

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088  
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

---

---

DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE, GEOLOGICHE  
E AMBIENTALI

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Tesi di Laurea Magistrale

Cambiamento dei ghiacciai dell'Alto Adige  
centro-occidentale dalla Piccola Età Glaciale al  
2014

Candidata:

Maria Nagostinis

Relatore:

Prof. Francesco Brardinoni

Correlatore:

Dott. Riccardo Scotti

---

---

Sessione Dicembre 2019

Anno Accademico 2018-2019



# INDICE

RIASSUNTO.....	1
1. INTRODUZIONE.....	2
2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	4
2.1. <i>Val Venosta</i> .....	5
2.2. <i>Altre vallate</i> .....	5
2.3. <i>Caratterizzazione delle sotto-regioni</i> .....	6
3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....	11
4. I GHIACCIAI.....	14
4.1. <i>Tipologie di ghiacciai</i> .....	15
4.2. <i>La Piccola Età Glaciale (PEG)</i> .....	16
5. METODI .....	19
5.1. <i>Mappatura ghiacciai</i> .....	19
5.2. <i>Suddivisione dell'area in classi dimensionali</i> .....	21
5.3. <i>Analisi dati</i> .....	22
6. RISULTATI .....	23
6.1. <i>Cambiamento generale</i> .....	23
6.2. <i>Variabilità regionale del cambiamento areale dei ghiacciai</i> .....	29
6.3. <i>Variabilità regionale del cambiamento altitudinale dei ghiacciai</i> .....	39
6.4. <i>Interazione tra contrazione areale ed altri attributi</i> .....	46
7. DISCUSSIONE.....	52
7.1. <i>Analisi e confronto della contrazione areale         nei periodi PEG-1994 e 1994-2008</i> .....	58
8. CONCLUSIONI.....	61
9. BIBLIOGRAFIA.....	63
Appendice 1 .....	68
Appendice 2.....	69
Appendice 3.....	70
Appendice 4.....	71
Appendice 5.....	72



## Riassunto

I ghiacciai delle Alpi Europee si stanno ritirando in modo rapido ed accelerato negli ultimi decenni ad opera dei cambiamenti climatici in atto. L'acqua derivante dalla fusione dei ghiacciai gioca un ruolo importante nella produzione di energia idroelettrica e nella regolazione delle portate fluviali, conseguentemente l'evoluzione dei ghiacciai nel prossimo futuro presenta importanti interessi ambientali e socio-economici.

Per poter avere una visione di come le aree glacializzate si evolveranno nei prossimi anni, è necessario dare uno sguardo al passato e tener traccia dei loro cambiamenti. Per questo motivo negli ultimi decenni sono stati compilati diversi inventari in differenti parti delle Alpi e del mondo. Questi permettono di comprendere le relazioni sussistenti tra la variazione areale ed altri attributi e sono da supporto per studi di modellazione.

Oggetto di questa tesi è la compilazione di un inventario multi-temporale nella parte centro-occidentale dell'Alto Adige, derivato dalla delimitazione manuale del perimetro dei ghiacciai a partire da fotografie aeree ed immagini satellitari acquisite in nove annate: 1945, 1954, 1985, 1994, 2003, 2006, 2008, 2011 e 2014. L'inventario include un totale di 2144 ghiacciai, di cui 214 derivanti dall'inventario di Knoll et al. (2009) e 237 derivanti dall'inventario Provinciale del 2006. Per poter comprendere l'evoluzione della contrazione areale nel tempo sono state esaminate diverse variabili, tra cui: area, numerosità dei ghiacciai, elevazione, esposizione principale, precipitazione media annuale, pendenza media e radiazione solare. Dalle analisi è emerso che, globalmente, nel periodo 1860-2014 la superficie dei ghiacciai in Alto-Adige centro-occidentale si è ritirata del 70,1%, accompagnato dall'estinzione del 77% dei corpi glaciali, con un tasso di contrazione areale medio del  $-0,19 \text{ \% a}^{-1}$ . Questi tassi hanno avuto un marcato aumento a partire dal periodo post-1994, in cui la variazione ha raggiunto mediamente valori 5,3 volte rispetto a quelli pre-1994, raggiungendo nel 2008 il massimo valore negativo di variazione media della superficie a  $-3,47 \text{ \% a}^{-1}$ .

Nel contempo, la media dell'altitudine minima (fronti) alla quale si trovano i ghiacciai è aumentata con un tasso annuale di  $2,1 \text{ m a}^{-1}$ , mentre la media dell'altitudine massima è diminuita con un tasso di  $0,4 \text{ m a}^{-1}$ .

Successivamente, per valutare l'entità della variabilità intra-regionale, i ghiacciai sono stati suddivisi ed analizzati in cinque sotto-regioni: Alpi dello Stubai, Alpi Venoste, Gruppo di Tessa, Gruppo Ortles/Cevedale Est ed Ovest. I risultati mostrano che la contrazione areale è stata maggiore nel Gruppo di Tessa, Gruppo Ortles/Cevedale Est ed Alpi Venoste, con rispettivamente perdite della superficie dei ghiacciai del 86%, 78% e 72% dal 1860 al 2014. Al contrario, le Alpi dello Stubai ed il Gruppo Ortles/Cevedale Ovest sono risultate comparabilmente meno sensibili al cambiamento.

Al fine di valutare la variazione areale intra-regionale dei ghiacciai in un contesto più ampio, sono stati comparati intervalli temporali PEG-1994 e 1994-2008 ai settori lombardi delle Alpi Orobie, Gruppo del Disgrazia e Alpi di Livigno (Scotti et al., 2014). Il confronto mostra come le Alpi dello Stubai, il Gruppo Ortles/Cevedale occidentale e le Alpi Venoste presentino un tasso di contrazione post-1994 inferiore al settore delle Orobie, considerato un settore particolarmente resiliente nel contesto Alpino italiano. Mentre i Gruppi di Tessa e Ortles/Cevedale est mostrano tassi post-1994 simili a quelli registrati nei settori del Disgrazia e Livigno.

## 1. Introduzione

Durante gli ultimi decenni il ritiro dei ghiacciai a livello mondiale ha destato attenzione presso la comunità scientifica in quanto costituisce un chiaro segnale dei cambiamenti climatici in corso (Vaughan et al., 2013) e rappresenta il secondo più grande contributo all'innalzamento del livello marino (Church et al., 2013).

I ghiacciai montani, come quelli che troviamo sulle Alpi, possono costituire un'importante componente per il ciclo idrogeologico stagionale locale e/o regionale ed in alcune regioni del mondo fornisce una sostanziale frazione di acqua disponibile per la popolazione locale (Kaser et al., 2010). Questo vale anche per alcune regioni alpine europee dove il tasso di arretramento dei ghiacciai negli ultimi decenni è particolarmente accentuato (Lambrecht & Kuhn, 2007, Scotti et al., 2014).

I ghiacciai montani non solo influenzano il ciclo idrogeologico, ma hanno un ruolo fondamentale anche sulla geomorfologia dei bacini glacializzati. Essi agiscono sull'evoluzione del paesaggio e modificano il presente ciclo idrogeologico, sedimentario ed i flussi geochimici lungo i sistemi fluviali riceventi (Brardinoni & Hassan, 2006).

La creazione di un inventario di ghiacciai di una determinata zona si rende dunque necessaria per quantificare l'effettiva estensione areale dei ghiacciai, che rappresenta la variabile dipendente, ed analizzare le interrelazioni tra variabili ambientali (geometriche, topografiche, geologiche e climatiche) e il cambiamento areale dei ghiacciai. Questo consente di comprendere meglio le variabili passate e provare a formulare scenari futuri di variazione sulla base di modelli climatici esistenti.

Per la costruzione dell'inventario si ricorre all'utilizzo di diverse fonti, come ad esempio immagini satellitari, fotografie aeree, *laser scanning*, carte topografiche; conseguentemente si ottengono risoluzioni spaziali al suolo differenti.

Alcuni autori hanno compilato inventari regionali, come ad esempio per la Svizzera (Fischer et al., 2014), altri a scala di catena, come nel caso dell'inventario Alpino (Paul et al., 2011). Ma sono diversi i lavori che, oltre alla compilazione di un inventario, si sono posti l'obiettivo di studiare gli effetti dei cambiamenti climatici sui ghiacciai, analizzandone la variazione areale ed i tassi di arretramento, come ad esempio in Lombardia (Scotti et al., 2014) nei periodi 1860-1994 e 1994-2008, in Svizzera (Fischer et al., 2014) dal 1973 al 2010, a scala di catena alpina (Paul et al., 2004) nei periodi 1850-1973, 1973-1998 e 1985-1998.

Studi di questo genere si ritrovano anche oltreoceano, ad esempio Beedle et al. (2015) studiarono le variazioni dei ghiacciai delle Montagne del Cariboo in Canada, focalizzandosi nei periodi 1952-2005, 1952-1985 e 1985-2005.

Altri lavori studiano invece le relazioni esistenti tra le variazioni areali ed altitudinali dei ghiacciai ed altri attributi, come ad esempio nello studio di Galos et al. (2015) nel quale viene valutato l'impatto della variazione dei ghiacciai della Val Venosta sulla portata del fiume Adige, altrimenti nel lavoro di Berthier et al. (2010) viene studiato il contributo che i ghiacciai dell'Alaska producono sull'aumento del livello marino.

Oggetto del lavoro di tesi è la compilazione di un inventario multi-temporale dei ghiacciai della parte occidentale dell'Alto Adige (Provincia Autonoma di Bolzano).

Gli inventari disponibili nell'area di studio sono pochi, alcuni di essi ricoprono solo in modo parziale l'area, come il lavoro di Casarotto & Bertoni (2015) che definiscono l'estensione dei ghiacciai trentini dalla fine della Piccola Età Glaciale (PEG) ad oggi, altri si estendono

per l'intero Alto Adige come per l'inventario compilato da Knoll et al. (2009) per definire la massima estensione dei ghiacciai alto tesini al termine della PEG. Inoltre c'è un ultimo studio, condotto dalla Provincia Autonoma di Bolzano per mappare l'estensione dei ghiacciai su immagini acquisite nel 2006.

Per poter comprendere l'evoluzione dei ghiacciai dell'Alto Adige centro-occidentale non sono sufficienti gli inventari esistenti, la loro incompletezza non fornirebbe dei risultati attendibili. Inoltre, le metodologie con la quale sono stati compilati questi inventari fa sì che i ghiacciai di piccole dimensioni ( $< 0,1 \text{ km}^2$ ) spesso non vengano mappati o solo in parte.

Per questo motivo si è resa necessaria una mappatura dei ghiacciai più completa e con un riguardo particolare per i ghiacciai di dimensioni ridotte, inoltre potendo analizzare più anni fotografici è possibile ricavare informazioni aggiuntive sul comportamento dei ghiacciai.

Gli obiettivi di questo lavoro di tesi includono: (1) la compilazione di un inventario multi-temporale dell'Alto Adige centro-occidentale, dalla Piccola Età Glaciale ad oggi, (2) la quantificazione della variazione areale dei ghiacciai in questo intervallo temporale e in diverse sotto-regioni dell'area di studio, (3) l'analisi delle possibili relazioni sussistenti tra il tasso di variazione areale osservato con alcune variabili topografiche principali, come ad esempio l'esposizione.

## 2. Inquadramento geografico

L'area studio è situata nella porzione più occidentale dell'Alto Adige (*Süd Tiröl*), in modo particolare si concentra sulle aree ricoperte da copertura glaciale.

L'Alto Adige si trova nel nord-est dell'Italia, confinando a nord con l'Austria e la Svizzera (Figura 1). I principali gruppi di montagne compresi in questo studio sono il Gruppo dell'Ortles-Cevedale (*Ortlergruppe*), Gruppo di Sesvenna (*Sesvennagruppe*), le Alpi Venoste (*Ötztal Alps*), Gruppo di Tessa (*Texelgruppe*) ed Alpi dello Stubai (*Stubai Alpen*).

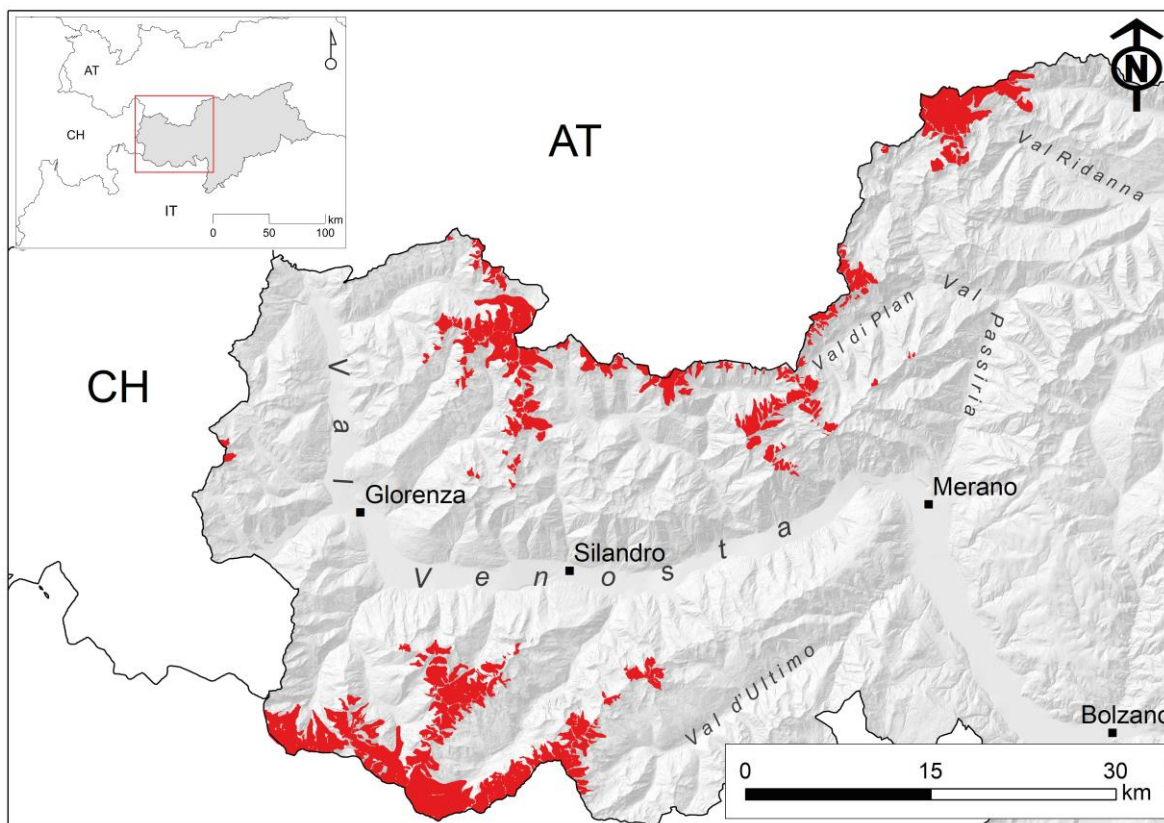


Figura 1. Inquadramento geografico dell'area di studio. Localizzazione dei ghiacciai (in rosso) dell'inventario in cui l'estensione dei ghiacciai si riferisce alla Piccola Età Glaciale (Knoll et al., 2009), come sfondo è stato utilizzato il DTM con risoluzione a 2,5 m fornito dalla Provincia di Bolzano (Servizi WMS).

Tutti questi sistemi drenano sul fiume Adige e conseguentemente nel Mar Adriatico.

I ghiacciai presenti lungo la dorsale alpina principale che include il Gruppo di Sesvenna, le Alpi Venoste, il Gruppo di Tessa e le Alpi dello Stubai, sono maggiormente esposti a sud-est e sud-ovest, mentre quelli appartenenti al Gruppo Ortles-Cevedale sono maggiormente esposti verso nord-est e nord-ovest.

L'area di studio ricopre approssimativamente un'area di 2300 km<sup>2</sup> e considera tutte le vallate laterali che si snodano a partire dalla Val Venosta, inoltre sono comprese delle vallate più a nord, quali la Val Ridanna, Val Passiria e Val di Plan (Figura 1).



## 2.1. Val Venosta

La Val Venosta (*Vinschgau*) è situata nella porzione italiana delle Alpi Centrali e ricopre un'area di circa 1500 km<sup>2</sup>. Attraversata dall'Adige, si estende dal passo di Resia (La Mutta) a Naturno, a ovest di Merano, e la sua parte superiore confina con la Val Monastero e la Bassa Engadina. La vallata si estende per circa 80 km maggiormente in direzione est-ovest, e solo per la parte sommitale della valle in direzione nord-sud. È protetta dalle precipitazioni provenienti dal Mediterraneo e dal continente Europeo dalle alte catene montuose che la circondano, a nord dalle Alpi Venoste e dal Gruppo di Tessa, a nord-ovest dal Gruppo di Sesvenna, dalle Alpi di Bernina e Livigno a sud-est e dal Gruppo dell'Ortles-Cevedale a sud. L'ampio fondovalle viene percorso dal fiume Adige che sfocia nel Mare Adriatico dopo 415 km. Il paesaggio è segmentato dalla presenza di grandi vallate laterali: Valle Lunga (*Langtaufertal*), Valle di Slingia (*Schlinigertal*), Valle di Trafoi (*Trafoiertal*), Valle di Mazia (*Matschtal*), Val Martello (*Martelltal*) e Val Senales (*Schnalstal*).

La Val Venosta ha tre caratteristiche che non si trovano in altre vallate delle Alpi, e sono:

- 1) Il forte contrasto climatico tra il versante esposto a sud, denominato Monte di Mezzodì (*Sonnenberg*) e il versante esposto a nord, detto Monte di Tramontana (*Nörderberg*), tale caratteristica si riflette nelle cenosi vegetali tipiche;
- 2) La presenza di enormi conoidi di deiezione che danno origine a diversi livelli di altitudine di fondovalle;
- 3) Il particolare regime climatico, continentale e povero di precipitazioni.

Conseguentemente, con una precipitazione annuale di circa 500 mm o meno alla sezione di chiusura della vallata, la Val Venosta è una delle aree più secche nelle Alpi Europee (Galos et al., 2015). Circa un terzo delle precipitazioni in questa regione cadono durante l'estate (giugno, luglio ed agosto) e spesso sono collegate ad eventi convettivi che portano ad una maggiore frequenza di precipitazioni rispetto al resto dell'anno (Adler et al., 2015).

Le precipitazioni invernali, costituiscono la maggior parte dell'accumulo glaciale, sono associate con flussi d'aria provenienti dal sud-ovest, innescate da attività cicloniche formati al di sopra del Mar Mediterraneo, mentre solo una piccola parte delle precipitazioni annuali è correlata a fronti provenienti da nord.

La maggior risorsa d'acqua della valle è data dal fiume Adige e dai suoi tributari, i quali durante il periodo di ablazione vengono alimentati dalle acque di scioglimenti di circa 100 ghiacciai e glacionevati. Molta di quest'acqua viene utilizzata per l'irrigazione durante la stagione estiva, inoltre il contributo delle acque di scioglimento sulla portata totale del fiume può essere considerata considerevolmente importante per la locale disponibilità di acqua ed attività economiche durante i periodi secchi e caldi dell'estate (Lambrecht & Mayer, 2009).

## 2.2. Altre vallate

La Val Ridanna (*Ridnauntal*) è una valle alpina lunga 18 km, con sviluppo principale nord-ovest/sud-est nelle vicinanze dell'abitato di Vipiteno. La Val Passiria (*Passiertal*) si trova invece a nordest di Merano, tra le Alpi Venoste e le Alpi dello Stubai, a differenza della precedente, essa si estende in direzione est-ovest successivamente diramandosi in altre vallate; ed è in località Moso in Passiria che la Val di Plan (*Pfelderer Tal*) si apre, estendendosi in direzione nord-est/sud-ovest fino alla località di Plan (Figura 1).

La Val d'Ultimo (*Ultental*) è una valle lunga 40 km nella zona occidentale dell'Alto Adige che termina a Lana. La valle è contornata dalle cime del Gruppo dell'Ortles sud-orientale.

### 2.3. Caratterizzazione delle sotto-regioni

La mappatura ha prodotto 2144 ghiacciai distribuiti nei dieci anni presi in analisi, questo ha reso necessario la formazione di un inventario ordinato secondo certi criteri.

Le aree glacializzate ricoprono una porzione di territorio piuttosto vasta, che a causa della natura morfologica, geografica e climatica si differenziano l'une dalle altre; motivo per cui è stato deciso di suddividere l'inventario in sotto-regioni, per poter trarre informazioni sito-specifiche, e perciò più dettagliate, del glacialismo di questa porzione dell'Alto Adige.

La modalità con cui è stata fatta questa scelta si basa su caratteristiche differenti, che comprendono:

- Disposizione geografica dei ghiacciai, dando peso alle differenti vallate e distanza lineare tra gli stessi (Figura 2a);
- Orientazione: per quanto possibile si è cercato di raggruppare i ghiacciai secondo un'esposizione principale ed omogenea;
- Distribuzione spaziale della precipitazione media annua (Figura 2b).

Dall'applicazione di questi criteri sono emerse cinque sotto-regioni, che comprendono da nord a sud (Figura 2a): le Alpi dello Stubai (in giallo), il Gruppo di Tessa (in rosa), le Alpi Venoste (in rosso) ed i Gruppi dell'Ortles/Cevedale Est (in verde) ed Ovest (in blu).

Affacciati sulla Val Venosta in destra orografica si trovano i Gruppi dell'Ortles/Cevedale, mentre in sinistra si trova il settore delle Alpi Venoste, quest'ultimo comprende anche due ghiacciai situati nel gruppo montuoso del Sesvenna (ad ovest). A nord si trovano il Gruppo di Tessa e le Alpi dello Stubai, situati negli omonimi gruppi montuosi.

I cinque settori presentano caratteristiche differenti di quota (riferite al centroide del ghiacciaio) e di distribuzione spaziale della precipitazione media annua. In particolare quest'ultima si differenzia nei settori del Tessa e dell'Ortles/Cevedale Est nei quali, sia durante la PEG che nel 2014, si confermano essere i settori con meno precipitazioni (Figura 2b) con valori prevalentemente compresi tra 700 e 1300 mm a<sup>-1</sup> (Figura 3).

Al contrario gli altri settori mostrano precipitazioni medie annuali più elevate (Figura 2b). L'Ortles/Cevedale Ovest presenta le maggiori precipitazioni nella fascia compresa tra i 1100 ed il 1300 mm a<sup>-1</sup> nel 1860, mentre nel 2014 raggiunge picchi più elevati, arrivando ad un massimo di 1783 mm a<sup>-1</sup> (Figura 3b). Anche le Alpi dello Stubai e le Alpi Venoste sono interessate da precipitazioni media annuali alte, in cui buona parte dei ghiacciai appartenenti ai settori è interessato da valori compresi nelle fasce dai 1100 ai 1800 mm a<sup>-1</sup> (Figura 3).

