. *Quaternary Science Reviews*, 46, 66–79. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.021>
- Zappa, M., & Kan, C. (2007). Natural Hazards and Earth System Sciences Extreme heat and runoff extremes in the Swiss Alps. In *Hazards Earth Syst. Sci* (Vol. 7). [www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/7/375/2007/](http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/7/375/2007/)



## 9 Lista dei grafici

Grafico 2.1: Variazioni di lunghezza registrate dal 1892 al 2018.....	15
Grafico 2.2: Bilanci di massa annuali dal 1915 al 2020. ....	16
Grafico 2.3: Bilanci di massa annuali (mm WE) misurati dalle paline P3, P5,PN e P0. .....	17
Grafico 2.4: Serie storica delle temperature ricostruite da Casty (Casty, 2005) a confronto con i valori misurati alla stazione. ....	21
Grafico 2.5: Temperature medie mensili misurate e temperature medie mensili ottenute dalla serie di Casty. ....	22
Grafico 2.6: Temperature medie annuali risultanti dal downscaling. ....	22
Grafico 2.7: Confronto fra le medie annuali dei dati ricostruiti da Casty e i dati misurati alla stazione di Lauterbrunnen.....	25
Grafico 2.8: Precipitazioni cumulate mensili misurate e precipitazioni cumulate mensili ottenute dalla serie di Casty.....	27
Grafico 2.9: Precipitazioni cumulate annuali delle precipitazioni risultanti dalle elaborazioni.....	27
Grafico 4.1: Medie annuali dei valori di temperatura considerati nella calibrazione a confronto con i valori di temperatura considerati nella simulazione sul lungo periodo. .....	42
Grafico 4.2: Precipitazioni annuali totali considerate nella calibrazione a confronto con i valori considerati nella simulazione sul lungo periodo. ....	42
Grafico 4.3: Variazioni di volume e andamento dell'area del ghiacciaio (GLAMOS).45	
Grafico 4.4: Fusione glaciale e temperature medie estive. ....	46
Grafico 4.5: Confronto fusione glaciale e somma delle precipitazioni invernali. ....	46
Grafico 4.6: Confronto delle portate medie annuali misurate alla stazione idrometrica di Massa e quelle simulate. ....	47
Grafico 4.7: Portate medie mensili. ....	48
Grafico 5.1: Bilancio di massa annuale e temperature medie annuali (1659-1799).....	50
Grafico 5.2: Bilancio di massa annuale e temperature medie annuali (1800-2000).....	51

Grafico 5.3: Andamento del contributo annuale alle portate di ghiaccio, neve e pioggia in [mm w.e.] .....	52
Grafico 5.4: Andamento del contributo annuale alle portate di ghiaccio, neve e pioggia in [mm w.e.] .....	53

## Lista delle figure

Figura 2.1: Area di studio (confini del bacino idrologico considerato in rosso, stazioni meteorologiche e stazione idrologica in blu).....	10
Figura 2.2: Variazioni del fronte del ghiacciaio Grosser Aletsch ricostruite da Haeberly e Holzhauser (i puntatori indicano i punti noti su cui si basa la ricostruzione). .....	11
Figura 2.3: Disegno di H. Hogard del fronte del ghiacciaio che abbatte gli abeti rossi e distrugge il vecchio sentiero dell’Aletsch sul lato sinistro della valle nel 1849. ....	12
Figura 2.4: Il fronte del ghiacciaio investe gli abeti (fotografia di Camille Bernabè 6 settembre 1850). .....	12
Figura 2.5: a) il ghiacciaio Grosser Aletsch nel 1865 visto da Belalp (fotografia: Adolphe Braun); b) Il ghiacciaio visto dallo stesso punto di vista della foto sopra nel 1980; c) Ripetizione dell’immagine nel 2021 (spedizione “Sulle tracce dei ghiacciai – Alpi 2021). .....	13
Figura 2.6: a) la fotografia scattata da Frederic Martens nel 1856, b) fotografia scattata da Hanspert Holzhauser nel 2000. ....	14
Figura 2.7: .....	15
Figura 2.8: Rappresentazione della distribuzione spaziale delle paline (colorazione in base alla lunghezza della serie). .....	17
Figura 2.9: Distribuzione spaziale dei dati predittori della temperatura (a) e delle precipitazioni (b). L’area ombreggiata nello zoom è l’area in cui sono state ricostruiti i dati. (Casty 2005). .....	19
Figura 2.10: Numero di predittori per la stima delle serie climatiche in funzione del tempo. (Casty 2005). .....	19
Figura 2.11: Quadrante della griglia costruita da Casty (Casty 2005) qui considerato. ....	20
Figura 2.12: Modello digitale del terreno. ....	28
Figura 2.13: Mappa delle pendenze. ....	29
Figura 2.14: Rappresentazione dell’orientamento dei versanti .....	29
Figura 2.15: Rappresentazione dei ghiacciai in base alla densità di sondaggi GPR (espressa come la distanza media di tutti i punti del ghiacciaio dalla misura GPR più vicina) e relative tracce dei profili rilevati .....	30

Figura 2.16: Rappresentazione dello spessore del ghiacciaio valutato dall'ETHZ nel 2019.....	31
Figura 2.17: Rappresentazione dello spessore del ghiacciaio nel 1880.....	32
Figura 2.18: Rappresentazione dello spessore del ghiaccio valutato dall'ETHZ nel 1980. .....	33
Figura 3.1: Gradiente temporale dell'albedo valutato da Naegeli et al. (2018) nel periodo 1999-2016.....	36
Figura 3.2: Immagine satellitare della lingua del ghiacciaio Aletsch coperta da detrito. .....	37
Figura 3.3: Lingua del ghiacciaio Oberaletsch. a) Mappa ricostruita da Siegfried (1880); b) Foto aerea (2005, Swisstopo). I numeri 1, 2, 3 indicano le posizioni per cui l'allargamento delle morene mediane è stato determinato misurando la larghezza del ghiaccio nudo.....	37
Figura 3.4: Andamento delle velocità lungo lo spessore del ghiaccio e lungo la sezione trasversale.....	39
Figura 3.5: Spessori del ghiaccio e punti di misura delle velocità. ....	40
Figura 3.6: Scema semplificato dell'algoritmo dei serbatoi di Nash.....	41
Figura 4.1: Spessori del ghiacciaio nel 2019 simulati in fase di calibrazione.....	43
Figura 4.2: Rappresentazione dell'errore percentuale dello spessore di ghiaccio ottenuto in fase di calibrazione. ....	44
Figura 4.3: Spessori del ghiacciaio nel 1880 simulati in fase di calibrazione.....	53
Figura 5.1: a) Contributo alla fusione medio annuale [mm] imputabile alla temperatura; b) Contributo alla fusione medio annuale [mm] imputabile alla radiazione. ....	55

## Lista delle tabelle

Tabella 2.1: Differenze mensile media fra le temperature mensili di Casty e le medie mensili osservate, varianza e deviazione standard della serie osservata.....	21
Tabella 2.2: Gradiente termico mensile. ....	23
Tabella 2.3: Differenze medie mensili fra i dati di precipitazione ricostruiti da Casty e quelli osservati. ....	24
Tabella 2.4: Confronto dei parametri relativi alla serie di precipitazioni osservata e simulata.....	26
Tabella 4.1: Risultati delle simulazioni dell'analisi di sensitività alla precipitazione. ....	49
Tabella 5.1: Parametri ricavati da Jouviet nei diversi periodi di calibrazione. ....	56