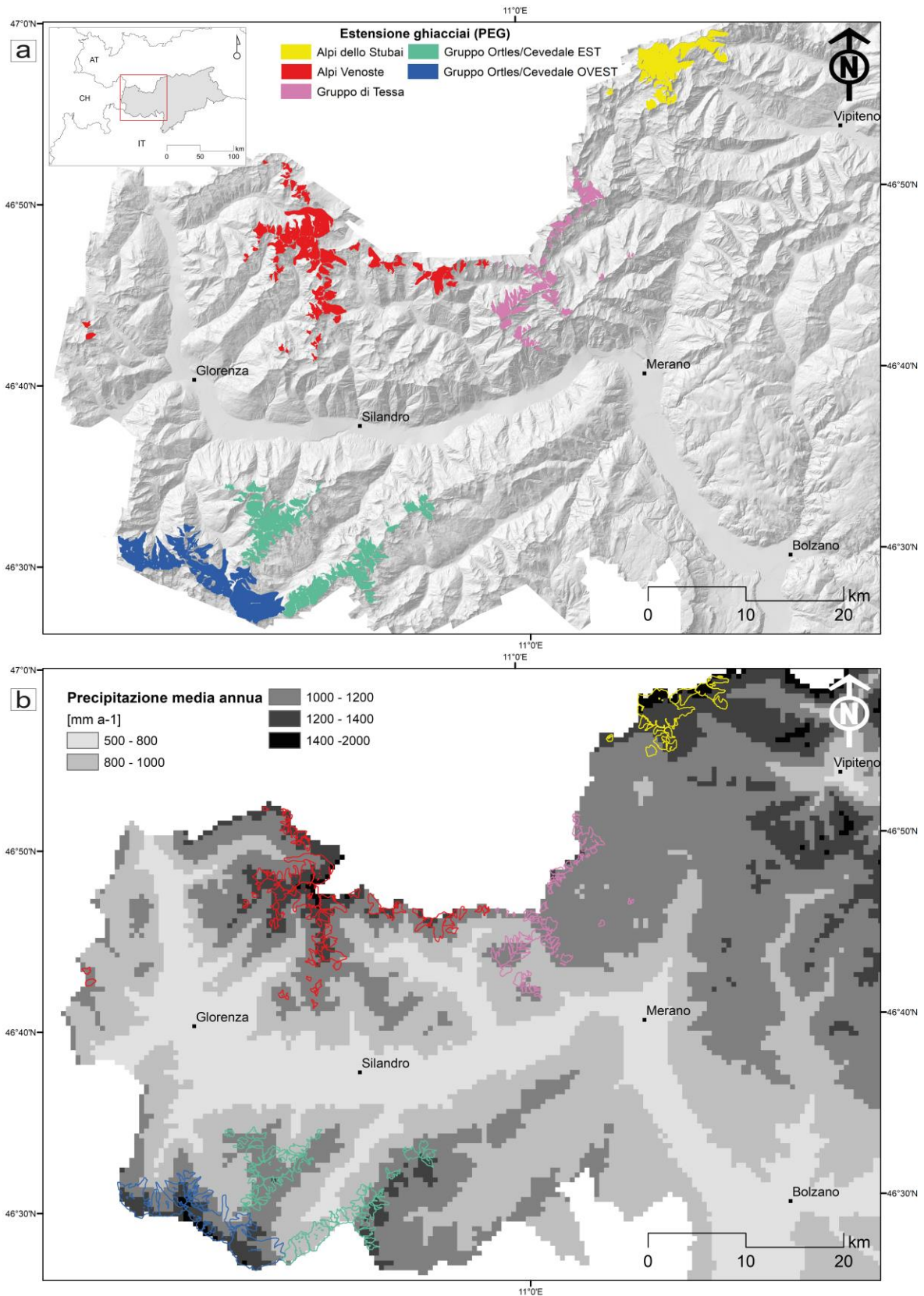


Figura 2. (a) Localizzazione delle cinque sotto-regioni in cui l'estensione dei ghiacciai si riferisce alla Piccola Età Glaciale, come sfondo è stato utilizzato il DTM con risoluzione a 2,5 m fornito dalla Provincia di Bolzano (Servizi WMS), (b) distribuzione spaziale della precipitazione media annua (dal progetto Interreg 3PClim, <http://www.clima-alpino.eu/>).

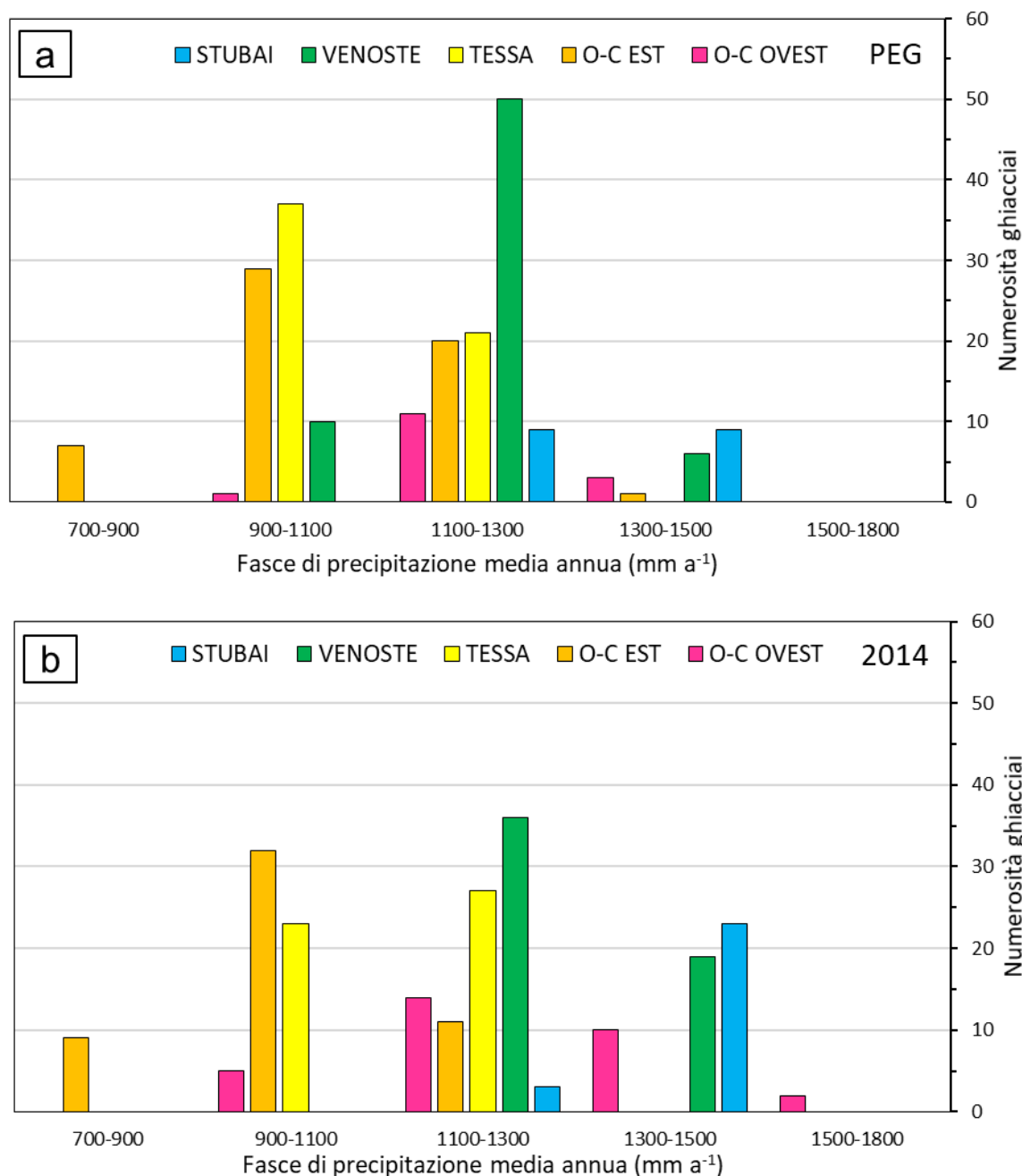


Figura 3. Distribuzione della precipitazione media annuale in base alla numerosità dei ghiacciai nel (a) 1860 (PEG) (b) 2014, dei ghiacciai contenuti nell'inventario. Elaborazioni eseguite su base dati proveniente da <http://www.clima-alpino.eu/>.

Dal punto di vista della distribuzione della superficie glacializzata in fasce altimetriche, i cinque settori nuovamente si differenziano l'uno dall'altro.

Le Alpi dello Stubai ed il Gruppo di Tessa presentano una maggiore distribuzione dell'area dei ghiacciai alle fasce altimetriche più basse, per buona parte comprese tra i 2500 e i 2900 metri (Figure 4a e 5c).

Al contrario per i settori dell'Ortles/Cevedale, in cui la maggior parte dell'area glacializzata si distribuisce alle alte quote (3050-3450 m). I ghiacciai di questi settori, almeno nell'immagine acquisita nel 2006, si trovano compresi tra i 2900 metri ed i 3450 m, sebbene nell'Ortles/Cevedale occidentale ci siano 778 ettari distribuiti nella fascia altimetrica compresa tra i 2500 ed i 2750 m (Figure 5d e 5e).

Le Alpi Venoste hanno invece una distribuzione intermedia. L'area glacializzata ricade tra i 2750 ed i 3550 metri (Figura 4b), sebbene la maggior parte sia compresa nella fascia altimetrica compresa tra 3050 e 3200 metri.

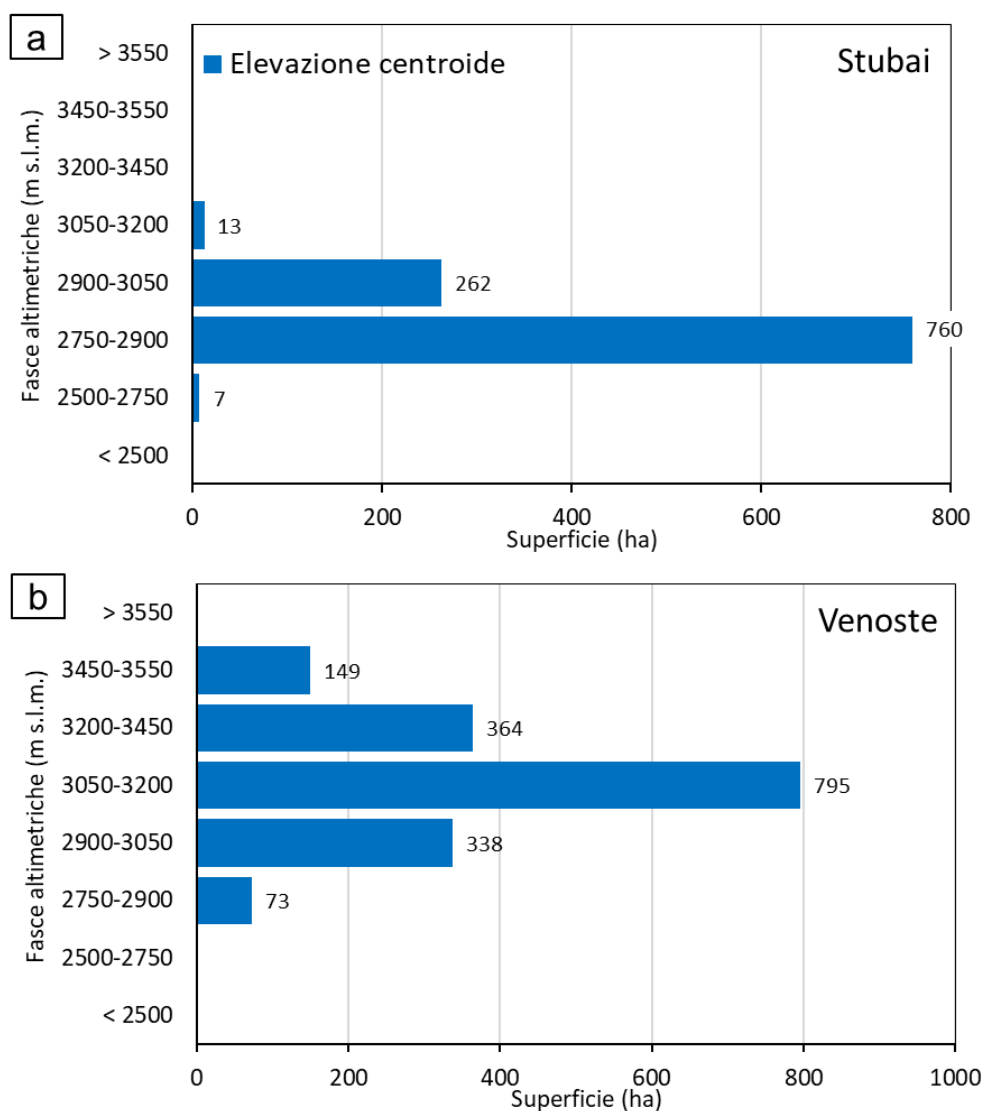


Figura 4. Distribuzione della superficie glacializzata per fasce altimetriche, dei ghiacciai contenuti nell'inventario nell'immagine acquisita nel 2006 nelle (a) Alpi dello Stubai, (b) Alpi Venoste. Elaborazioni eseguite su DTM LiDAR acquisito dalla Provincia Autonoma di Bolzano nel 2005, ricampionato ad una risoluzione spaziale di 5m.

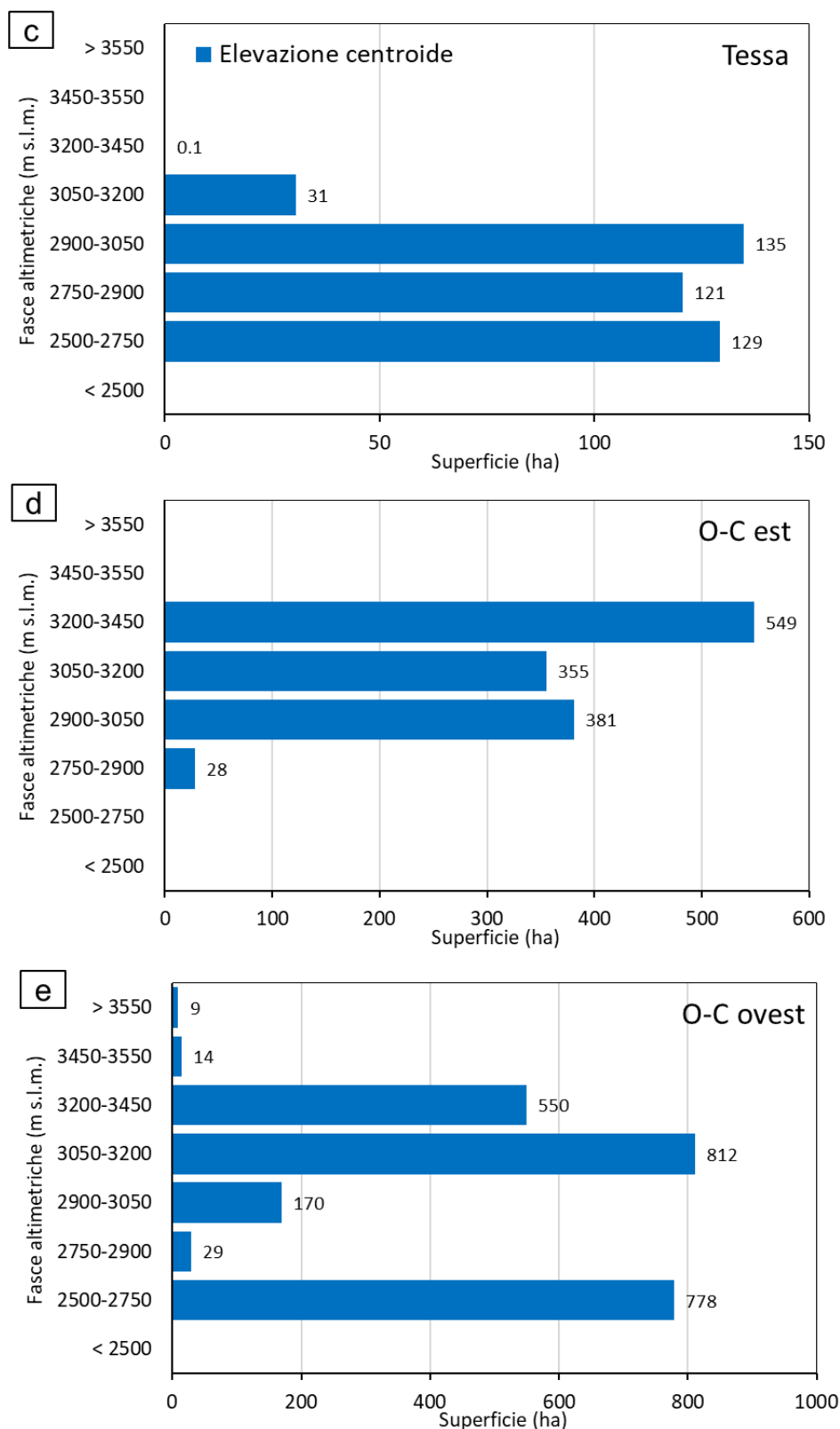


Figura 5 Distribuzione della superficie glacializzata per fasce altimetriche, dei ghiacciai contenuti nell'inventario nell'immagine acquisita nel 2006 nel (c) Gruppo di Tessa, (d) Gruppo Ortles/Cevedale Est, (e) Gruppo Ortles/Cevedale Ovest. Elaborazioni eseguite su DTM LiDAR acquisito dalla Provincia Autonoma di Bolzano nel 2005, ricampionato ad una risoluzione spaziale di 5m.

### 3. Inquadramento geologico

In Alto Adige si possono distinguere tre grandi gruppi tettonici che comprendono sia rocce metamorfiche, rocce magmatiche intrusive ed effusive che rocce sedimentarie.

Questa zonazione deriva dalla evoluzione strutturale della catena alpina, caratterizzata da una storia polimetamorfica e magmatica, particolarmente attivi nel tardo paleozoico (ciclo Ercinico) ed in quelli cretacico e terziario (ciclo alpino).

La sua origine è collegata al meccanismo di formazione dell'intero sistema montuoso alpino, cioè la subduzione e definitiva chiusura dell'oceano mesozoico della Tetide<sup>1</sup> e la conseguente collisione fra il margine passivo continentale dell'Europa ed il margine attivo della microplacca Adria, dal cui margine settentrionale derivano appunto le falde austroalpine (Froitzheim & Eberli, 1990, Conti, 1995, Froitzheim & Manatschal, 1996).

L'effetto della collisione fu che una parte del margine della microplacca Adria, l'attuale dominio Austroalpino, sovrascorse verso nord al di sopra di lembi di litosfera oceanica e unità continentali originariamente situate sul bordo settentrionale dell'Oceano Tetideo (Dominio Pennidico) (Bargossi et al., 2010).

Una netta separazione delle sopraccitate Unità Tettoniche è determinata dalla cosiddetta Linea Insubrica (denominata anche Lineamento Periadriatico), ed è la faglia più marcata dell'Alto Adige e separa le unità metamorfiche delle falde austroalpine, a nord, dalla serie delle Alpi Meridionali, a sud.

Questa linea prosegue in direzione Nord-Est dal Passo del Tonale fino a Merano, per poi giungere a Mulles presso Vipiteno dove cambia direzione e segue la Val Pusteria in direzione Est-Ovest fino a Klagenfurt ed oltre (Mair et al., 2006). Il terzo gruppo tettonico è rappresentato dalla finestra dei Tauri che è situata a nordest della provincia.

Sono presenti altri elementi strutturali minori, ma sempre significativi, che interessano la regione; tra questi vanno ricordati il sistema di faglie e fratture giudicariense (Linea delle Giudicarie) orientato NE-SO che interessa l'area in destra dell'Adige fra Bolzano e Trento e il sistema scledense (Linea di Schio) che è ben definito nei gruppi montuosi a S-E di Trento, in sinistra orografica, nonché le pieghe e i sovrascorrimenti ad andamento circa E-O nella regione dolomitica.

Il dominio significativo per la Val Venosta è quello dell'Austroalpino, che occupa la gran parte dell'Alto Adige. La vallata, piuttosto complessa dal punto di vista tettonico, accoglie una grande varietà di successioni (Figure 6 e 7), ma che a livello regionale è possibile sintetizzare con due successioni, ovvero il basamento metamorfico e le coperture quaternarie.

Diverse sono le unità che definiscono il basamento metamorfico (Falda dell' Ötztal, Unità di Monteneve, Unità di Tessa, Unità di Sesvenna, Falda del Tonale, Falda dell'Ortles-Campo), generalmente costituite da rocce metamorfiche di differente grado, rinvenendo rocce di vario tipo, come paragneiss, ortogneiss, filladi sericitiche, micascisti, anfiboliti e calcescisti (Conti, 1997; Schmid & Haas, 1989; Thöni & Hoinkes, 1987; Montresor & Martin, 2008; Montrasio et al., 2012).

---

<sup>1</sup> Tetide: bacino oceanico che si è formato in seguito alla frammentazione della Pangea nel Mesozoico (ca. 230 milioni di anni fa) e che si estendeva dall'Oceano Atlantico fino all'Oceano Pacifico.

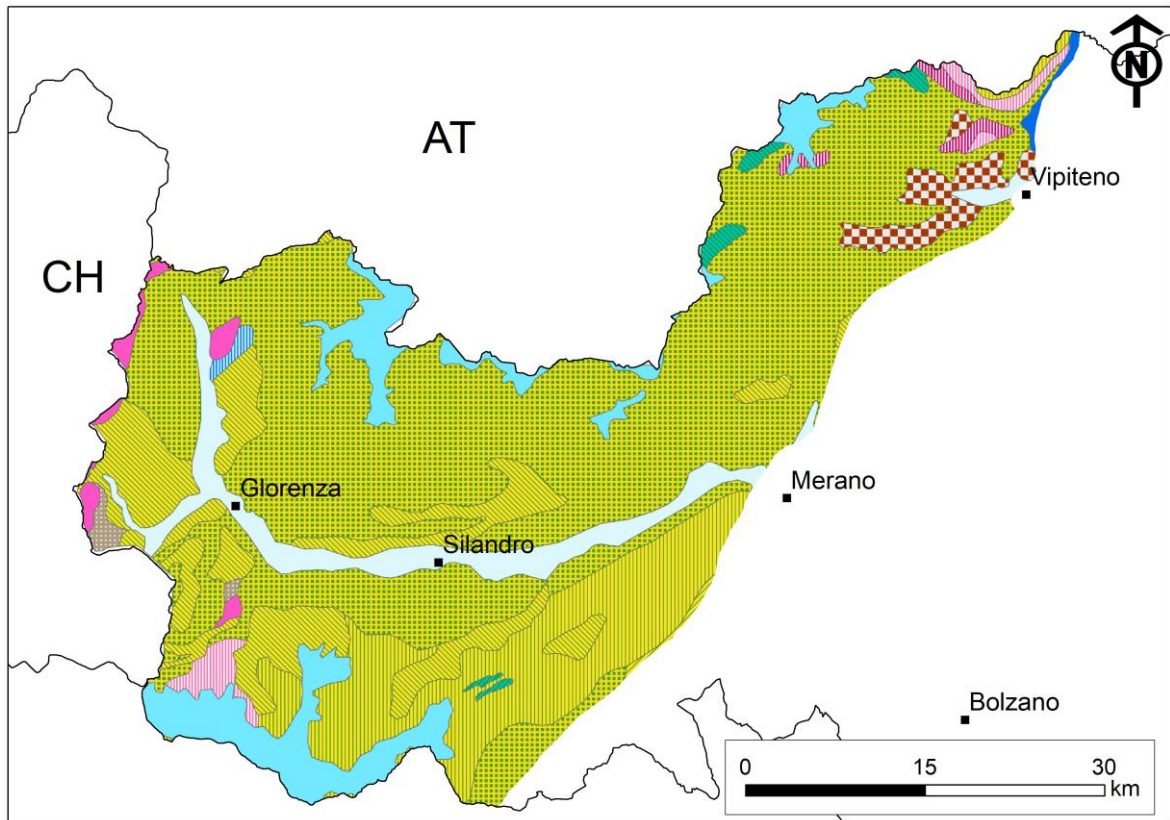


Figura 6. Schema geo-litologico dell'area compresa fra la Val Venosta e la Val Ridanna (in scala 1:330 000). La carta proviene dai servizi WMS della Provincia di Bolzano, ed è derivata dalla carta geologica d'Italia a scala 1:500 000.

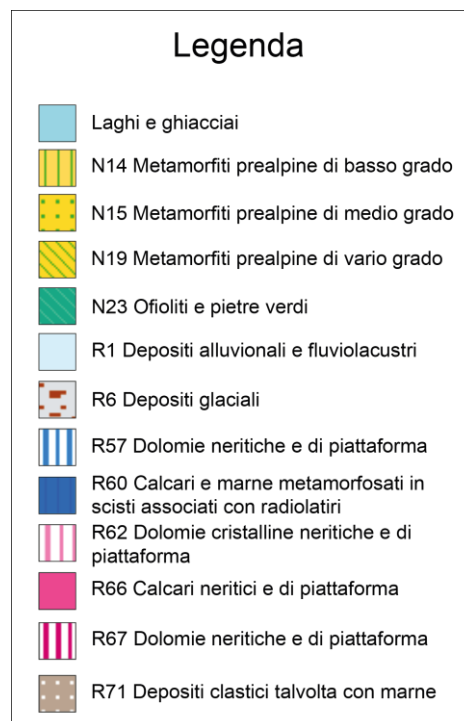


Figura 7. Legenda dello schema geo-litologico dell'area di studio (Figura 2), proveniente dai servizi WMS della Provincia di Bolzano e derivata dalla carta geologica d'Italia a scala 1:500 000.



All'interno del basamento si possono ritrovare anche dolomie e calcari di piattaforma (Figura 6), denominate anche “Dolomiti dell'Engadina centro-settentrionali” (Conti, 1997). Le coperture quaternarie sono depositi superficiali attribuibili al Pleistocene superiore – Olocene, con predominanza di quelli di origine glaciale, riferibili all'ultimo evento glaciale culminato nel *Last Glacial Maximum* (LGM), alle successive fasi di ritiro e, anche a dinamiche recenti (Piccola Età Glaciale) ed attuali (Bargossi et al., 2010).

Per quanto riguarda la porzione più a nord dell'area oggetto di questo studio (Figura 6), trattasi dunque della Val Ridanna e delle aree limitrofe, secondo la tradizionale suddivisione delle falde austroalpine discussa da Dal Piaz (1934, 1936, 1937) e Hammer (1938), queste appartengono al Sistema dell'Austroalpino superiore (Ötztal-Silvretta, Ortles-Campo-Languard-Lasa-Pejo).

I tre complessi sono caratterizzati dalla presenza di rocce metamorfiche di vario grado che si estendono lungo la Val Ridanna, la Val Passiria e e la Val di Plan con la presenza di paragneiss associati a gneiss granitoidi, anfiboliti, micascisti filladici granatiferi, quarziti e marmi, spesso rinvenute in sequenze complicate da strette pieghe e da scaglie tettoniche (Zanettin et al., 1971).

Al di sopra delle rocce scistose del basamento si rinvengono in trasgressione le coperture Permo-Mesozoiche. Queste sono caratterizzate da scisti conglomeratici e quarziti seguiti poi dalla Dolomia del Wetterstein. Al di sopra si trova una formazione litologicamente varia, ma generalmente composta da rocce dolomitiche e filladi sericitiche scure (Carnico). La successione è chiusa dalla Dolomia Principale (Norico) (Zanettin et al., 1971; Frizzo & Cornale, 1981; Frizzo et al., 1982; Frizzo, 1976).

## 4. I ghiacciai

I ghiacciai, passati e presenti, sono responsabili della modellazione a larga scala di superfici della terra, in particolare alle alte latitudini ed altitudini. Durante il Pleistocene, ampie sezioni della superficie terrestre, a latitudini temperate, erano ricoperte da enormi calotte glaciali continentali e le catene montuose erano siti di intensa glaciazione alpina ad altitudini di 1000 m, ben al di sotto della quota delle nevi perenni (*snowline*) oggi presente.

Sebbene i grandi ghiacciai pleistocenici si siano ritirati alla testata delle valli alpine già 15.000 anni fa, le loro tracce sono rimaste ben visibili nei paesaggi odierni. Questo perché i ghiacciai sono direttamente collegati al clima, ed i loro depositi e morfologie forniscono elementi per l'interpretazione dei cambiamenti climatici che hanno avuto luogo negli ultimi due milioni di anni (Easterbrook, 1999).

L'esistenza di queste masse di ghiaccio si deve al progressivo e durevole accumulo di neve al suolo, ciò che evidentemente dipende dal clima freddo delle regioni dov'essi si formano; la trasformazione graduale della neve e la sua ricristallizzazione in ghiaccio compatto sono dovute alla pressione della massa di neve sovrastante e a ripetuti complessi fenomeni di disgelo parziale e rigelo. Con l'ispessimento della massa di ghiaccio si manifesta la tendenza alla deformazione del ghiaccio stesso e, nei limiti consentiti dalla forma del substrato roccioso, si instaura un lento movimento verso aree vicine sotto l'effetto della forza di gravità.

Dal punto di vista morfologico hanno importanza il movimento dei ghiacciai e le sue conseguenze per l'erosione, il trasporto e il deposito di materiali; le pressioni esercitate sulla roccia, il tipo di contatto ghiaccio-roccia e la circolazione dell'acqua di fusione.

Le variazioni di grandezza che i ghiacciai subiscono come risultato della loro tendenza ad un aggiustamento nei confronti delle condizioni climatiche e ambientali, causano spostamenti delle aree d'azione dei ghiacciai e cambiamenti di comportamento.

Queste variazioni però possono prodursi con ritardo rispetto alla causa che li genera, e in modo non contemporaneo per ghiacciai diversi (Castiglioni, 1998).

Nel nostro Paese, oltre alla regione alpina, anche molti elevati gruppi montuosi degli Appennini conservano tracce fresche del modellamento glaciale. Per valutarne l'importanza anche dal punto di vista della vita umana e dell'economia, si pensi a quanta parte hanno avuto le glaciazioni nel modellare i valichi delle Alpi, nonché molte valli, che rendono così penetrabile questa regione, e molti bacini, che hanno favorito lo sviluppo dell'industria idroelettrica. I depositi lasciati dalle ultime glaciazioni costituiscono da un lato terreni fertili, spesso adatti agli insediamenti, dall'altro materiali ancora assai instabili, facilmente attaccati dai processi di erosione superficiale e da movimenti di massa quali frane e colate detritiche.

## 4.1. Tipologie di ghiacciai

I ghiacciai possono essere classificati secondo le loro caratteristiche fisiche, le dinamiche di movimento e sul bilancio di massa. Ahlmann (1948) ha introdotto tre classificazioni per definire un ghiacciaio:

- Termico;
- Morfologico;
- Dinamico.

I ghiacciai termici hanno un ruolo importante sulla dinamica di movimento degli stessi, vengono distinte tre sub-categorie: i) ghiacciai temperati, ii) ghiacciai polari o a base fredda, iii) ghiacciai sub-polari.

Un ghiacciaio temperato si trova approssimativamente per quasi tutto il suo spessore alla temperatura di fusione del ghiaccio, eccetto per alcuni metri superficiali dove il ghiaccio può essere più freddo durante l'inverno. La temperatura del ghiaccio diminuisce verso il basso ad un tasso di circa  $0.06^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  per effetto dell'aumento della pressione esercitata sulla temperatura di fusione. Pertanto, il ghiaccio può coesistere con l'acqua a temperature inferiori a  $0^{\circ}\text{C}$  vicino alla base del ghiacciaio. La presenza di un velo d'acqua facilita lo scivolamento del ghiacciaio sulla roccia diminuendo le forze di attrito.

Cosa differente per i ghiacciai a base fredda, le temperature ben al di sotto del punto di fusione escludono la presenza significativa di acqua in profondità (si possono formare correnti di ablazione solo in superficie, durante l'estate).

Roccia e ghiaccio sono saldati assieme, la componente di scivolamento è quindi trascurabile ed il ghiacciaio si muove soltanto per deformazione interna.

In questo caso la trasformazione della neve e del firn<sup>2</sup> in ghiaccio richiede più tempo rispetto ai ghiacciai temperati e spesso la perdita di massa avviene più per calving, erosione eolica, sublimazione e per fusione diretta (Easterbrook, 1999).

La morfologia dei ghiacciai è controllata in maggior modo dalla relazione che si instaura tra la massa di ghiaccio e la topografia del luogo. I ghiacciai possono dunque essere classificati a loro volta secondo la loro grandezza, forma e modalità di evento: i) calotte glaciali (*ice sheets* e *ice caps*), ii) ghiacciai alpini o di montagna, iii) ghiacciai pedemontani.

Le calotte glaciali sono dei ghiacciai di dimensioni enormi, così grandi da non essere confinati dalla topografia, e la loro configurazione riflette la grandezza e la forma del ghiacciaio stesso. A questo gruppo appartengono i due grandissimi ghiacciai continentali o *islandsis* oggi esistenti nell'Antartide e nella Groenlandia (Easterbrook, 1999).

La forma dei ghiacciai di montagna si adatta più minutamente alla topografia accidentata dei luoghi. Di solito si distinguono:

- Ghiacciai vallivi: sviluppano verso il basso una lingua di forma allungata che si insinua in una valle. In alto presentano uno o più bacini alimentatori, larghi, delimitati da creste montuose;
- Ghiacciai vallivi compositi o ramificati: più lingue molto ramificate si uniscono insieme. Quando, oltre a ciò, si verificano parecchie trasfluenze di ghiaccio tra una

---

<sup>2</sup> Firn: neve degli anni precedenti fortemente trasformata e compattata per i numerosi cicli di fusione e rigelo, oltre che per la pressione esercitata dalle masse di neve accumulate, presenta una densità di  $400\text{-}830\text{ kg m}^{-3}$  (Cogley et al., 2011)

valle e l'altra si parla di rete di colate glaciali, tale era la situazione in gran parte delle Alpi durante i periodi glaciali;

- Ghiacciai di altopiano: occupano superfici pianeggianti di sommità, da cui si dipartono più lingue dirette talora verso valli differenti (si riconoscono in Norvegia e qualche esempio anche nel Gruppo dell'Adamello);
- Ghiacciai di circo, ghiacciai di pendio, ghiacciai di canalone, ghiacciai sospesi: sono in genere piccoli ghiacciai, privi di lingua, di tipo diverso secondo la forma topografica che li accoglie.

I ghiacciai pedemontani si formano quando uno o più ghiacciai vallivi composti escono dalla zona montagnosa allargandosi nelle pianure vicine. I maggiori ghiacciai pleistocenici delle Alpi possedevano anch'essi un'espansione pedemontana di questo tipo, talvolta coalescente con quella dei ghiacciai vicini (Castiglioni, 1998).

#### 4.2. La Piccola Età Glaciale (PEG)

La fase attuale di accentuato ritiro dei ghiacciai si colloca in una più lunga storia di variazioni glaciali, documentate sia da misure e osservazioni dirette effettuate nell'ultimo secolo (Scotti, 2008, 2013; Paul et al., 2004, 2011; Hoelzle et al., 2003; Serandrei-Barbero et al., 2019), sia da più antiche testimonianze storiche e soprattutto morfologiche.

Da queste fonti di informazione sappiamo che nella seconda metà del 1800 si concluse una lunga fase di attività positiva dei ghiacciai, nota come "Piccola Età Glaciale" (PEG) (Figura 8). Da allora è in corso una fase di recessione glaciale iniziata verso la metà del XIX secolo, questa non fu tuttavia lineare e continua. Questo fenomeno fu infatti interrotto da avanzate di limitate dimensioni o da soste e da rallentamenti del ritiro ad intervalli di qualche decennio, in particolare nel 1880-90, nel 1920 e nel 1960-80 (Smiraglia, 1992).

Sebbene non vi sia completo accordo sulla sua durata e rilevanza a carattere globale la PEG nelle Alpi si ritiene sia cominciata all'inizio del XIV secolo, quando il maggiore dei ghiacciai alpini, il Ghiacciaio dell'Aletsch (Alpi Bernesi, Vallese, Svizzera) (Figura 8), da posizioni simili a quelle attuali iniziò ad avanzare, raggiungendo intorno al 1370-80 la sua massima estensione (Holzhauser et al., 2005).

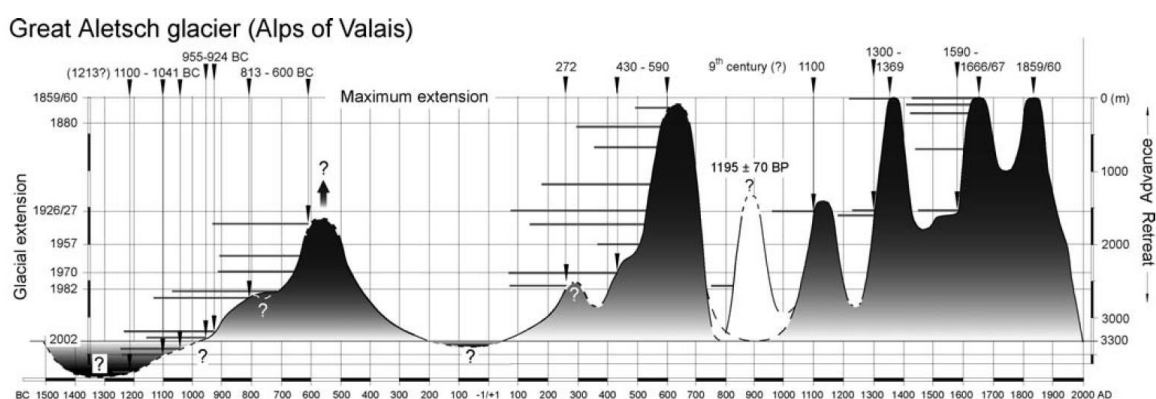


Figura 8. Ricostruzione dell'andamento del ghiacciaio dell'Aletsch (Svizzera) negli ultimi 3500 anni (Holzhauser et al., 2005).

Un'altra rilevante testimonianza arriva dai numerosi documenti trovati negli archivi di Chamonix, in cui si parla dei campi e delle foreste che vengono coperti dai ghiacciai del

massiccio del Monte Bianco in avanzata o distrutti dalle piene dei torrenti glaciali (Smiraglia, 1992).

Anche gli studi storici sul clima in Europa pongono l'inizio della Piccola Età Glaciale all'inizio del XIV secolo (Le Roy Ladurie, 2004). Dopo la prima fase di avanzata nel XIV secolo, l'Aletsch e molti altri ghiacciai alpini hanno lasciato tracce di due importanti fasi di avanzata, nel XVII secolo e nel XIX secolo. Queste tre maggiori fasi di avanzata sono state intercalate da minori fasi di ritiro e da pulsazioni intermedie.

L'ultima fase di avanzata della PEG, per quanto concerne i ghiacciai italiani, è stata la più estesa. Questa fase ha cancellato o nascosto le tracce precedenti. Molti ghiacciai italiani mostrano morene laterali e talora frontali ben sviluppate, edificate o comunque accresciute nella fase finale della PEG, solitamente sono ben preservate negli apparati a quel tempo di grandi dimensioni. A partire dal 1860 ha inizio la fase di attuale ritiro.

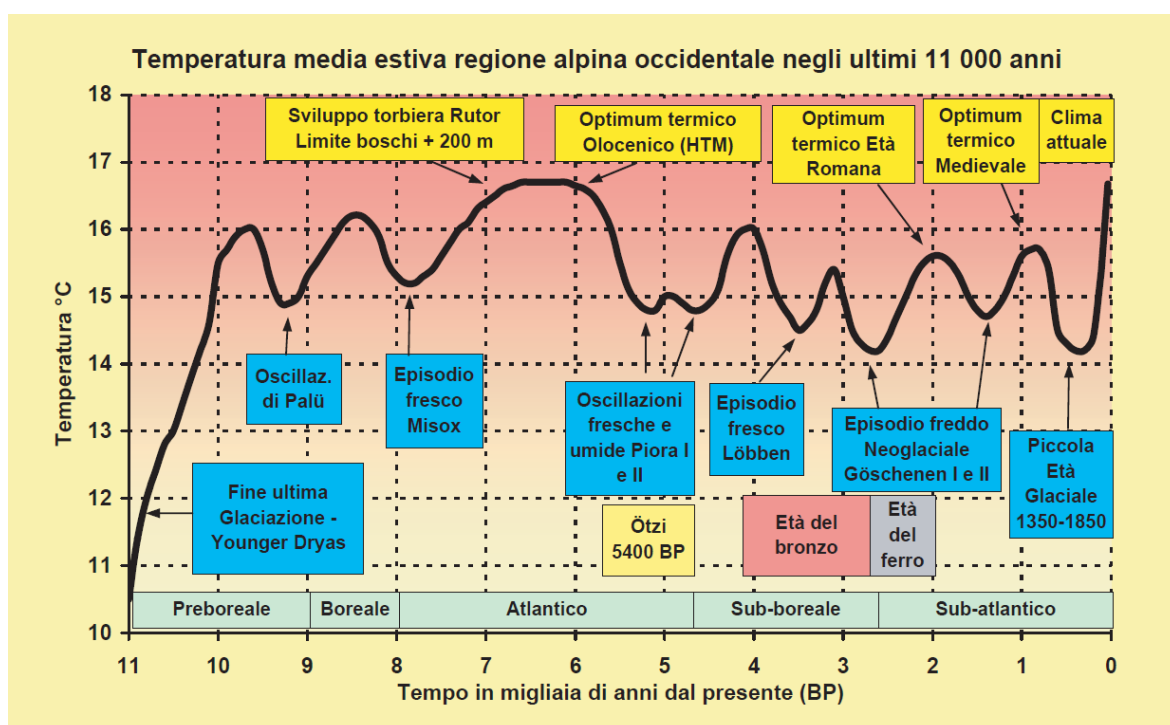


Figura 9. Ricostruzione della temperatura media estiva sulle Alpi negli ultimi 11.000 anni (Mercalli & Cat Berro, 2010).

Gli studi sulle variazioni climatiche in epoca storica in Europa hanno messo in evidenza una fase calda antecedente alla PEG, nota come Anomalia Calda Medievale (secoli XI-XIII) (Figura 9). L'estensione dei ghiacciai alpini immediatamente prima della PEG è poco nota, come avviene in generale per tutte le fasi di contrazione, le cui tracce vengono cancellate dalle successive fasi di avanzata (Casarotto & Bertoni, 2015).

Le variazioni glaciali dei millenni precedenti sono note unicamente da evidenze di tipo geologico, stratigrafico, morfologico e paleobiologico, la cui datazione è alquanto imprecisa, spesso con l'approssimazione di numerosi decenni se non addirittura di secoli. Si può quindi facilmente intendere come solamente le fasi glaciali più intense e di maggiore durata (plurisecolari) possano essere ragionevolmente ricostruite e, spesso, con limiti cronologici molto approssimati.

L'inizio della Piccola Età Glaciale e le principali fasi di espansione si presentano sincroni con quelle delle Alpi anche al di fuori dell'Europa. Le datazioni delle morene deposte, che presentano caratteristiche differenti, mostrano un accordo sorprendente, come nel caso del Monte Rainer negli Stati Uniti, per le montagne del Canada, dell'Alaska, della Nuova Zelanda, del Sud America per quanto riguarda gli ultimi quattro secoli; per altre regioni come il Caucaso, l'Himalaya e la Cina vi sono evidenze certe solo per la metà del secolo scorso (Smiraglia, 1992).

In Europa le maggiori fasi di espansione sono state riconosciute nel 1300, 1600-1610, 1690-1700, 1770, 1820 e 1850-1855. Sulle Alpi le numerose avanzate portano le lingue glaciali a raggiungere spesso la stessa posizione, senza tuttavia che vi sia un perfetto sincronismo nell'espansione più accentuata.

Alcuni ghiacciai hanno occupato la posizione più avanzata nel XVII secolo, altri nel XVIII, altri ancora nel XIX secolo. Anche per il Trentino, quindi, bisogna ammettere una mancanza di sincronismo sulle avanzate e sul momento in cui si raggiunge la massima posizione, dovuta alle diverse morfologie dei gruppi montuosi che ospitano (o hanno ospitato) corpi glaciali.

Una delle espansioni più documentate è sicuramente quella della metà del XIX secolo (1850-1855), che per molti ghiacciai alpini è stata anche la maggiore in assoluto. Sulle Alpi italiane i ghiacciai, oggi frammentati in unità minori, costituivano imponenti apparati vallivi composti, alimentati da più confluente (Smiraglia, 1992).

Durante questa espansione, così come durante i massimi precedenti, vengono edificate le grandi creste moreniche laterali che, innalzandosi per decine di metri, costituiscono uno dei caratteri più tipici dell'attuale paesaggio delle alte valli alpine. L'identificazione, la datazione e la mappatura delle varie creste moreniche permettono non solo di ricostruire l'estensione dei ghiacciai nelle varie fasi di espansione, ma anche di determinarne con una certa approssimazione il limite delle nevi e quindi la linea di equilibrio.

Di fatto a partire dal 1860 sui ghiacciai del Monte Bianco appaiono i primi segni di un'inversione di tendenza che, qualche anno più tardi, diventa generalizzato su tutte le Alpi. Le Roy Ladurie (1982) scrive "è l'inizio di un'epoca nuova", la recessione si manifesta con arretramenti delle fronti glaciali, diminuzioni delle superfici, riduzioni di spessore, estinzione dei ghiacciai di minori dimensioni e dei glacionevati, frammentazione di lingue, aumento della copertura morenica superficiale, limite delle nevi a quote molto elevate o inesistente, formazione di laghetti proglaciali, intensa crepacciatura e separazione di colate prima confluenti. A tratti, irregolari superfici detritiche, che nascondono spesso lembi di ghiaccio morto, prendono il posto dei ghiacciai, i quali si ritirano verso i circhi più elevati.

## 5. Metodi

### 5.1. Mappatura ghiacciai

L'inventario dei ghiacciai è stato compilato attraverso la delineazione manuale del perimetro dei singoli apparati glaciali su una serie di ortofoto riprese negli anni 1945, 1954, 1985, 1994, 2003, 2006, 2008, 2011 e 2014.

Per estendere l'intervallo temporale fino alla Piccola Età Glaciale è stata integrata la ricostruzione della massima estensione nel 1860 effettuata da Knoll et al. (2009). Il lavoro è basato sul metodo di ricostruzione delle topografie glaciali su base storica, dunque utilizzando differenti fonti come ad esempio dipinti, fotografie e mappe storiche. Sono state utilizzate anche dati topografici a più alta risoluzione spaziale, quali ortofoto ed il rilievo ombreggiato derivato dal DTM provinciale acquisito nel 2005 tramite volo LiDAR ad alta risoluzione (2,5 m di cella).

I successivi anni sono stati analizzati utilizzando differenti fonti. Per gli anni 1945 (volo RAF), 1954 (volo GAI nel periodo 1954-1956), 1985 (volo dal periodo 1981-1985) sono state utilizzate delle ortofoto derivanti da immagini aeree analogiche e successivamente digitalizzate con le seguenti risoluzioni spaziali: 1,8, 1,5 e 1 m pixel (materiale fornito dalla Provincia Autonoma di Bolzano).

Grazie alla possibilità di implementare sul software ArcGIS i servizi WMS (*Web Map Service*), è stato possibile utilizzare delle ortofoto che la Provincia Autonoma di Bolzano ha messo a disposizione per il 1994, 2003, 2006 e 2014.

La produzione dell'ortofoto del 1994 si basa su riprese aeree in bianco e nero degli anni compresi tra il 1992 ed il 1997, il piano di volo era stato predisposto in modo che il centro dell'immagine corrispondesse il più possibile al centro della carta tecnica 1:10.000, dunque le tolleranze garantiscono una precisione al suolo di almeno 1 metro.

Per il 2006, le riprese sono state fatte mediante una tecnologia derivata direttamente da quella impiegata nel telerilevamento da satellite, ovvero con camera digitale a sensori CCD. Le tolleranze garantiscono una risoluzione al suolo di 0,5 metri. L'ultima ortofoto a colori (2014) si basa su riprese effettuate, a causa delle condizioni meteorologiche critiche presenti durante l'estate del 2014 su tutta l'Europa, in tre giornate della medesima estate, in cui si è riusciti a coprire circa il 50% del territorio provinciale. Nell'estate del 2015 è stato realizzato il volo a completamento del progetto. La risoluzione spaziale su tutto il territorio provinciale è di 20 cm. Per quanto riguarda il 2003 (in bianco e nero), 2008 ed il 2011, le ortofoto digitali sono state prodotte dall'Agenzia per le Erogazioni in Agricoltura (AGEA), con tolleranze al suolo di 0,5 metri.

Inoltre, è stato utilizzato il modello digitale del terreno (*DTM=Digital Terrain Model*) con una risoluzione di 5m (DTM, 2005).

La mappatura dei limiti dei ghiacciai è ovviamente condizionata dalla risoluzione spaziale delle ortofoto utilizzate ma in aggiunta c'è un'incertezza di cui bisogna tener in considerazione e cambia in base all'anno della delineazione del limite e della tolleranza dell'ortofoto ed è di  $\pm 10$  m (PEG),  $\pm 5$  m (1945, 1954),  $\pm 2$  m (1985),  $\pm 1$  m (1994, 2003, 2006, 2008, 2011, 2014).

La disponibilità delle immagini multi-temporali è stata fondamentale per ridurre l'incertezza dovuta a vegetazione, nuvole, copertura nevosa ed ombre sui versanti rivolti a nord.

Nonostante l'esistenza dell'inventario prodotto dalla Provincia di Bolzano per il 2006, per ridurre al minimo il grado di soggettività ed avere uniformità nella mappatura, sono state utilizzate delle ortofoto campione (e.g. 1985, 2003, 2008).

Queste ortofoto sono caratterizzate da una limitatissima copertura nevosa sui ghiacciai e nelle aree circostanti, dovuti, per lo meno per il 2003, alle alte temperature registrate durante il periodo estivo (Fink et al., 2004). Tali condizioni hanno migliorato sostanzialmente la capacità di identificare i limiti dei ghiacciai e hanno costituito una difficile prova di sopravvivenza per i ghiacciai di dimensioni più ridotte e per le nevi perenni rilevate nei periodi temporali precedenti.

Al fine di migliorare la conoscenza sui fattori che controllano la variabilità sito specifica, sono stati raccolti una serie di caratteristiche generali per l'intero set di dati. Le caratteristiche attribuite ai ghiacciai includono: settore montano, superficie, altitudine (minima, media, massima), pendenza media, esposizione (definito manualmente lungo la direzione dell'asse di flusso principale), radiazione solare (minima, media, massima) e solo per il 1860 ed il 2014 anche le precipitazioni medie annuali annuali (Tabella 1).

Queste ultime due variabili derivano dal progetto interreg 3Pclim (<http://www.clima-alpino.eu/>), che ha l'obiettivo di produrre un lavoro climatologico completo ed uniforme sul Tirolo Settentrionale – Sud-Tirolo/Alto Adige e Veneto, analizzando i cambiamenti climatici nelle prossime decadi.

Hanno raccolto dati meteorologici fornendosi dei vari gestori della rete di misurazione dislocati nell'area di progetto. Il numero di stazioni utili a misurare le precipitazioni è molto alto (351), mentre per la radiazione solare sono stati usati dati di modellazione, a disposizione solamente per l'Austria. In generale i dati sono presi nel periodo 1981-2010, ma per alcune stazioni è stato considerato l'intervallo completo di misurazione a disposizione.

Tabella 1: Variabili dei ghiacciai calcolate.

Variabile	Abbreviazione	Unità di misura
Superficie	GS ( <i>Glacier Size</i> )	km <sup>2</sup>
Massima elevazione	E <sub>max</sub>	m s.l.m.
Minima elevazione	E <sub>min</sub>	m s.l.m.
Pendenza media	S ( <i>Slope</i> )	°
Esposizione	MA ( <i>Major Aspect</i> )	categorica
Radiazione solare (Giugno- Settembre)	CSR ( <i>Clear-Sky Radiation</i> )	W m <sup>2</sup>
Precipitazioni media annuale	MAP ( <i>Mean Annual Precipitaion</i> )	mm a <sup>-1</sup>

La mappatura è stata eseguita seguendo dei criteri, in tal modo è stato possibile avere un risultato finale concorde per tutti i ghiacciai. È stato rispettato il limite amministrativo della provincia di Bolzano, dunque qualora i ghiacciai avessero avuto un'estensione maggiore superando tale limite, questi venivano tagliati in corrispondenza del confine.

Questo permette di avere uniformità nei ghiacciai mappati per tutti gli anni in analisi. L'unica eccezione è stata fatta per la PEG, in cui i ghiacciai sono stati lasciati con la stessa estensione, per non modificare l'inventario costruito da Knoll et al., (2009).



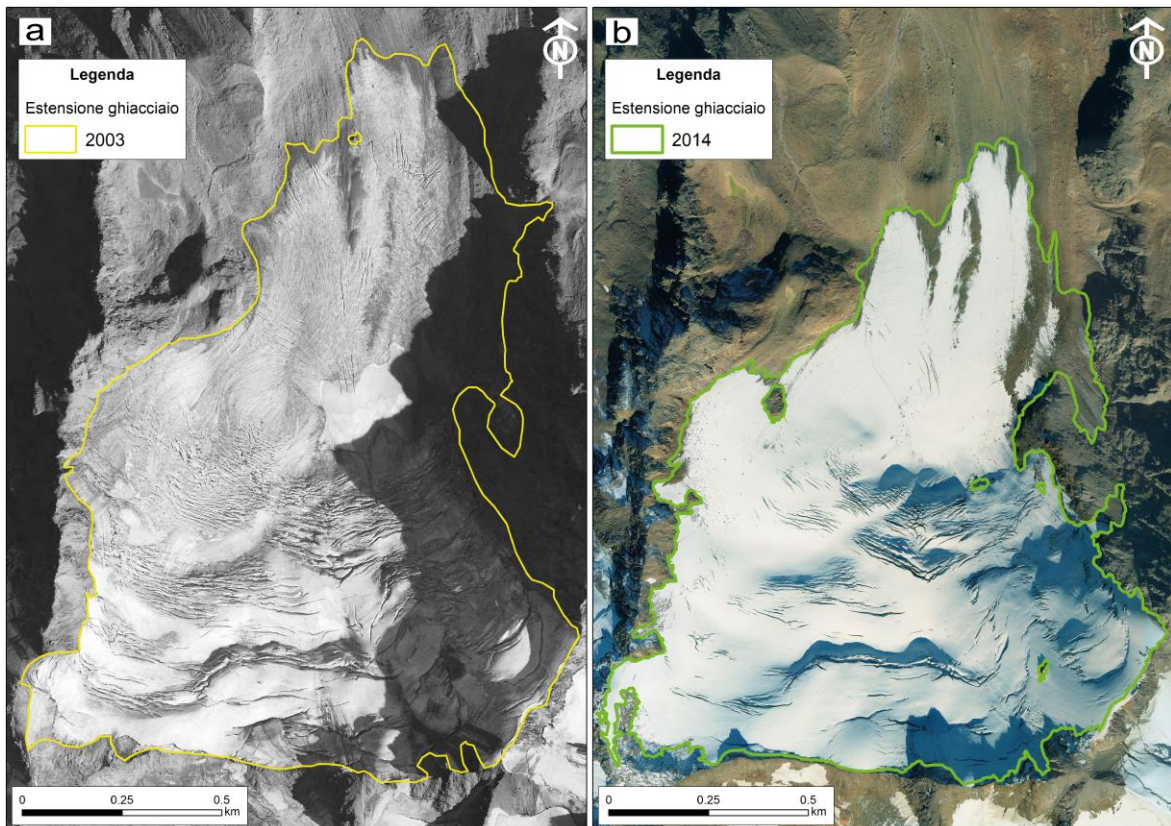


Figura 10. Ghiacciaio delle Alpi Venoste in cui viene illustrata una mappatura in condizioni (a) di scarsa copertura nevosa al di sopra del ghiacciaio ed in parte nascosta dall'ombra del rilievo circostante nel 2003; (b) buon innevamento residuale al di sopra del ghiacciaio e scarso nelle aree circostanti.

Inoltre, quando in alcuni settori la presenza di neve abbondante impedisce di tracciare con cura i limiti dei ghiacciai (Figura 10b), è stato deciso di osservare le ortofoto temporalmente precedenti e successive, e tenendo in considerazione del trend (di ritiro o avanzata) dei ghiacciai, di mappare quest'ultimi in prossimità dei limiti dei periodi precedenti. La stessa metodologia è stata utilizzata in quei punti situati in ombra, solitamente esposti a nord e nella zona sommitale dei ghiacciai, ma talune volte anche in corrispondenza della fronte (Figura 10a).

## 5.2. Suddivisione dell'area in classi dimensionali

Per svolgere le analisi sito-specifiche e comprendere l'andamento dell'area nel tempo nei singoli settori, è stato necessario suddividere l'area in classi dimensionali (espresse in  $\text{km}^2$ ). Le classi sono state decise sia sulla base della grandezza dei ghiacciai contenuti in questo inventario, sia basandosi su lavori simili (Scotti et al., 2014; Paul et al., 2004, 2011; Fischer et al., 2014; Beedle et al., 2015) in modo da poter fare un confronto successivo.

Le classi areali scelte sono sei e, sono le seguenti:

- inferiore a  $0,1 \text{ km}^2$ ;
- tra  $0,1$  e  $0,5 \text{ km}^2$ ;
- tra  $0,5$  e  $1,0 \text{ km}^2$ ;
- tra  $1,0$  e  $2,0 \text{ km}^2$ ;
- tra  $2,0$  e  $5,0 \text{ km}^2$ ;
- maggiore di  $5 \text{ km}^2$ .

Con la suddivisione in classi areali è possibile comprendere di quali dimensioni dei ghiacciai i settori sono maggiormente rappresentati e di come si siano evolute nel tempo.

### 5.3. Analisi dati

Per rappresentare la distribuzione dell'area e della numerosità dei ghiacciai nel tempo, si è ricorsi all'utilizzo di istogrammi. Sono dei diagrammi che forniscono una rappresentazione di un insieme di dati mediante un grafico a barre, che possono essere orizzontali o verticali. Molto più frequentemente sono stati utilizzati grafici con linee ed indicatori per illustrare gli andamenti delle differenti variabili. Queste tipologie di grafico sono stati impiegati per descrivere la contrazione areale relativa (% a<sup>-1</sup>), la variazione post-PEG della superficie espressa in percentuale, l'andamento dell'area rispetto al tempo, l'elevazione ed il tasso annuale di variazione di quota (m a<sup>-1</sup>).

La variazione dell'altitudine e dell'area glaciale nel tempo è stata inoltre rappresentata attraverso grafici di tipo box-plot, in cui vengono indicati i valori minimo, primo quartile (Q1), mediana (Q2), terzo quartile (Q3) e massimo della popolazione di ghiacciai in esame. Il box-plot è utile perché riassume mediante pochi numeri molte informazioni su una distribuzione di frequenze, la mediana ne descrive la tendenza centrale della distribuzione e fornisce informazioni sulla simmetria, i quartili danno un'indicazione sulla variabilità, mentre i baffi rappresentano i valori massimo e minimo della serie.

Per osservare la presenza o meno di una relazione tra la contrazione areale e le altre variabili (dimensioni ghiacciai (GS), esposizione (MA), pendenza media (S), elevazione minima (E<sub>min</sub>), elevazione massima (E<sub>max</sub>), precipitazione media annuale (MAP), radiazione solare media (CSR)), sono stati calcolati i coefficienti di correlazione ( $r$ ) mediante software Excel, il quale deriva il coefficiente mediante la seguente equazione:

$$Correl(X, Y) = \frac{\sum(x - \bar{x})(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x - \bar{x})^2(y - \bar{y})^2}}$$

Dove  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$  sono la media dei valori della contrazione areale e la media della variabile che si sta analizzando. Valori di  $r$  vicini a 1 o -1, indica una correlazione positiva (+1) o negativa (-1) tra le variabili, quando il coefficiente è vicino allo zero ne indica una correlazione debole.

Per visualizzare i dati e poterne valutare il campo di variabilità tra i diversi attributi, nel caso in cui il coefficiente di correlazione fosse sufficientemente alto, sono stati utilizzati dei grafici a dispersione, come per l'area rispetto all'esposizione e della contrazione areale rispetto alle dimensioni dei ghiacciai durante la PEG.

Inoltre per rappresentare l'interazione tra l'area e l'esposizione nelle sotto-regioni in diversi anni fotografici, è stato deciso di utilizzare il grafico di tipo radar (o kiviati). È un grafico che permette di visualizzare i dati, in questo caso l'area, su più variabili, ovvero i settori a cui i ghiacciai vengono esposti (N, NE, NW, E, W, S, SE, SW) rappresentate su assi con la stessa origine.

## 6. Risultati

### 6.1. Cambiamento generale

Dai 197 km<sup>2</sup> presenti nel massimo della PEG si è giunti al 2014 a 59 km<sup>2</sup>. La superficie coperta dagli apparati glaciali è progressivamente diminuita nel tempo (Figura 11).

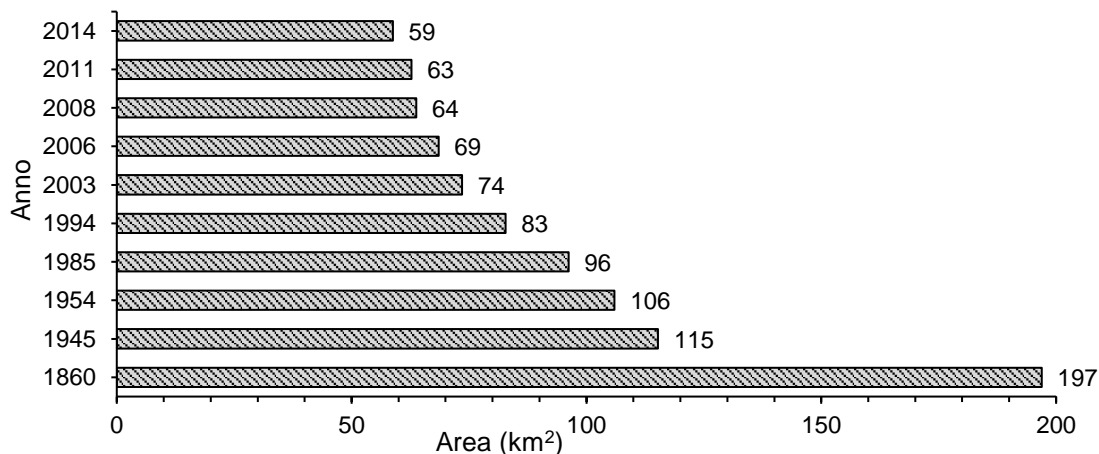


Figura 11. Evoluzione dell'estensione areale dei ghiacciai nella PEG e nei successivi anni 1945, 1954, 1985, 1994, 2003, 2006, 2008, 2011 e 2014.

L'andamento storico della variazione areale glaciale si mantiene negativo attraverso tutto l'intervallo di studio, sebbene si osservi un rallentamento della contrazione areale attorno agli anni Ottanta. Per contro, la variazione temporale del numero di ghiacciai presenta un andamento più complesso, con un massimo raggiunto negli anni 2003 e 2006 (Figura 12), dovuto a processi simultanei di estinzione e frammentazione dei corpi glaciali.

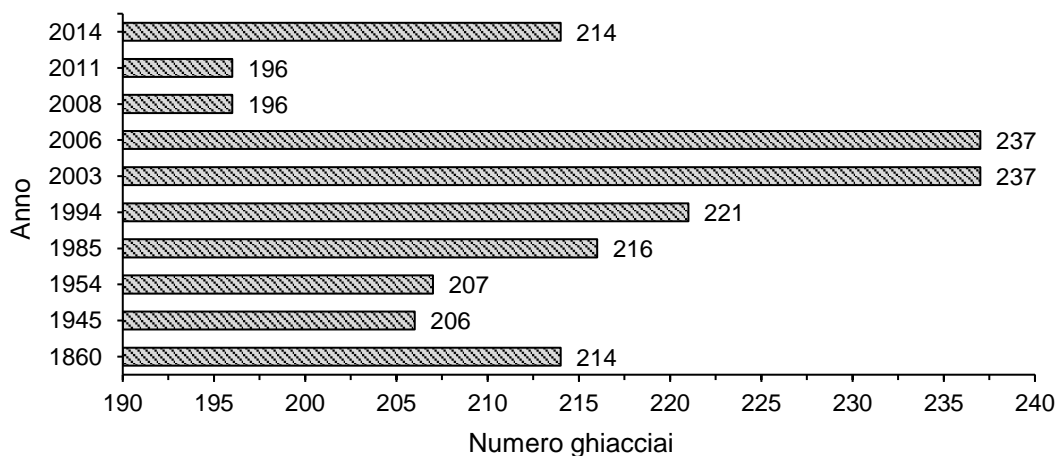


Figura 12. Variazione nel tempo della numerosità dei ghiacciai per l'intero set di dati.

L'analisi della semplice numerosità dei ghiacciai (Figura 12), cela una serie di informazioni aggiuntive sulle dinamiche glaciali a scala regionale. Dal 1860 al 2014, il numero dei ghiacciai è rimasto apparentemente invariato (214 apparati glaciali), malgrado nel corso dei circa 154 anni di studio la loro evoluzione ha visto nel contempo riduzioni areali, estinzioni, brevi avanzate e frammentazioni.

In particolare, questo dato nasconde come 164 ghiacciai (pari al 77% del totale) si siano estinti dalla PEG al 2014 (Tabella 2).

Tabella 2. Evoluzione nel tempo della numerosità dei ghiacciai estinti e frammentati.

Anno	Numero ghiacciai	
	Estinti	Frammentati
1945	53	33
1954	1	2
1985	3	10
1994	7	10
2003	8	20
2006	48	31
2008	42	8
2011	0	0
2014	2	8
Totale	164	122

Le estinzioni si sono registrate prevalentemente nelle immagini del 1945, con 53 corpi, e in quelle del 2006 e del 2008, con rispettivamente 48 e 41 perdite (Tabella 2).

Inoltre, i ghiacciai sono stati suddivisi in sei classi dimensionali omogenee, da cui emerge l'aumento del numero di piccoli corpi ( $< 0,1 \text{ km}^2$ ), a scapito di quelli più grandi (Figure 13 e 14). Tale analisi ha permesso di osservare e valutare con maggior dettaglio l'evoluzione della recessione in atto.

Nel 1860, gli apparati glaciali si spingevano all'interno delle valli che li accoglievano, solo un ristretto numero di questi era di grandi dimensioni ( $> 2 \text{ km}^2$ ), ovvero 22 apparati su 214 totali (ovvero il 10%). Questi però ricoprivano all'incirca il 53% dell'intera superficie glaciale dell'epoca (Figura 13a). I ghiacciai di piccole dimensioni invece ( $< 0,1 \text{ km}^2$ ) occupavano poco più dell'1% dell'area. La classe dominante nel 1860 era quella compresa tra  $0,1$  e  $0,5 \text{ km}^2$ , in cui gli apparati presenti erano ben 85 (40%).

A partire dal 1945 (Figura 13b) la superficie diminuisce del 42% rispetto alla PEG, perdendo buona parte della superficie dalle classi maggiori ( $> 5 \text{ km}^2$ , e  $2,0-5,0 \text{ km}^2$ ), mentre le classi inferiori appaiono abbastanza stabili.

La numerosità dei corpi glaciali dalla PEG al 1945 cambia enormemente, soprattutto nella classe inferiore ( $< 0,1 \text{ km}^2$ ), in cui si registrano rispettivamente 35 e 82 ghiacciai (Figure 13a e 13b). Questo andamento si protrae sino al 2006 (Figure 13c, 13d, 13e, 14f, 14g), arrivando ad un massimo di 162 unità (Figura 14g).

I ghiacciai delle classi maggiori ( $> 5 \text{ km}^2$ , e  $2,0-5,0 \text{ km}^2$ ) seguono un trend opposto, diminuendo progressivamente in termini di superficie e numerosità. Di fatto, durante la PEG i corpi glaciali appartenenti alle due classi maggiori sono 24, mentre nel 2014 solamente 8 (Figure 13a e 14l).

Le classi areali intermedie ( $0,1-0,5 \text{ km}^2$ ,  $0,5-1,0 \text{ km}^2$  e  $1,0-2,0 \text{ km}^2$ ) perdono anch'esse progressivamente superficie, ad esclusione dell'anno 1985, in cui l'area per le classi  $0,1-0,5 \text{ km}^2$  e  $1,0-2,0 \text{ km}^2$  rimane invariata rispetto al 1954, ovvero rispettivamente di  $19$  e  $18 \text{ km}^2$  (Figure 13c e 13d). La loro numerosità aumenta sino al 1954 per quanto riguarda le prime due categorie ( $0,1-0,5 \text{ km}^2$ ,  $0,5-1,0 \text{ km}^2$ ) mentre quella compresa tra  $1,0$  e  $2,0 \text{ km}^2$  aumenta sino al 1945. Successivamente i corpi glaciali diminuiscono in numero, dapprima in modo piuttosto evidente (Figure 13c, 13d, 13e) per poi rallentare (Figure 14f, 14g, 14h, 14i, 14l).

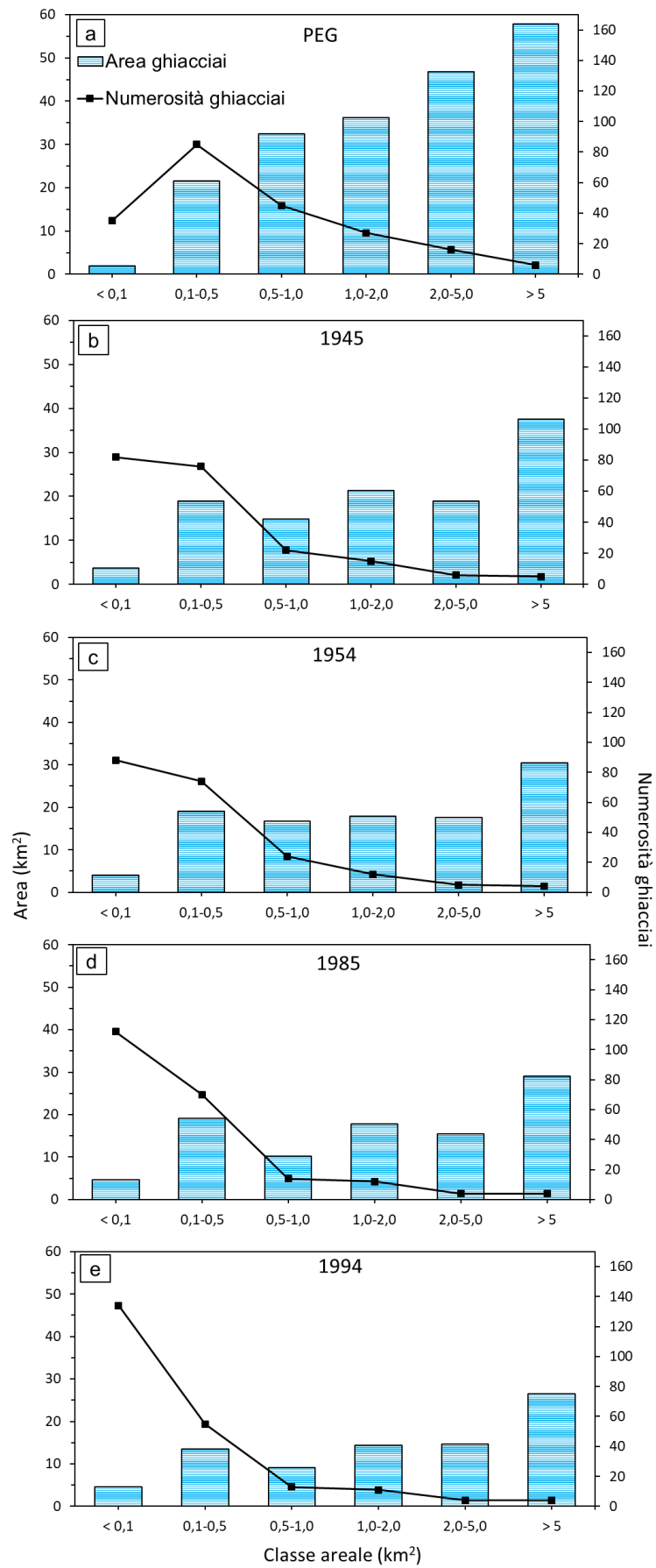


Figura 13. Evoluzione dell'estensione dei ghiacciai per classe areale. (a) PEG (b) 1945, (c) 1954, (d) 1985, (e) 1994.

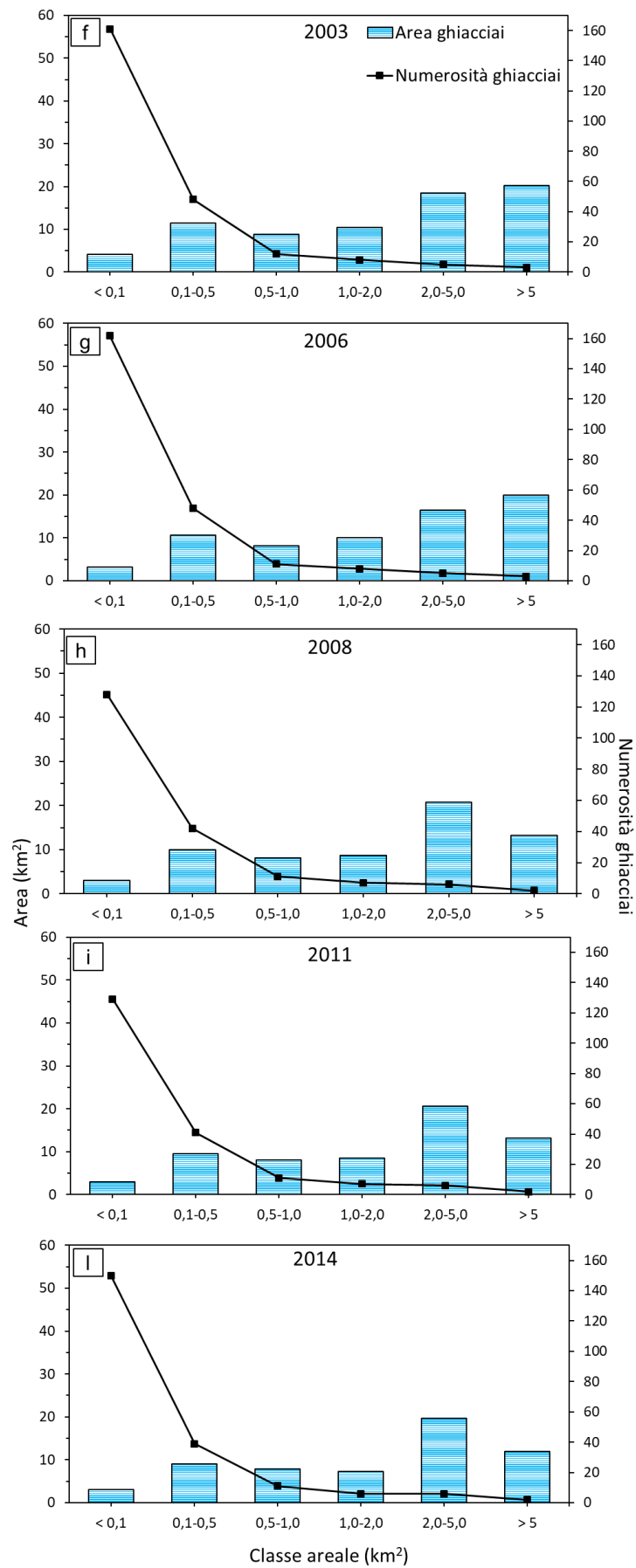


Figura 14. Evoluzione dell'estensione dei ghiacciai per classe areale (f) 2003, (g) 2006, (h) 2008, (i) 2011, (l) 2014.

Le immagini del 2011 registrano un periodo di stasi in cui non si sono avute né estinzioni né frammentazioni (Tabella 2). Dopo questo breve periodo, tra il 2011 ed il 2014 riprende un comportamento caratterizzato da intensa frammentazione, in particolare sulla classe areale inferiore ( $< 0,1 \text{ km}^2$ ), che passa da 129 apparati a 150 al termine del 2014 (Figure 14i e 14l). In generale, dal massimo della PEG si è avuta una perdita del 70 % della superficie, riduzione che si era leggermente attenuata nel periodo 1954-1985, tenendo comunque presente che nel 1985 si era già persa la metà della superficie glaciale (Figura 15).

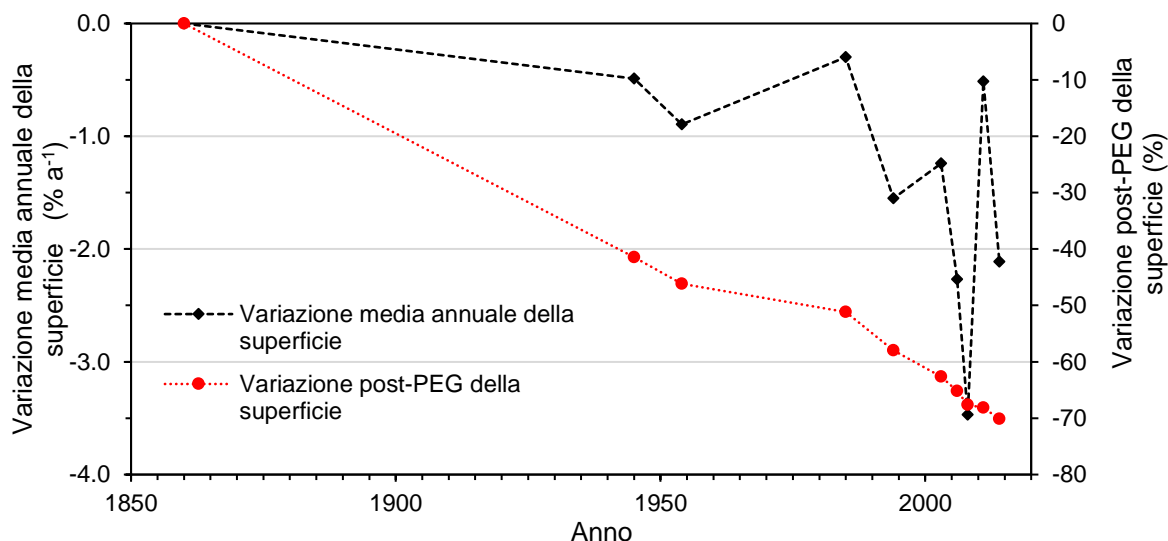


Figura 15. Variazione percentuale della superficie dei ghiacciai rispetto all'estensione presente nel massimo della PEG (serie dati in rosso) e variazione percentuale progressiva media annua della superficie glaciale tra intervalli temporali consecutivi (serie dati in nero).

Per meglio comprendere come la variazione delle masse glaciali sia fluttuata nel tempo, sono state calcolate le variazioni percentuali medie annue ( $\% \text{ a}^{-1}$ ) tra l'inizio e la fine di ogni periodo (Figura 15, serie di dati in nero).

Da ciò emerge come la massima riduzione superficiale media annua si sia verificata nel periodo 2006-2008, quando le masse glaciali si riducevano mediamente di quasi  $2,4 \text{ km}^2$  all'anno (pari mediamente al  $3,47 \% \text{ a}^{-1}$ ). La minima riduzione superficiale si è invece avuta nel periodo 1954-1985, anni in cui i ghiacciai hanno segnato qualche piccola avanzata.

L'andamento è desumibile nel grafico (Figura 15), osservando la pendenza dei singoli segmenti (neri). Nel complesso l'andamento risulta essere piuttosto articolato.

Tabella 3. Variazione di numerosità ed area complessiva dei ghiacciai nel periodo 1860-2014.

Classe areale ( $\text{km}^2$ )	Numero di ghiacciai			Area glaciale complessiva ( $\text{km}^2$ )		
	PEG	2014	Variazione	PEG	2014	Variazione
$< 0,1$	35	150	+115	2	3	-1
0,1-0,5	85	39	-46	21,6	9	-12,6
0,5-1,0	45	11	-34	32,4	7,8	-24,6
1,0-2,0	27	6	-21	36,2	7,3	-28,9
2,0-5,0	16	6	-10	46,8	19,6	-27,2
$> 5,0$	6	2	-4	57,9	12	-45,9
<b>Totale</b>	<b>214</b>	<b>214</b>	<b>0</b>	<b>196,9</b>	<b>58,7</b>	<b>-138,2</b>

Dal 1860 al 2014, c'è stata un'evidente redistribuzione dell'area nelle differenti classi dimensionali. Inoltre, nel corso di 154 anni la superficie è diminuita del 70%, ed i 59 km<sup>2</sup> rimanenti al termine di questo periodo sono rappresentati maggiormente da corpi glaciali di piccole dimensioni (< 0,1 km<sup>2</sup>), mentre nel 1860 erano ghiacciai di medie-grandi dimensioni a rappresentare la maggior superficie (Tabella 3).

Ad esempio, dal punto di vista numerico i ghiacciai di piccole dimensioni (< 0.1 km<sup>2</sup>) hanno avuto un notevole incremento nell'intervallo di tempo in analisi (Tabella 3), passando da 35 esemplari durante la PEG a 150 nel 2014 (Figure 13a e 14l).

Per quanto riguarda i ghiacciai che nel 1860 possedevano un'area maggiore a 5 km<sup>2</sup>, nel 2014 si sono ridotti in numero, passando da 6 a 2 (Tabella 3), rappresentando una perdita di 45,9 km<sup>2</sup>.



## 6.2. Variabilità regionale del cambiamento areale dei ghiacciai

Da una visione globale si passa ora ad illustrare l'evoluzione degli areali nelle diverse sotto-regioni, quali Alpi dello Stubai, Alpi Venoste (Figura 17), Gruppo di Tessa, Gruppo Ortles/Cevedale Est e Gruppo Ortles/Cevedale Ovest (Figura 16).

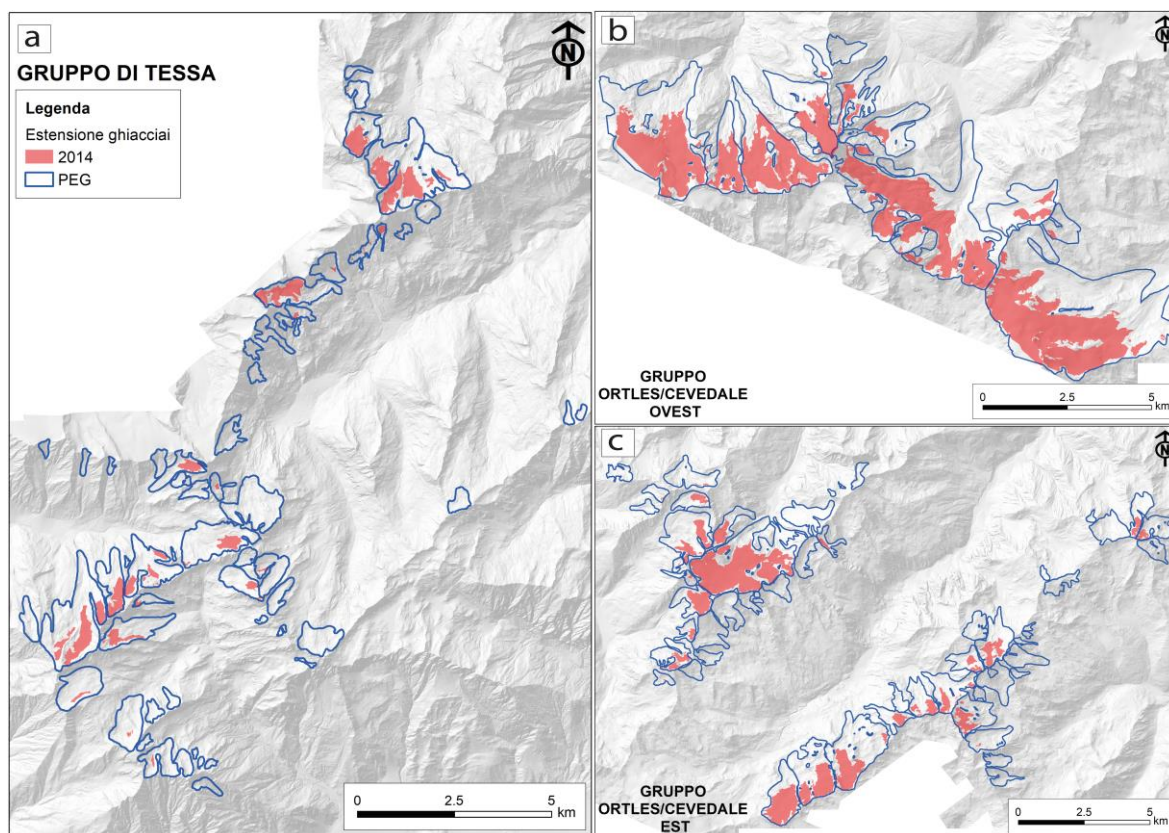


Figura 16. Inquadramento geografico delle di tre sotto-regioni con riferimento all'estensione areale presente nella PEG (in blu) e nel 2014 (in rosso). (a) Gruppo di Tessa (b) Gruppo Ortles/Cevedale Ovest, (c) Gruppo Ortles/Cevedale Est.

Complessivamente, la riduzione areale sviluppatasi tra il 1860 ed il 2014 nei cinque settori è ben visibile in Figura 16 e 17. Il Gruppo di Tessa è quello che maggiormente ha risentito gli effetti di questo cambiamento, diminuendo la propria area di 20,3 km<sup>2</sup> in circa 154 anni, ovvero una perdita del 85,7% (Tabella 4).

Tabella 4. Variazione di numerosità ed area complessiva dei ghiacciai nelle cinque sotto-regioni nel periodo 1860-2014.

Sotto regione	Numero di ghiacciai			Area glaciale complessiva (km <sup>2</sup> )		
	PEG	2014	Variazione	PEG	2014	Variazione
Stubai	18	26	+8	25,2	9,2	-16
Venoste	66	55	-11	50,5	14,3	-36,2
Tessa	58	50	-8	23,7	3,4	-20,3
O-C Est	57	52	-5	49,7	11,2	-38,5
O-C Ovest	15	31	+16	47,8	20,9	-26,8

Il Gruppo Ortles/Cevedale Est e le Alpi Venoste hanno perso rispettivamente il 77,5% e 71,7% della propria superficie rispetto alla PEG. I due settori rimanenti, le Alpi dello Stubai ed il Gruppo Ortles/Cevedale Ovest, sono quelli che hanno perso meno superficie in questo periodo, ovvero il 63,5% ed il 56,3% (Tabella 4).

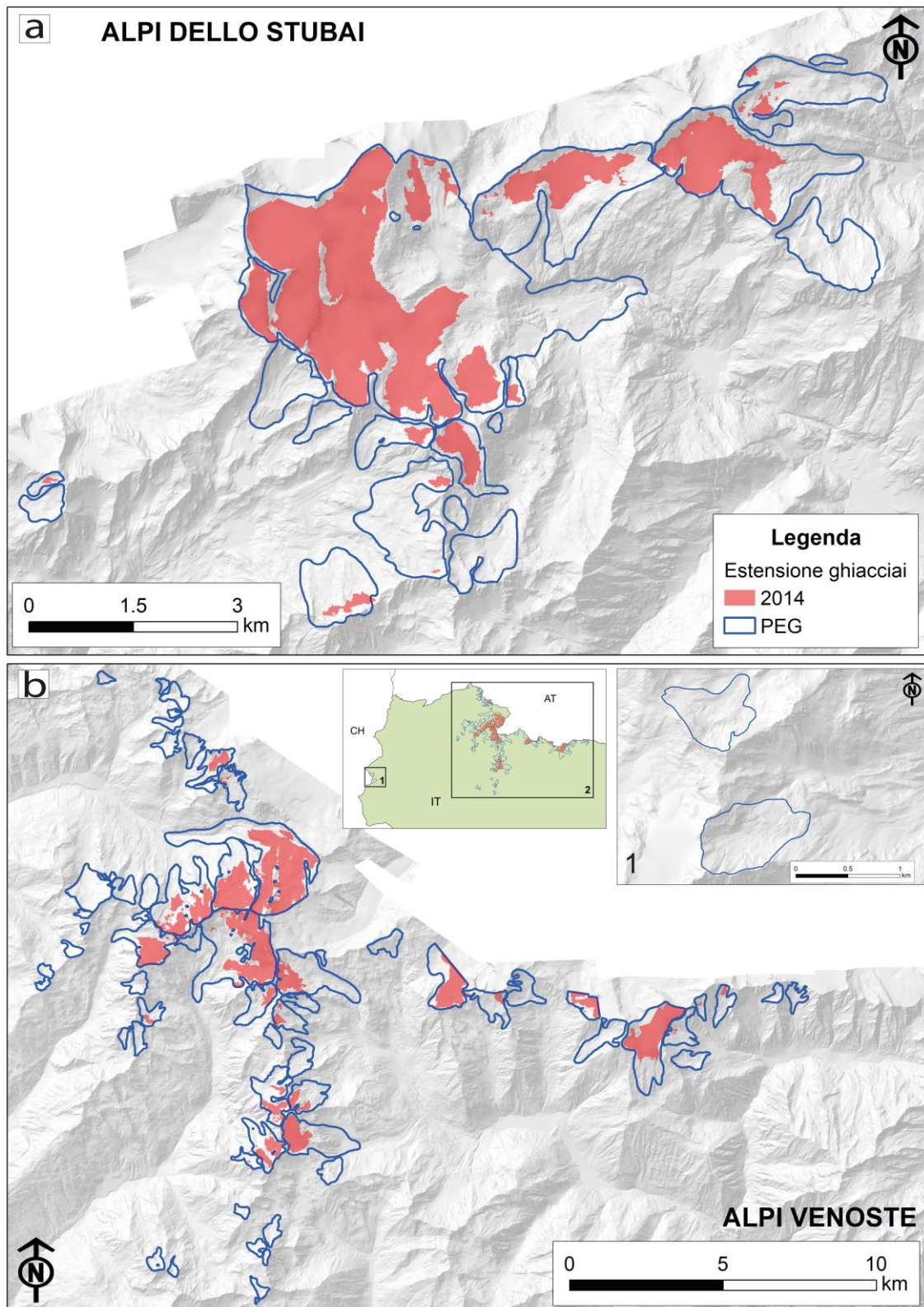


Figura 17. Inquadramento geografico di due sotto-regioni con riferimento all'estensione areale presente nella PEG (in blu) e nel 2014 (in rosso). (a) Alpi dello Stubai, (b) Alpi Venoste.

In Figura 16 e 17 è possibile osservare come nel periodo 1860-2014 molti ghiacciai si siano estinti, e molti altri si siano frammentati.

Questi due processi hanno avuto luogo per tutto l'intervallo in analisi, ad eccezione per il 2011 (Tabella 2). Le Alpi Venoste, il Gruppo di Tessa ed il Gruppo Ortles/Cevedale Est sono tre settori che presentano un gran numero di perdite già a partire dal 1945 (Tabella 5). Sono questi tre settori a mostrare complessivamente il maggior numero di estinzioni, rispettivamente 54, 45 e 34 (Tabella 5). Al contrario le Alpi dello Stubai non subiscono grosse perdite, se non limitatamente alle immagini riprese nel 2006 e nel 2008. La maggior parte delle estinzioni si verificano nel 1945, 2006 e 2008.

Tabella 5. Evoluzione nel tempo della numerosità dei ghiacciai estinti.

Sotto-regione	Numero di ghiacciai estinti								
	1945	1954	1985	1994	2003	2006	2008	2011	2014
Stubai						9	10		
Venoste	18		1	2	4	10	19		
Tessa	15	1		4	3	12	9		2
O-C Est	19			1	1	12	1		
O-C Ovest	1		2			5	3		
<b>Totale</b>	<b>53</b>	<b>1</b>	<b>3</b>	<b>7</b>	<b>8</b>	<b>48</b>	<b>42</b>		<b>2</b>

Anche il fenomeno di frammentazione ha avuto luogo in tutti e cinque i settori, per alcuni come il Gruppo Ortles/Cevedale Ovest in modo meno marcato rispetto ad altri (Tabella 6).

Nelle Alpi Venoste e nel Gruppo di Tessa il fenomeno già a partire dal 1945 è piuttosto accentuato, caratteristica che si rinviene anche nel caso delle estinzioni (Tabelle 5 e 6).

A differenza di quanto osservato per le estinzioni, le frammentazioni si verificano con maggior frequenza nel 1945, 2003 e 2006 con 33, 20 e 31 ghiacciai che si frammentano; mentre il 2008 ne presenta solamente 8 (Tabella 6).

Tabella 6. Evoluzione nel tempo della numerosità dei ghiacciai che si sono frammentati.

Sotto-regione	Numero di ghiacciai frammentati								
	1945	1954	1985	1994	2003	2006	2008	2011	2014
Stubai	2		2	3	2	4	2		1
Venoste	11		3		4	9	3		3
Tessa	10	1	3	4	5	7	1		1
O-C Est	3	1	2	2	6	8	1		2
O-C Ovest	7			1	3	3	1		1
<b>Totale</b>	<b>33</b>	<b>2</b>	<b>10</b>	<b>10</b>	<b>20</b>	<b>31</b>	<b>8</b>		<b>8</b>

L'analisi dell'intera popolazione dei ghiacciai ha evidenziato alcuni periodi che si sono discostati dal generale trend di recessione. Intorno agli anni Ottanta sono state mappate diverse avanzate, in particolar modo per i settori dell'Ortles/Cevedale, mentre dal 2003 al 2008, per l'intero set di dati, si sono registrati i maggiori tassi di variazione areale negativi (Figure 18 e 19). Le cinque sotto-regioni mostrano comportamenti leggermente differenti l'uno dall'altro relativamente al cambiamento di superficie. Per comprendere meglio queste

differenze sono state condotte delle analisi statistiche sull'intero set di dati e rappresentate mediante box-plot.

L'intervallo dal 1985 al 1994 per le Alpi dello Stubai, Alpi Venoste e per il Gruppo di Tessa è caratterizzato da una variabilità elevata, in cui la distribuzione del tasso di cambiamento areale assoluto è asimmetrica, come indicato dal posizionamento della mediana all'interno del box (Figure 18a, 18b, 18c).

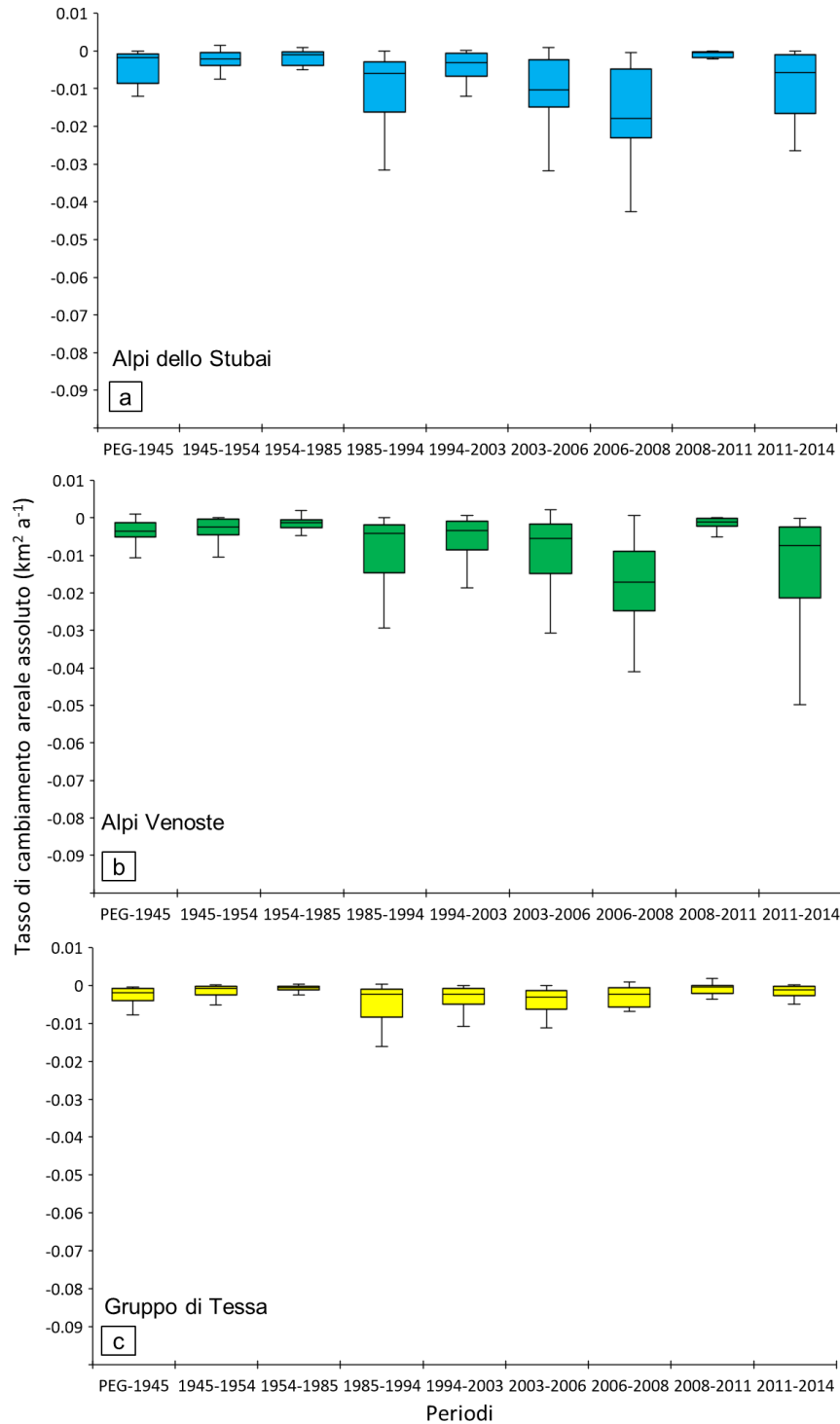


Figura 18. Boxplot inerenti al tasso di cambiamento areale assoluto (km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup>). Le linee orizzontali indicano la mediana, mentre le scatole rappresentano il venticinquesimo e settantacinquesimo percentile, i baffi contrassegnano il decimo ed il novantesimo percentile. Gli outliers non sono stati rappresentati per motivi di scala. (a) Alpi dello Stubai (b) Alpi Venoste (c) Gruppo di Tessa.

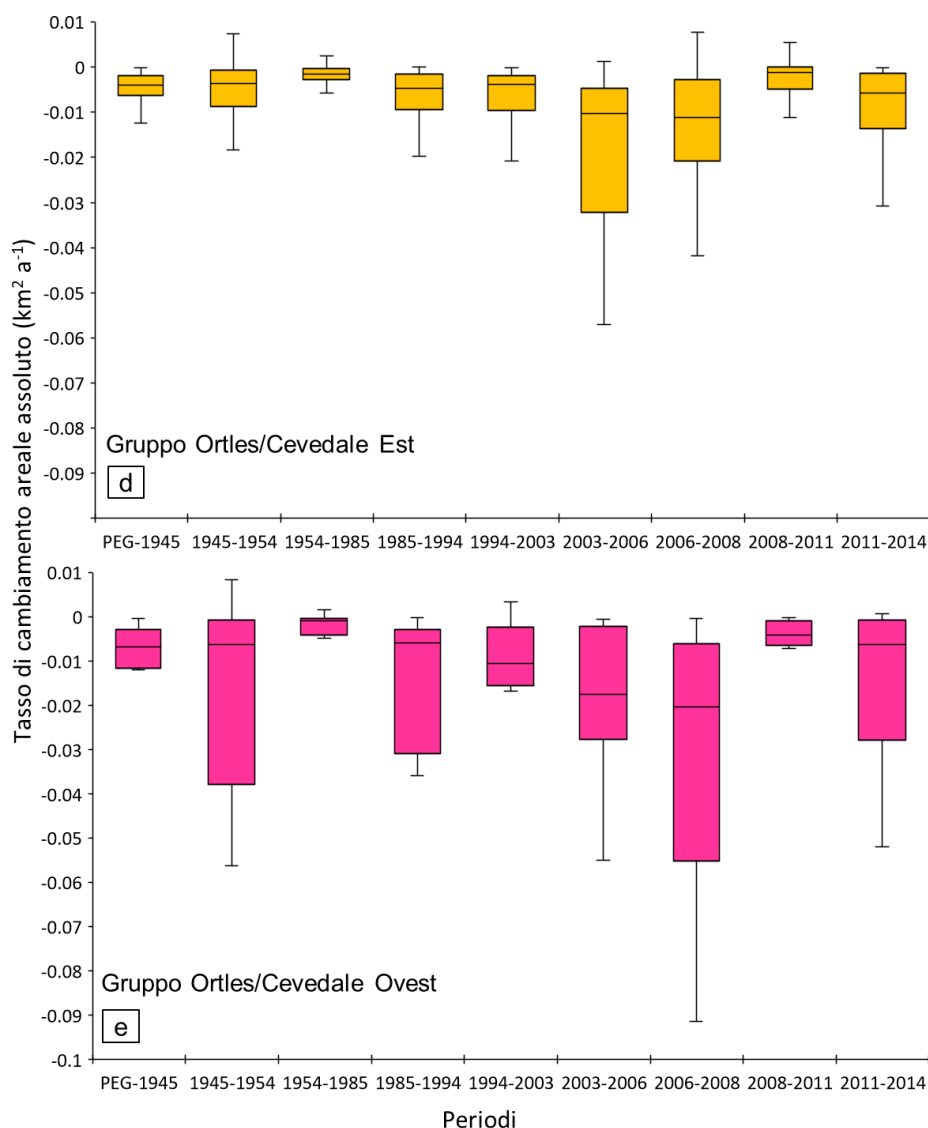


Figura 19. Boxplot inerenti al tasso di cambiamento areale assoluto (km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup>). Le linee orizzontali indicano la mediana, mentre le scatole rappresentano il venticinquesimo e settantacinquesimo percentile, i baffi contrassegnano il decimo ed il novantesimo percentile. Gli outliers non sono stati rappresentati per motivi di scala. (d) Gruppo Ortles/Cevedale Est (e) Gruppo Ortles/Cevedale Ovest.

I gruppi dell'Ortles/Cevedale hanno un comportamento leggermente differente, mostrando una notevole variabilità del tasso di variazione areale già nei primi periodi in analisi (1945-1954).

Il Gruppo di Tessa ha un tasso di variazione areale che varia da -0,02 a 0 km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup> e si mantiene all'interno di questo range dalla PEG al 2014 (Figura 18c).

Gli altri quattro settori presentano grandi variabilità nel tasso areale nei periodi 2003-2006, 2006-2008 e 2011-2014, toccando il massimo tasso negativo nel Gruppo Ortles/Cevedale Ovest con un valore di -0,091 km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup> (Figura 18e). Gli intervalli 1954-1985 e 2008-2011 sono caratterizzati da una variabilità molto contenuta per tutti e cinque i settori, con valori che variano al massimo tra -0,01 e 0 km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup> (Figure 18 e 19).

Quello che i grafici nelle Figure 18 e 19 non rappresentano è come i ghiacciai, di differenti dimensioni, si siano evoluti in 154 anni, perché non tutti gli apparati rispondono alla medesima maniera ai cambiamenti climatici e soprattutto non esattamente con le stesse tempistiche.

Per completare il quadro di osservazione dunque ogni settore è stato diviso in classi areali.

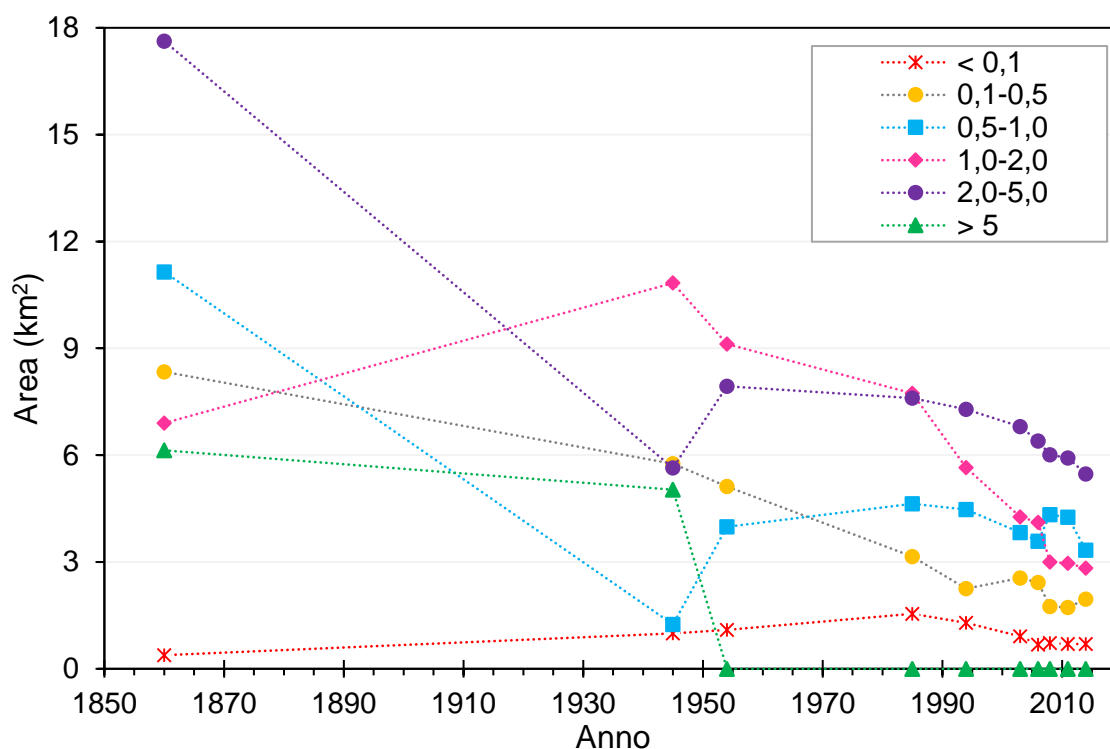


Figura 20. Suddivisione dei ghiacciai appartenenti al settore Alpi Venoste in differenti classi dimensionali. Evoluzione delle classi dimensionali, rappresentate dall'area (km<sup>2</sup>), nel tempo.

L'evoluzione del glacialismo nelle Alpi Venoste nel tempo è articolata, la suddivisione in classi areali ne evidenzia la complessità (Figura 20). Per questo settore la classe maggiore (> 5 km<sup>2</sup>) è rappresentata da un unico apparato (Tabella 7) e ben si nota come a partire dal 1954 questo non sia più presente. Dal 1945 al 1954 le classi comprese tra 0,5-1,0 km<sup>2</sup> e 2,0-5,0 km<sup>2</sup> subiscono un incremento notevole, rispettivamente da 1,3 a 4 km<sup>2</sup> e da 5,6 a 7,9 km<sup>2</sup> (Figura 20). La classe areale inferiore (< 0,1 km<sup>2</sup>) aumenta sino al 1985, passando da 0,4 a 1,6 km<sup>2</sup>, per poi progressivamente calare fino al 2014. Nell'intervallo 1954-1985, le Alpi Venoste, presentano un andamento dei segmenti con una pendenza più lieve rispetto agli altri periodi, nel caso delle classi < 0,1 km<sup>2</sup> e 0,5-1,0 km<sup>2</sup> la pendenza ne indica un incremento. A partire dal 1985 tutte le classi areali sottolineano una diminuzione della superficie, negli ultimi anni sempre più accentuata.

Tabella 7. Evoluzione nel tempo della numerosità dei ghiacciai delle Alpi Venoste nelle sei classi dimensionali.

Classi (km <sup>2</sup> )	Numerosità ghiacciai									
	PEG	1945	1954	1985	1994	2003	2006	2008	2011	2014
< 0,1	6	23	25	34	37	39	43	25	25	37
0,1-0,5	32	25	23	15	11	10	12	8	8	9
0,5-1,0	16	2	5	14	13	12	11	11	11	11
1,0-2,0	27	15	12	5	4	3	3	2	2	2
2,0-5,0	6	2	2	2	2	2	2	2	2	2
> 5	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0

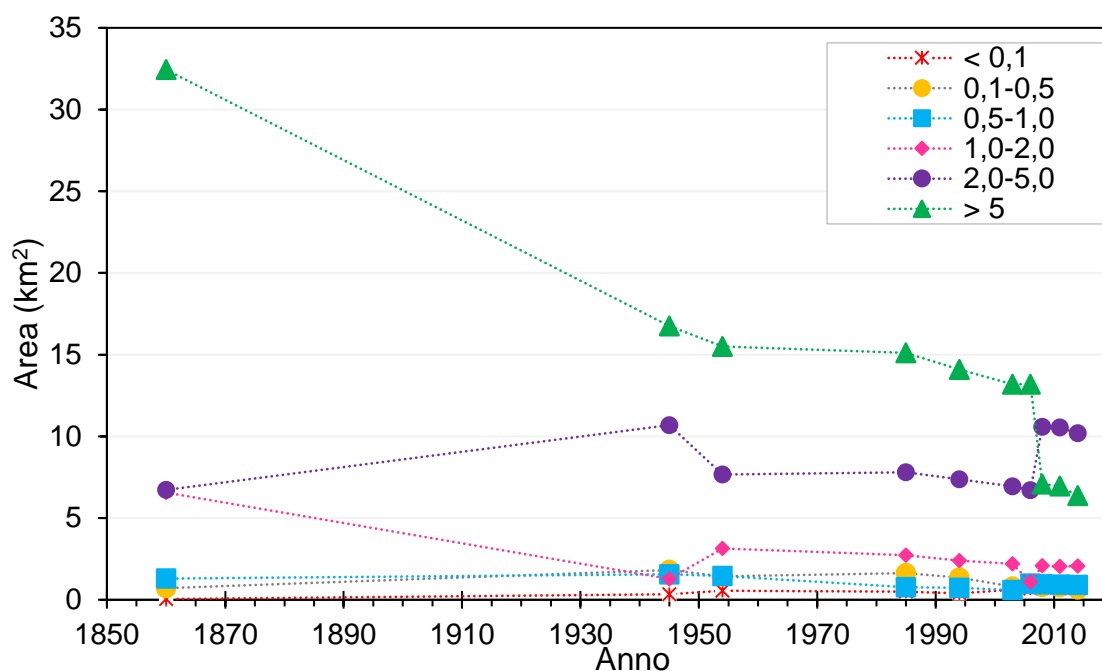


Figura 21. Suddivisione dei ghiacciai appartenenti al settore “Gruppo Ortles/Cevedale Ovest” in differenti classi dimensionali. Evoluzione delle classi dimensionali, rappresentate dall’area (km<sup>2</sup>), nel tempo.

Si osserva un comportamento diverso nel Gruppo Ortles/Cevedale Ovest, il quale nel 1860 è rappresentato da 15 ghiacciai (Tabella 8), di cui 9 sono di dimensioni maggiori a 1 km<sup>2</sup>. La presenza di molti apparati glaciali di grandi dimensioni fa sì che l’andamento nel tempo sia meno complesso rispetto a quanto visto per le Alpi Venoste (Figura 20).

In questo caso i ghiacciai con dimensioni maggiori a 5 km<sup>2</sup> si sono progressivamente ridotti di dimensioni fino al 2006, in cui erano presenti 2 apparati glaciali (Tabella 8); successivamente a partire dal 2008 uno dei due ghiacciai si è frammentato lasciando in questo modo la classe areale maggiore rappresentata da un unico esemplare. Il fenomeno è facilmente osservabile in Figura 21, dove dal 2006 al 2008 si evidenzia un notevole divario nella distribuzione delle due classi maggiori. Nella fattispecie la classe areale maggiore subisce una diminuzione, passando da 13,2 a 7,1 km<sup>2</sup>, mentre la classe compresa tra 2,0 e 5,0 km<sup>2</sup> ne descrive un aumento da 6,7 a 10,6 km<sup>2</sup> (Figura 21). La classe areale inferiore (< 0,1 km<sup>2</sup>) nell’intervallo PEG-2008 è sempre in aumento, con valori che cambiano da 0,04 km<sup>2</sup> a 0,76 km<sup>2</sup>. Discorso differente per le classi intermedie, nelle quali non si riconosce un vero e proprio trend.

Tabella 8. Evoluzione nel tempo della numerosità dei ghiacciai del Gruppo Ortles/Cevedale Ovest nelle sei classi dimensionali.

Classi (km <sup>2</sup> )	Numerosità ghiacciai									
	PEG	1945	1954	1985	1994	2003	2006	2008	2011	2014
< 0,1	1	6	9	9	9	18	18	19	19	21
0,1-0,5	3	10	7	7	7	4	5	4	4	3
0,5-1,0	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1
1,0-2,0	4	1	2	2	2	2	1	2	2	2
2,0-5,0	2	3	2	2	2	2	2	3	3	3
> 5	3	2	2	2	2	2	2	1	1	1

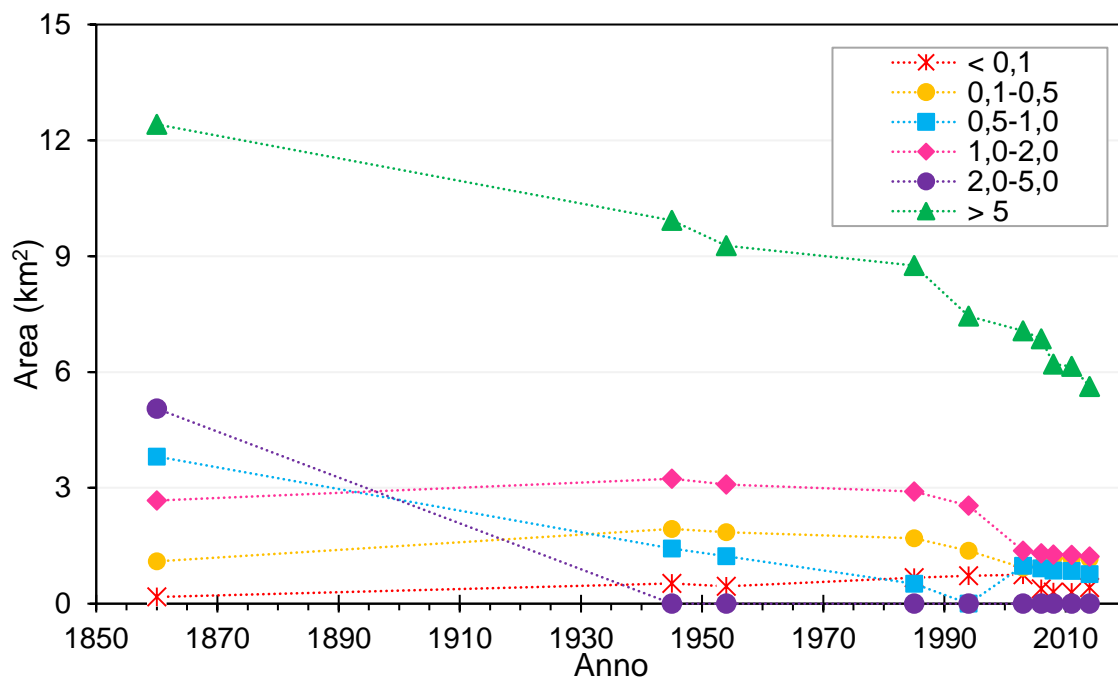


Figura 22. Suddivisione dei ghiacciai appartenenti al settore “Alpi dello Stubai” in differenti classi dimensionali. Evoluzione delle classi dimensionali, rappresentate dall’area (km<sup>2</sup>), nel tempo.

Come per le Alpi Venoste (Figura 20), anche la classe maggiore (> 5 km<sup>2</sup>) delle Alpi dello Stubai è rappresentata da un unico ghiacciaio (Tabella 9) che nel periodo PEG-2014 trova una sua evoluzione (Figura 22), diminuendo progressivamente la sua area da 12,4 km<sup>2</sup> durante la PEG fino al 2014 con un valore di 5,6 km<sup>2</sup>. La classe areale da 2,0 a 5,0 km<sup>2</sup>, la quale presenta due apparati glaciali durante la PEG ed un’area complessiva di 5,1 km<sup>2</sup>, a partire dal 1945 non se ne registrano più (Figura 22). La classe da 1,0 a 2,0 km<sup>2</sup> aumenta progressivamente la sua area sino 1954 (3,1 km<sup>2</sup>) per poi diminuire, inizialmente in modo lieve per poi aumentare in modo significativo nel periodo 1994-2003 passando da 2,5 km<sup>2</sup> a 1,4 km<sup>2</sup> (Figura 22). Anche le due classi inferiori (0,1-0,5 km<sup>2</sup> e < 0,1 km<sup>2</sup>) seguono all’incirca lo stesso trend, la differenza è nel periodo in cui iniziano ad avere una maggiore contrazione areale che rispettivamente si registrano nel 1994-2003 e 2003-2006 (Figura 22). Discorso differente nel caso della classe areale da 0,5 a 1,0 km<sup>2</sup> (Figura 22). Durante la PEG registrava un’area di 3,8 km<sup>2</sup>, la quale a partire dalla prima immagine (1945) segna un calo del 62% circa, per poi diminuire fino alla scomparsa nel 1994. Ma a partire dal 2003 si ha nuovamente la presenza di ghiacciai con dimensioni comprese tra 0,5 e 1,0 km<sup>2</sup>, segnando un’area di 0,98 km<sup>2</sup> (Figura 22) rappresentata da un unico ghiacciaio.

Tabella 9. Evoluzione nel tempo della numerosità dei ghiacciai delle Alpi dello Stubai nelle sei classi dimensionali.

Classi (km <sup>2</sup> )	Numerosità ghiacciai									
	PEG	1945	1954	1985	1994	2003	2006	2008	2011	2014
< 0,1	3	9	9	14	20	24	23	14	14	19
0,1-0,5	5	7	7	6	6	4	5	5	5	4
0,5-1,0	5	2	2	1	0	1	1	1	1	1
1,0-2,0	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1
2,0-5,0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
> 5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1



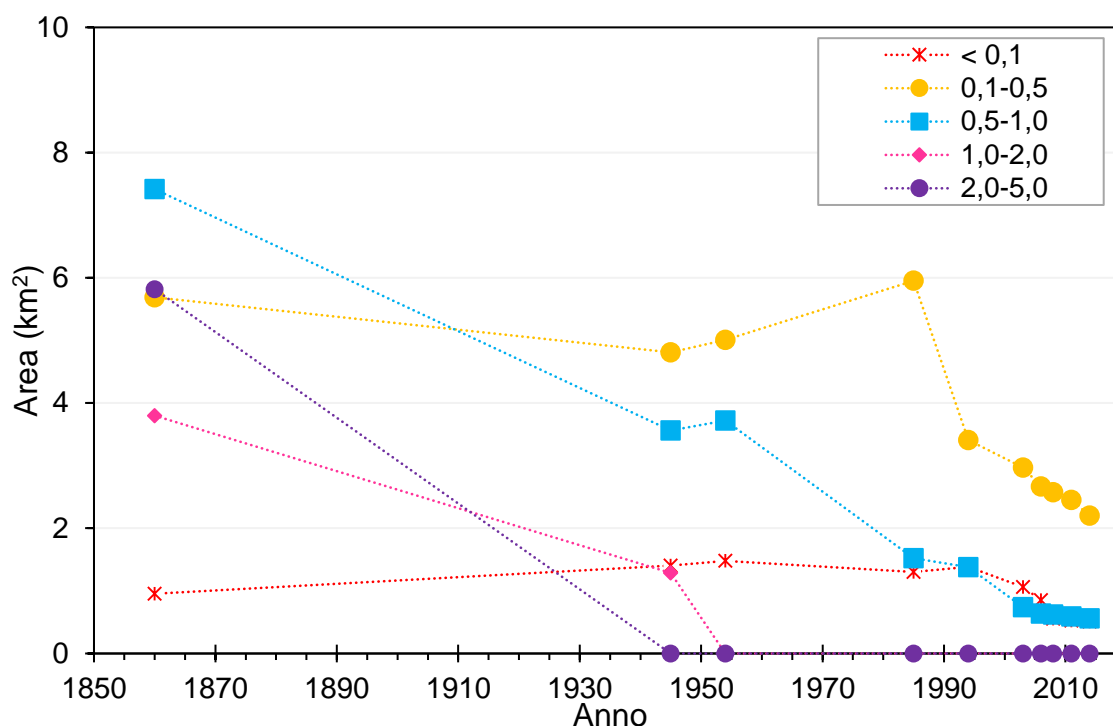


Figura 23. Suddivisione dei ghiacciai appartenenti al settore “Gruppo di Tessa” in differenti classi dimensionali. Evoluzione delle classi dimensionali, rappresentate dall’area (km<sup>2</sup>), nel tempo.

Il Gruppo di Tessa è l’unico settore a non presentare ghiacciai di grandi dimensioni (> 5 km<sup>2</sup>), ma anzi è rappresentato maggiormente da corpi glaciali di piccole dimensioni (< 0,1 km<sup>2</sup> e 0,1-0,5 km<sup>2</sup>) (Tabella 10).

La classe da 2,0 a 5,0 km<sup>2</sup> subisce fin da subito una forte perdita e nel 1945 il Gruppo non presenta più ghiacciai di queste dimensioni), medesima sorte avviene per la classe 1,0-2,0 km<sup>2</sup> nel 1954 (Figura 23). Le due classi inferiori (< 0,1 km<sup>2</sup> e 0,1-0,5 km<sup>2</sup>) sono quelle più rappresentative già a partire dal 1860 con la presenza rispettivamente di 18 e 25 corpi glaciali su un totale di 58 (Tabella 10). Il loro andamento è praticamente l’opposto, ad esclusione dei periodi 1945-1954 e 1994-2014 in cui il trend è il medesimo.

La classe 0,1-0,5 km<sup>2</sup> dopo un’iniziale calo, arriva ad un massimo di circa 6 km<sup>2</sup> nel 1985, valore più alto rispetto alla PEG (5,7 km<sup>2</sup>) (Figura 23).

Tabella 10. Evoluzione nel tempo della numerosità dei ghiacciai delle Alpi dello Stubai nelle sei classi dimensionali.

Classi (km <sup>2</sup> )	Numerosità ghiacciai									
	PEG	1945	1954	1985	1994	2003	2006	2008	2011	2014
< 0,1	18	33	34	40	48	54	52	41	41	39
0,1-0,5	25	19	19	21	14	12	11	11	11	10
0,5-1,0	10	6	6	2	2	1	1	1	1	1
1,0-2,0	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0
2,0-5,0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0

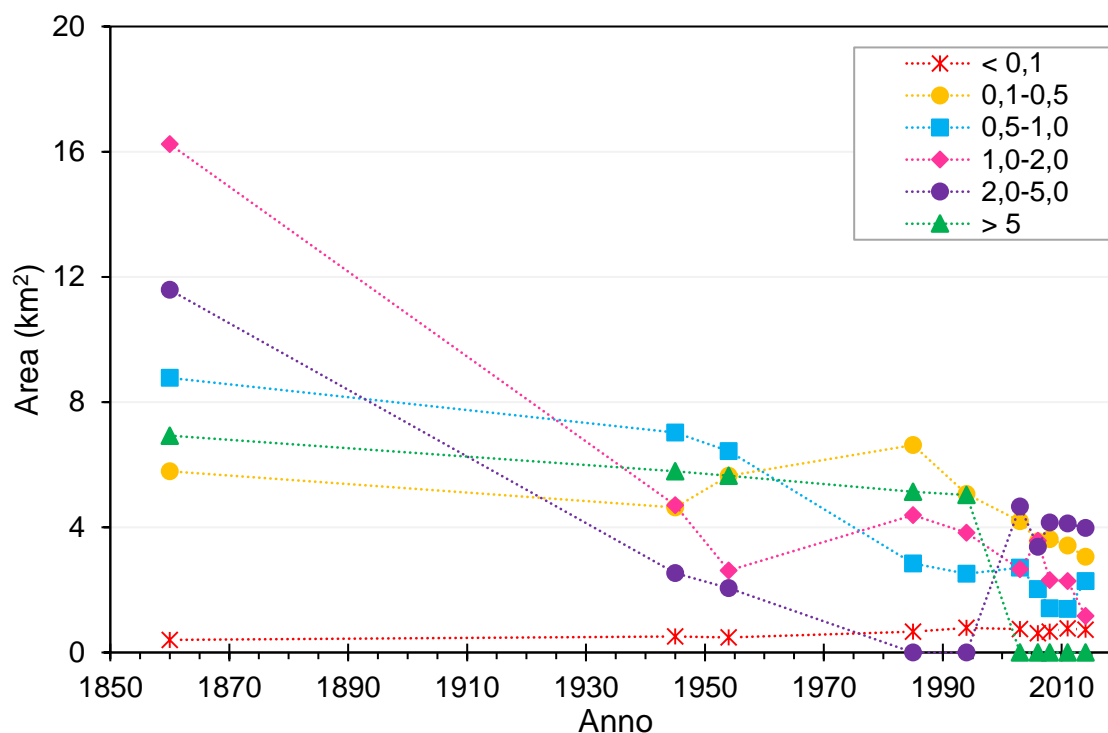


Figura 24. Suddivisione dei ghiacciai appartenenti al settore “Gruppo Ortles/Cevedale Est” in differenti classi dimensionali. Evoluzione delle classi dimensionali, rappresentate dall’area (km<sup>2</sup>), nel tempo.

Il Gruppo Ortles/Cevedale Est è un settore che nel 1860 era rappresentato da ghiacciai di dimensioni tra 0,1 e 2,0 km<sup>2</sup> (Tabella 11), nel 2014 invece i corpi glaciali che maggiormente occupano il settore hanno dimensioni inferiori a 0,1 km<sup>2</sup> oppure al massimo di 0,5 km<sup>2</sup>.

Le classi areali più grandi (> 5km<sup>2</sup>, 2,0-5,0 km<sup>2</sup>) non resistono a lungo, e rispettivamente nel 2003 e nel 1985 non ci sono più ghiacciai che rientrano in queste dimensioni. Ma nel 2003 la classe tra 2,0 e 5,0 km<sup>2</sup> registra un ghiacciaio di dimensioni di 4,7 km<sup>2</sup> (Tabella 11, Figura 24). Le classi 0,1-0,5 km<sup>2</sup> e 1,0-2,0 km<sup>2</sup> hanno un comportamento abbastanza simile, inizialmente calano per successivamente registrare un aumento rispettivamente nei periodi 1945-1985 (aumento del 43%) e 1954-1985 (aumento del 68%) (Figura 24). Dal 1985 entrambe le classi diminuiscono l’area fino al 2014 in cui si registrano 3,1 km<sup>2</sup> (0,1-0,5 km<sup>2</sup>) e 1,2 km<sup>2</sup> (1,0-2,0 km<sup>2</sup>). La classe inferiore (< 0,1 km<sup>2</sup>) segue un trend mediamente positivo sino al 1994 con un massimo di 0,79 km<sup>2</sup>. Negli ultimi due decenni l’andamento dell’area è altalenante (Figura 24), mentre la sua numerosità aumenta nel periodo PEG-2014 (Tabella 11).

Tabella 11. Evoluzione nel tempo della numerosità dei ghiacciai del Gruppo Ortles/Cevedale Est nelle sei classi dimensionali.

Classi (km <sup>2</sup> )	Numerosità ghiacciai									
	PEG	1945	1954	1985	1994	2003	2006	2008	2011	2014
< 0,1	7	11	11	15	20	26	26	29	30	34
0,1-0,5	20	15	18	21	17	18	15	14	13	13
0,5-1,0	12	10	9	4	4	4	3	2	2	3
1,0-2,0	13	3	2	3	3	2	3	2	2	1
2,0-5,0	4	1	1	0	0	1	1	1	1	1
> 5	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0

### 6.3. Variabilità regionale del cambiamento altitudinale dei ghiacciai

Attraverso le analisi delle ortofoto si sono valutate anche le variazioni di estensione altitudinale dei ghiacciai oggetto di studio attraverso il confronto delle quote minime (frontali) e massime (limite superiore del bacino glaciale) per l'intero inventario.

È risultato che la media delle quote minime è aumentata da 2628 m nel 1860 a 2944 m nel 2014, che si traduce in un tasso annuale medio di  $2,1 \text{ m a}^{-1}$ , mentre la media delle quote massime è diminuita dai 3220 m nella PEG a 3161 m nel 2014 ( $0,4 \text{ m a}^{-1}$ ) (Figura 25).

Si è quindi messa in evidenza, ad ulteriore dimostrazione dell'intensa fase di regresso dei ghiacciai presenti in questo lavoro, non solo l'innalzamento delle quote frontali, ma anche l'abbassamento dei settori superiori, fenomeno che indica una fase avanzata di crisi glaciale. La fase di degradazione del glacialismo della parte occidentale dell'Alto Adige si è acuita, come è evidenziato anche dalle Figure 18 e 19, nei periodi in cui sono indicate le variazioni areali medie annue.

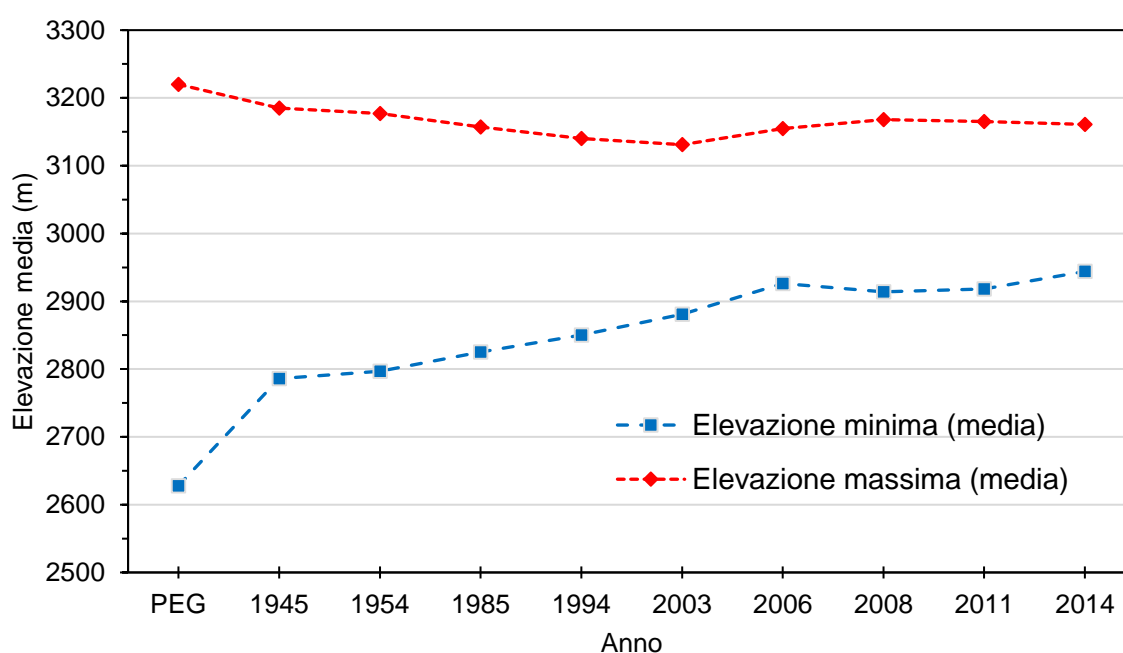


Figura 25. Andamento dell'elevazione minima e massima medie nel tempo per l'intero set di dati.

L'elevazione, analizzata per ogni anno fotografico, mostra un andamento temporale coerente alle dinamiche di contrazione glaciale generalizzata. Andamenti inaspettati si osservano nel 2006 e 2008, in cui si registra rispettivamente un incremento della quota massima ed un abbassamento della quota minima (Figura 25).

Il trend generale per tutte le sotto-regioni descrive un innalzamento della quota minima ed un leggero abbassamento per la quota massima (Figura 25).

In alcuni settori questa differenza è più marcata, come ad esempio nei Gruppi dell'Ortles/Cevedale Est ed Ovest nel periodo 1860-1945 (Figure 27d e 27e).

L'elevazione minima nel 2006 mostra una grande variabilità in tutte le sotto-regioni, inoltre la mediana si trova a quote più elevate rispetto agli altri anni (Figure 26 e 27).

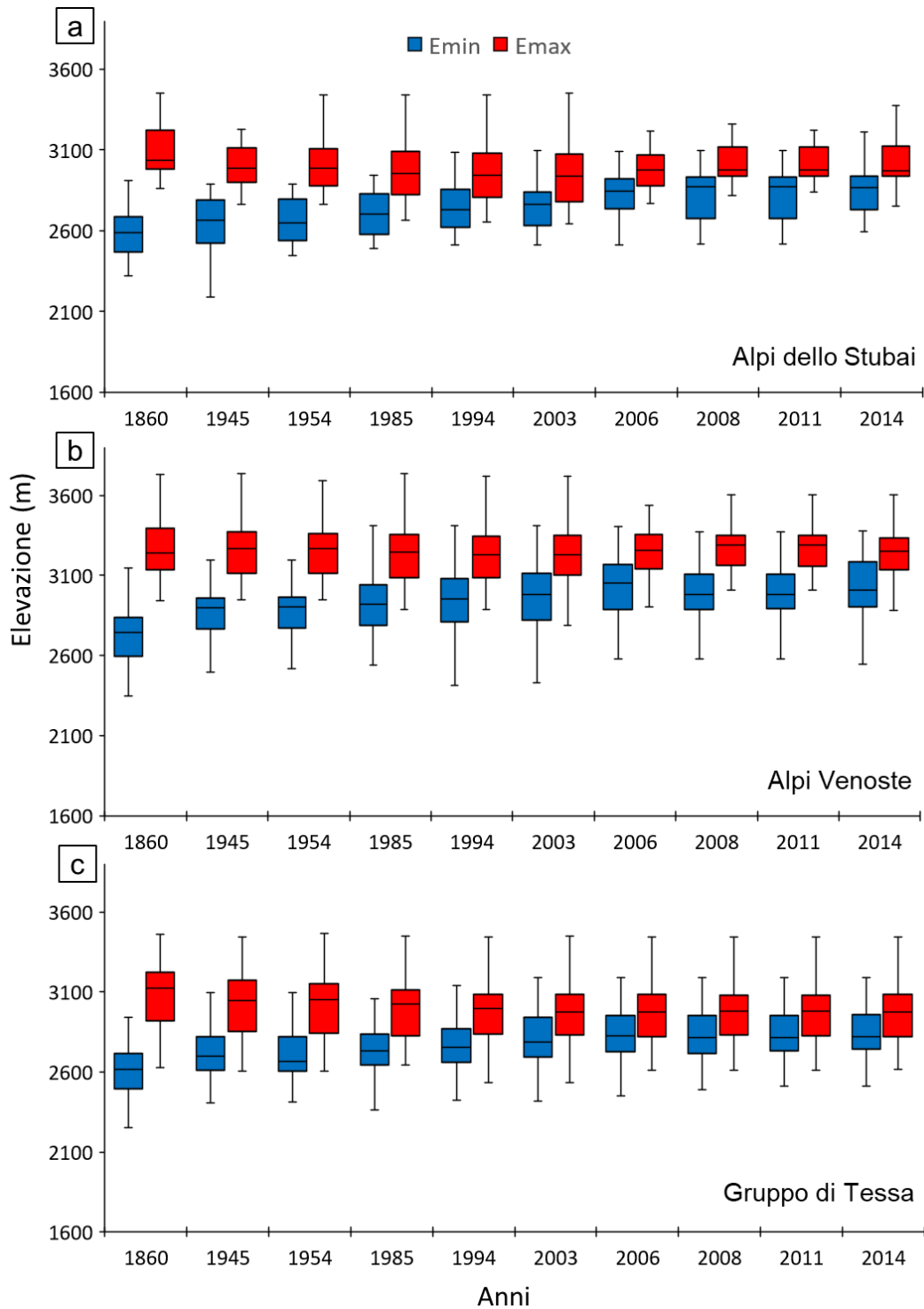


Figura 26. Boxplot inerenti all'elevazione massima e minima (m). Le linee orizzontali indicano la mediana, mentre le scatole rappresentano il venticinquesimo e settantacinquesimo percentile, i baffi contrassegnano il decimo ed il novantesimo percentile. Gli outliers non sono stati rappresentati per motivi di scala. (a) Alpi dello Stubai (b) Alpi Venoste (c) Gruppo di Tessa.

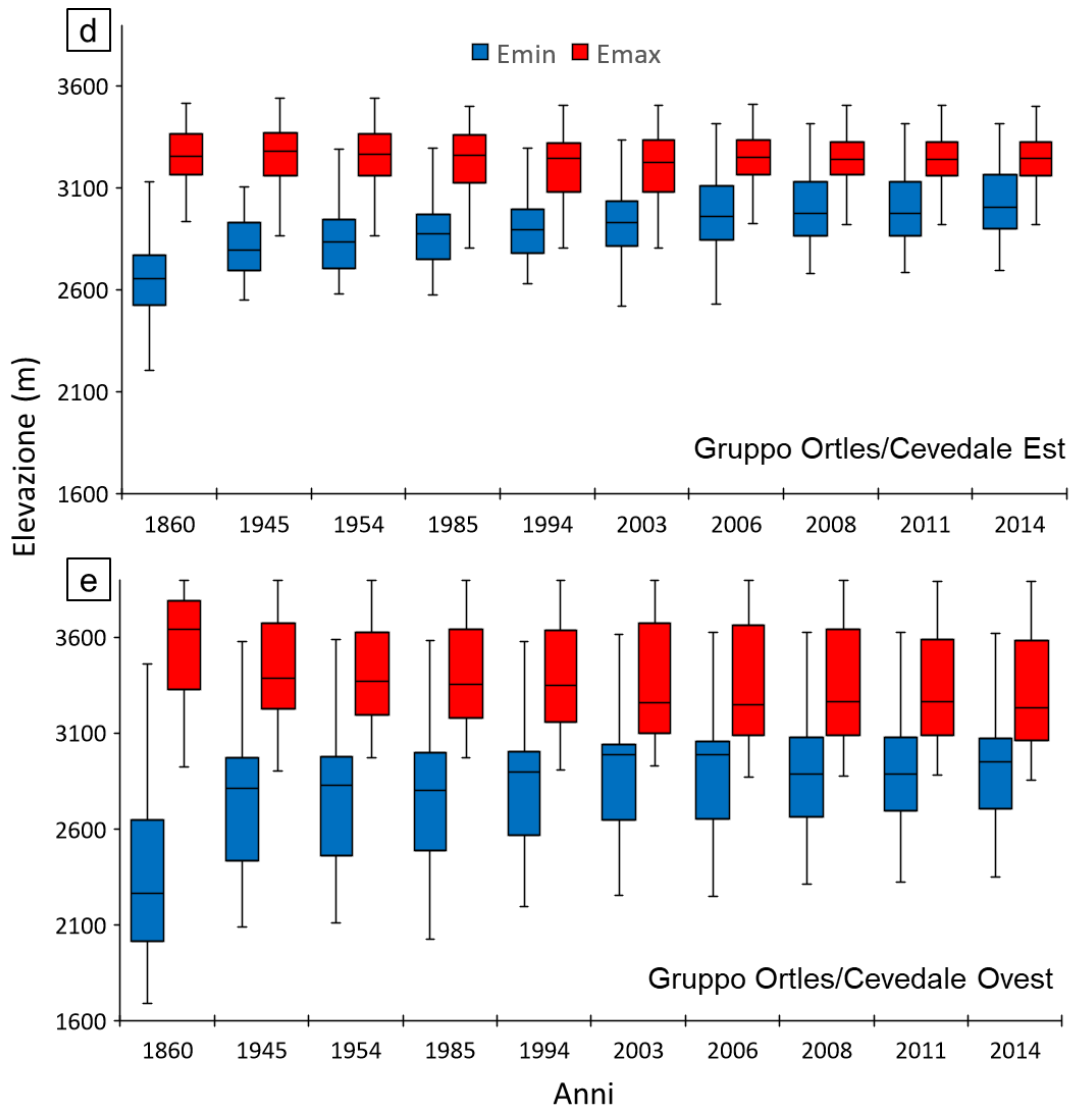


Figura 27. Boxplot inerenti all'elevazione massima e minima (m). Le linee orizzontali indicano la mediana, mentre le scatole rappresentano il venticinquesimo e settantacinquesimo percentile, i baffi contrassegnano il decimo ed il novantesimo percentile. Gli outliers non sono stati rappresentati per motivi di scala. (d) Gruppo Ortles/Cevedale Est (e) Gruppo Ortles/Cevedale Ovest.

Dai boxplot in Figura 26 e 27 non è possibile cogliere nel dettaglio la variazione d'elevazione sviluppatasi nell'ultimo decennio analizzato (dal 2003 al 2014). Per questo motivo sono state rappresentate in due grafici gli andamenti dell'elevazione massima e minima, come valori mediati, nel tempo per ogni sotto-regione (Figura 28).

Dal 1985 l'andamento dell'elevazione ha subito una rapida evoluzione. Tutti i settori hanno visto un aumento considerevole delle quote minime ed una decrescita delle quote massime. Tuttavia si registrano delle anomalie nei trend. Le Alpi Venoste segnano un valore eccezionale nel 2006, in cui la quota minima media è di 3033 m, mentre nel 2003 e nel 2008 sono rispettivamente di 2980 e 2983 m (Figura 28a).

Questo settore presenta delle anomalie anche nell'elevazione massima (mediata), in cui a partire dal 2006 sino al 2011 vengono registrati valori crescenti, passando dai 3232 m nel 2003 ai 3272 m nel 2011 (Figura 28b). Comportamento simile si è verificato per le Alpi dello Stubai, in cui si osserva periodo un aumento della quota massima da 2950 m nel 2003 a 3033 m nel 2011 (Figura 28b).

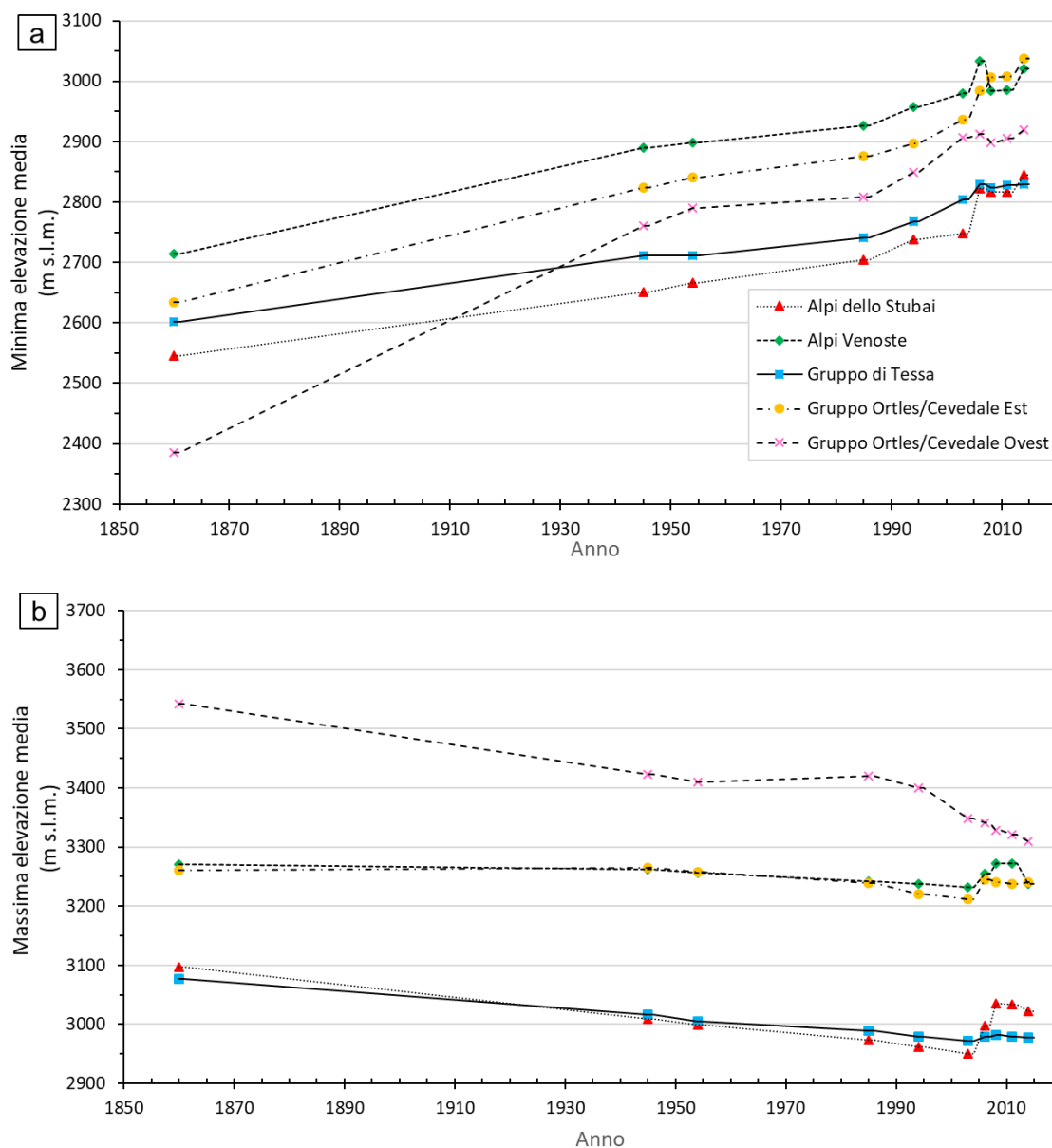


Figura 28. Evoluzione nel tempo della quota minima e massima dei ghiacciai per ogni settore. (a) Andamento della quota minima media, (b) Andamento della quota massima media.

Per comprendere meglio il comportamento dei ghiacciai nei vari periodi è stato condotto uno studio simultaneo sul tasso medio annuale di variazione di quota ( $E_{\min}$  e  $E_{\max}$ ) e sul cambiamento areale nel tempo (Figure 29 e 30).

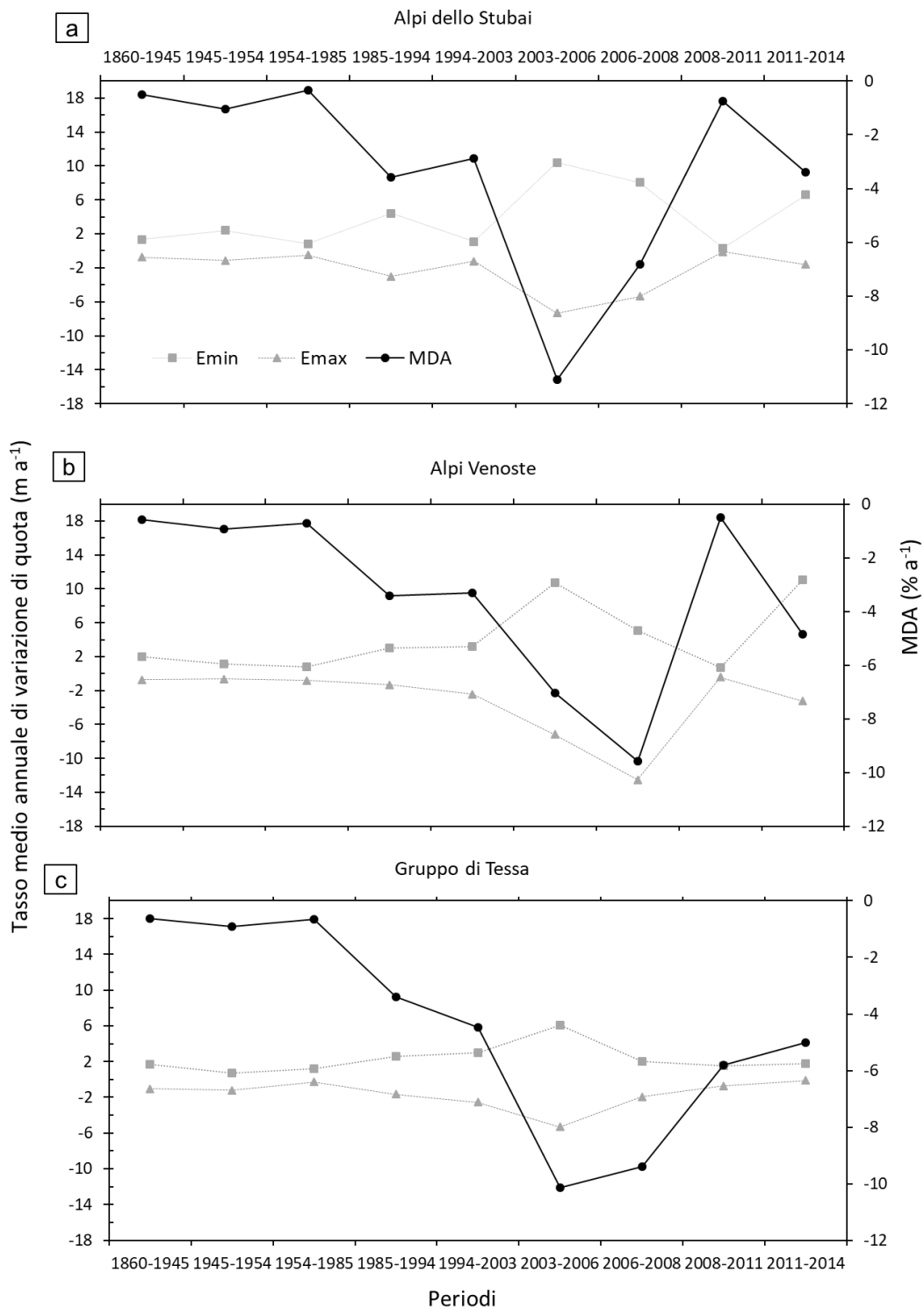


Figura 29. Tasso medio annuale di variazione di quota ( $m a^{-1}$ ) e decrescita media annuale (MDA) dell'area glaciale ( $\% a^{-1}$ ) nei tre settori delle (a) Alpi dello Stubai (b) Alpi Venoste (c) Gruppo di Tessa.

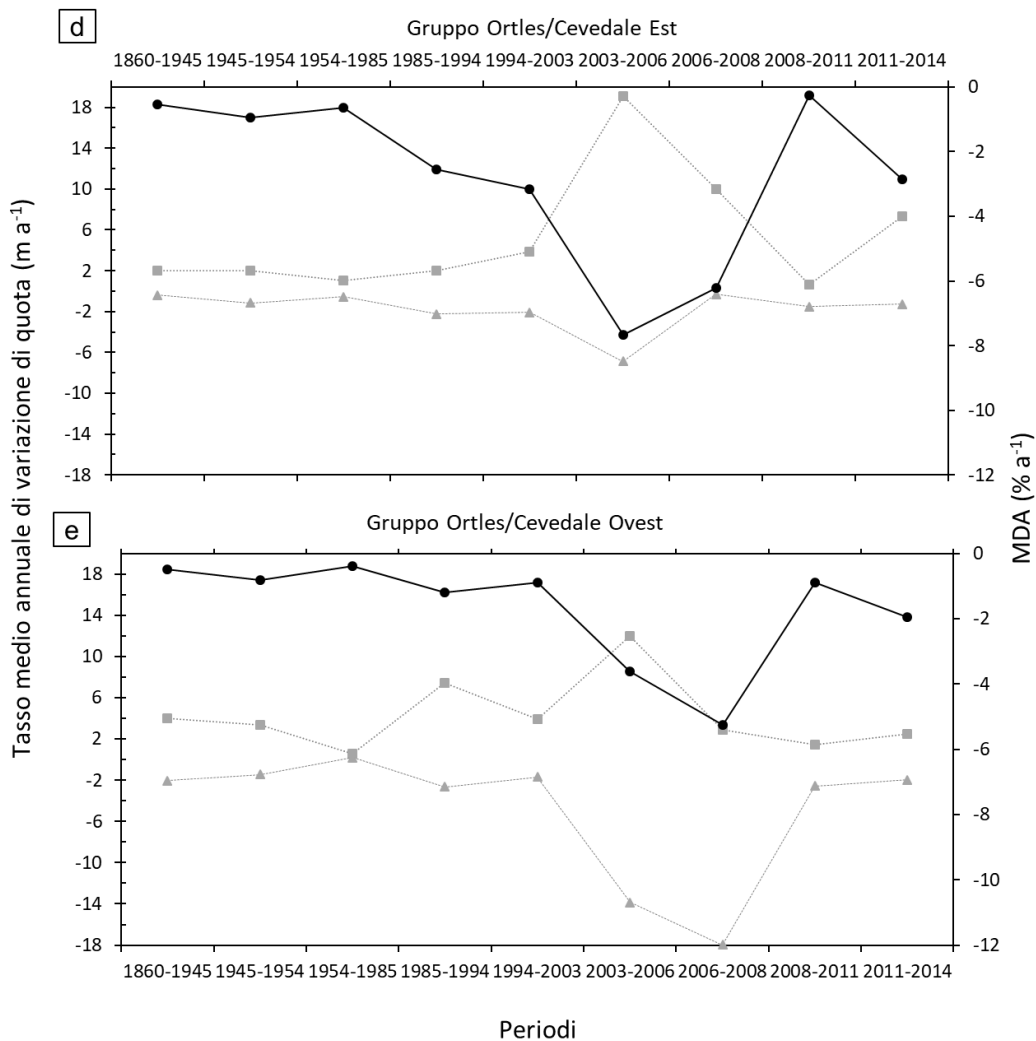


Figura 30. Tasso medio annuale di variazione di quota ( $m a^{-1}$ ) e decrescita media annuale (MDA) dell'area glaciale ( $\% a^{-1}$ ) nei due settori del (d) Gruppo Ortles/Cevedale Est (e) Gruppo Ortles/Cevedale Ovest.

In generale i cinque settori presentano un andamento simile del tasso medio annuale di variazione di quota e di decrescita media annuale (MDA). Ad ogni modo sono presenti dei segmenti in cui l'andamento si discosta dal trend generale, e sebbene si riferiscano a valori mediati di elevazione e di variazione areale, possono comunque fornire importanti informazioni.

A partire dal 1985 sino al 2006-2008, le rette che rappresentano il tasso medio annuale di variazione di quota massima e minima divergono l'una dall'altra, questo fenomeno avviene per tutti i settori (Figure 29 e 30). Al termine di questi periodi negativi si può incorrere in un trend opposto, in cui  $E_{min}$  ed  $E_{max}$  si sovrappongono attorno ad un valore nullo di tasso di elevazione medio annuale (Figure 29a e 29b), oppure semplicemente in un andamento in cui le due rette ritornano a divergere (Figure 29c, 30d, 30e).

È possibile poi individuare altri andamenti minori, che a volte si verificano in un solo periodo, come è avvenuto per il Gruppo di Tessa ed il Gruppo Ortles/Cevedale Est dal 1945 al 1954 (Figure 29c e 30d). In questo caso,  $E_{min}$  ed  $E_{max}$  diminuiscono simultaneamente nel tempo.



In genere sino al 1985 non si hanno grandi variazioni del tasso medio annuale di variazione di quota, i valori minimi e massima assoluti variano in un range ristretto ( $E_{\min}$  tra 0,6 e 4,0  $\text{m a}^{-1}$  ed  $E_{\max}$  tra 0,2 e -2,0  $\text{m a}^{-1}$ ). Al contrario nel periodo post-1985, in cui gli andamenti si discostano di molto arrivando ad un massimo per  $E_{\min}$  ed  $E_{\max}$  rispettivamente di 19,1  $\text{m a}^{-1}$  nel Gruppo Ortles/Cevedale Est e -18,0  $\text{m a}^{-1}$  nel Gruppo Ortles/Cevedale Ovest (Figure 30d e 30e).

#### 6.4. Interazione tra contrazione areale ed altri attributi

Dopo diverse analisi è emerso come alcuni settori abbiano risentito in maniera maggiore dei cambiamenti climatici in atto rispetto ad altri. Per provare a spiegare le cause di tali discrepanze inter-regionali sono state condotte ulteriori analisi.

Le cinque sotto-regioni fondamentalmente hanno caratteristiche differenti, basti pensare alla numerosità dei ghiacciai ed alla loro dimensione (Tabella 4), ma non sono gli unici aspetti su cui si diversificano. Un altro fattore che influisce è l'esposizione dei ghiacciai.

È una caratteristica che nel tempo trova una sua evoluzione. Nel 1945 il Gruppo Ortles/Cevedale Ovest possedeva la maggior parte della superficie esposta a NE, mentre le Alpi Venoste ed il Gruppo dell'Ortles/Cevedale Est verso NO (Figura 31a). Il Gruppo di Tessa non ha un'esposizione nettamente prevalente, avendo 4,9 km<sup>2</sup> orientati a NE e 4,7 km<sup>2</sup> a NO (Figura 31a).

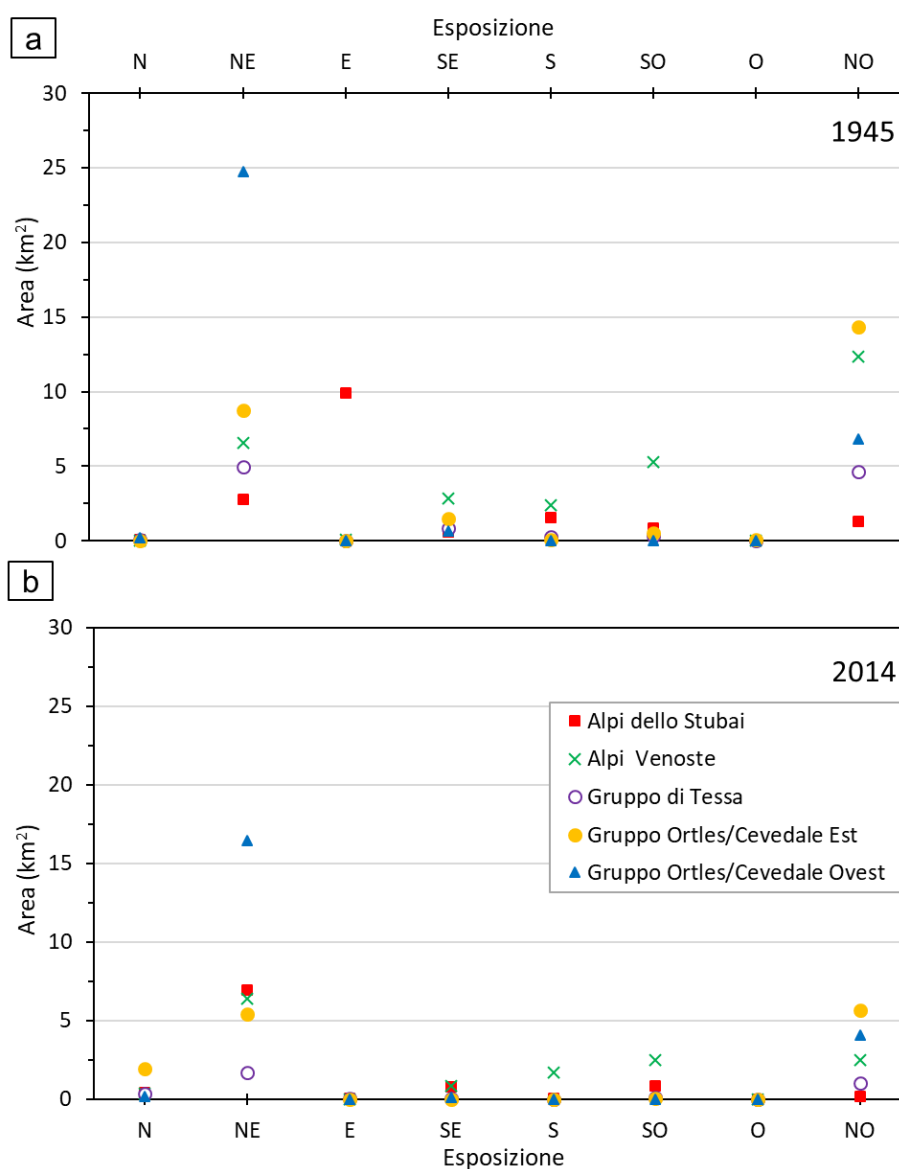


Figura 31. Analisi di distribuzione areale secondo l'esposizione per i cinque settori nel (a) 1945, (b) 2014.

L'ultimo settore sono le Alpi dello Stubai, le quali dal 1945 al 2014 subiscono una variazione sostanziale dell'esposizione dei corpi glaciali, inizialmente la maggioranza della superficie si trova esposta ad E con  $9,9 \text{ km}^2$  per poi mutare nel 2014 in cui prevale il nord-est con  $6,9 \text{ km}^2$  (Figure 31a e 31b). Il periodo 1945-2014 è contrassegnato da perdite di superficie (Figura 31), ma per alcune orientazioni più di altre. Ad esempio il Gruppo Ortles/Cevedale Est parte nel 1945 con  $8,8 \text{ km}^2$  a NE e  $14,3 \text{ km}^2$  a NO, per poi trovarsi nel 2014 con  $5,4 \text{ km}^2$  e  $5,7 \text{ km}^2$  a NO; significa una perdita rispettivamente del 38,6% e del 60,1%.

Medesima situazione si verifica per le Alpi Venoste, in cui nel 2014 la maggior parte dell'area è esposta a NE, con un calo del 79,7% per il settore NO, dell'1,5% per il NE. Inoltre nel 1945 erano presenti  $5,3 \text{ km}^2$  orientati a SO, che nell'intervallo di tempo hanno perso il 52,8% della superficie (Figura 31b).

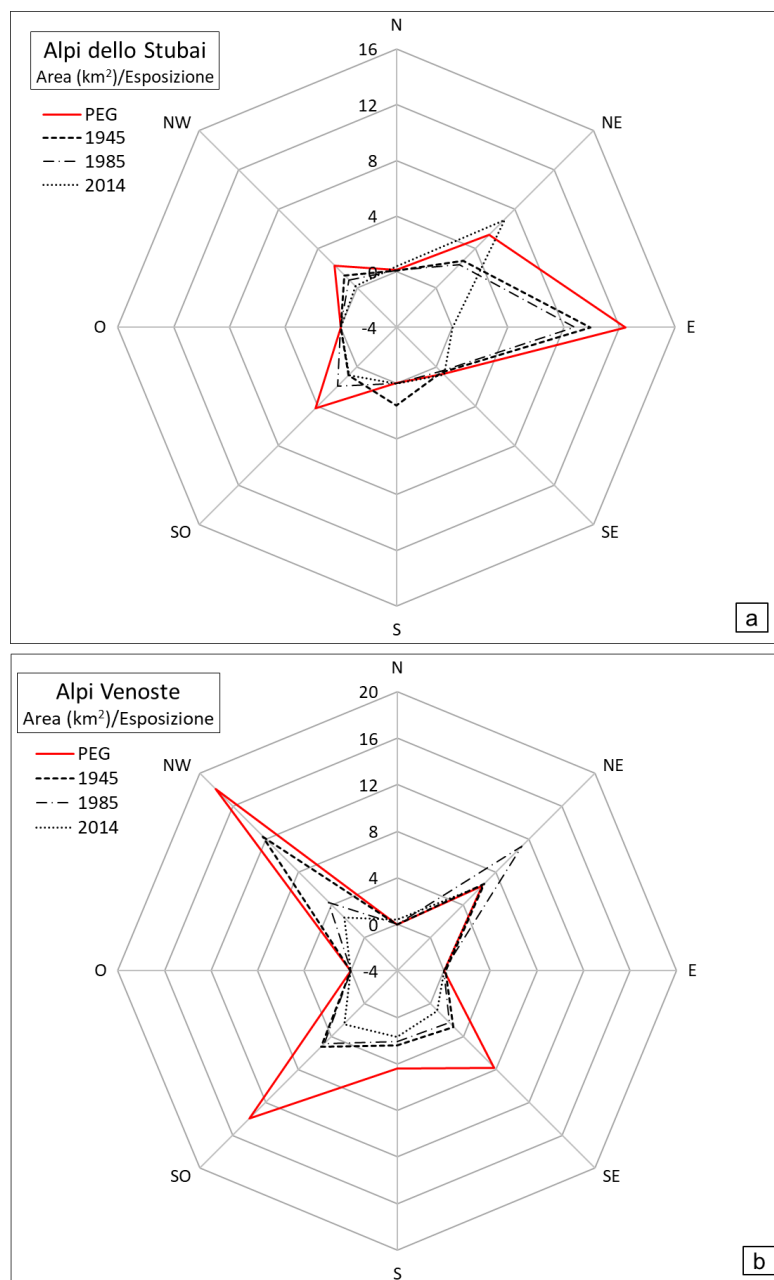


Figura 32. Grafico radar sull'evoluzione dell'area rispetto all'orientazione dei ghiacciai durante la PEG, 1945, 1985, 2014 per (a) Alpi dello Stubai, (b) Alpi Venoste.

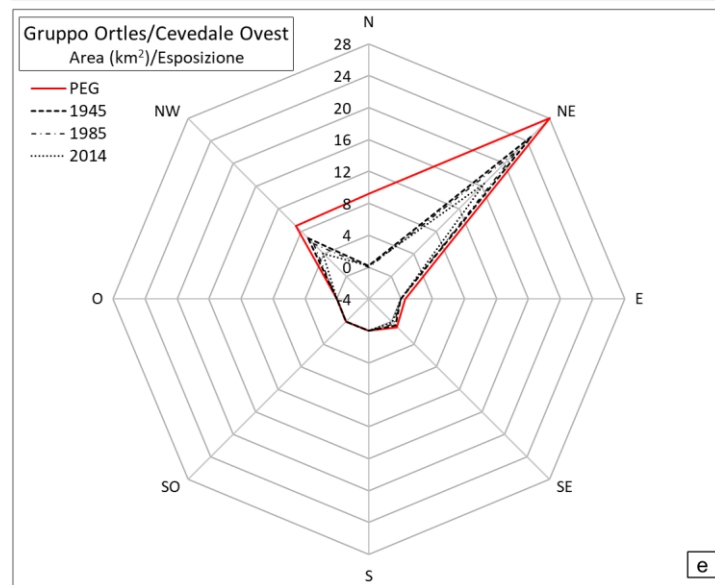
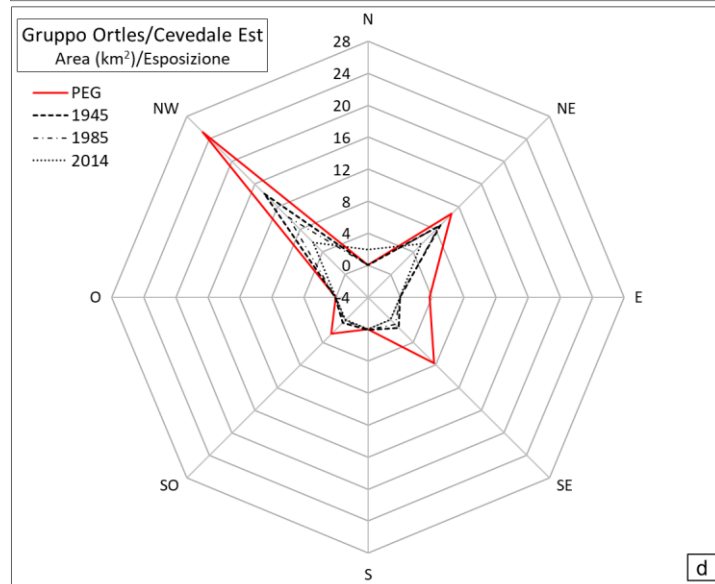
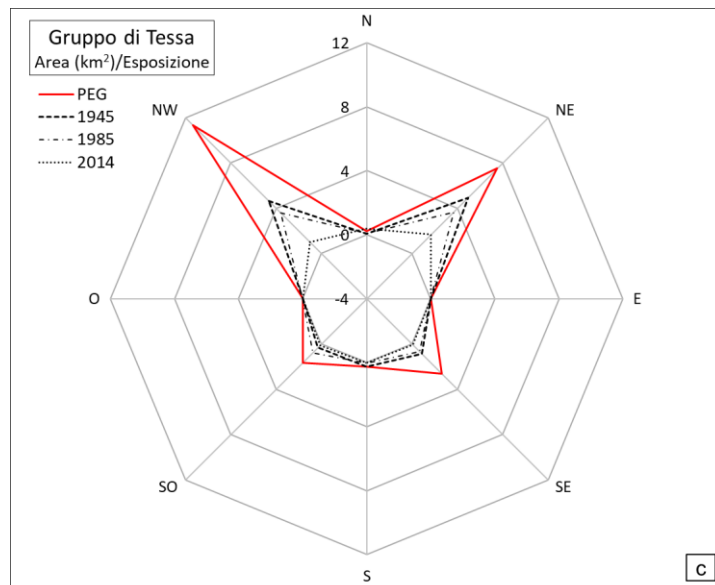


Figura 33. Grafico radar sull'evoluzione dell'area rispetto all'orientazione dei ghiacciai durante la PEG, 1945, 1985, 2014 per (c) Gruppo di Tessa, (d) Gruppo Ortles/Cevedale Est, (e) Gruppo Ortles/Cevedale Ovest.

Nell'intervallo in analisi è ben osservabile come nel 2014 in genere tutti i settori diminuiscano drasticamente la loro superficie nelle sezioni esposte a sud, sud-est, sud-ovest, ovest ed est (Figure 31b, 32, 33), sebbene le Alpi Venoste conservino 2,5 km<sup>2</sup> a sud-ovest ed 1,7 km<sup>2</sup> a sud. In genere i settori settentrionali riescono ancora a sopravvivere al cambiamento che imperversa da 154 anni, ma la superficie è sempre più bassa (Tabella 4, Figure 32 e 33) e rappresentata da sempre più da un numero di ghiacciai di piccole dimensioni (Figure 13a e 14l).

L'analisi della variazione areale dei ghiacciai all'interno della stessa sotto-regione consente di rilevare, e possibilmente classificare, le principali variabili che maggiormente ne influenzano la retrocessione. A questo scopo, sono state analizzate le correlazioni tra la variazione areale nel periodo PEG-2014 in relazione ai seguenti attributi: dimensioni dei ghiacciai (GS), esposizione prevalente (MA), pendenza media (S), elevazione minima (E<sub>min</sub>), elevazione massima (E<sub>max</sub>), precipitazioni medie annuali (MAP) e radiazione solare (CSR) (Tabelle 12, 13, 14, 15, 16).

Tabella 12. Matrice di correlazione per 8 variabili nel settore delle Alpi dello Stubai. I coefficienti di correlazione  $\geq 0,4$  sono indicati in grassetto. Con AC (%) viene indicata la variazione percentuale della contrazione areale.

<b>Alpi dello Stubai</b>	<b>AC (%)</b>	GS	MA	S	E <sub>min</sub>	E <sub>max</sub>	MAP	CSR
AC (%)	1,00							
GS	<b>0,59</b>	1,00						
MA	-0,29	-0,17	1,00					
S	-0,31	<b>-0,54</b>	-0,24	1,00				
E <sub>min</sub>	<b>-0,63</b>	<b>-0,69</b>	0,36	<b>0,43</b>	1,00			
E <sub>max</sub>	<b>0,65</b>	<b>0,66</b>	0,10	<b>-0,56</b>	<b>-0,47</b>	1,00		
MAP	0,39	0,19	<b>-0,69</b>	0,20	-0,27	0,09	1,00	
CSR	0,06	0,11	0,27	-0,20	0,30	0,09	0,22	1,00

Tabella 13. Matrice di correlazione per 8 variabili nel settore delle Alpi Venoste. I coefficienti di correlazione  $\geq 0,4$  sono indicati in grassetto. Con AC (%) viene indicata la variazione percentuale della contrazione areale.

<b>Alpi Venoste</b>	<b>AC (%)</b>	GS	MA	S	E <sub>min</sub>	E <sub>max</sub>	MAP	CSR
AC (%)	1,00							
GS	<b>0,76</b>	1,00						
MA	0,30	0,18	1,00					
S	<b>-0,53</b>	-0,34	-0,18	1,00				
E <sub>min</sub>	<b>-0,48</b>	<b>-0,74</b>	0,08	0,03	1,00			
E <sub>max</sub>	<b>0,62</b>	<b>0,70</b>	0,13	-0,19	-0,37	1,00		
MAP	0,16	0,12	0,16	0,00	0,04	0,12	1,00	
CSR	0,04	0,04	-0,18	-0,33	0,22	0,35	-0,03	1,00

Tabella 14. Matrice di correlazione per 8 variabili nel settore del Gruppo di Tessa. I coefficienti di correlazione  $\geq 0,4$  sono indicati in grassetto. Con AC (%) viene indicata la variazione percentuale della contrazione areale.

Gruppo di Tessa	AC (%)	GS	MA	S	E <sub>min</sub>	E <sub>max</sub>	MAP	CSR
AC (%)	1,00							
GS	<b>0,53</b>	1,00						
MA	-0,19	0,02	1,00					
S	-0,06	-0,30	-0,27	1,00				
E <sub>min</sub>	<b>-0,44</b>	<b>-0,56</b>	0,01	0,01	1,00			
E <sub>max</sub>	<b>0,49</b>	0,40	-0,31	0,22	0,04	1,00		
MAP	0,23	-0,05	<b>-0,56</b>	0,38	-0,14	0,17	1,00	
CSR	-0,08	-0,21	<b>-0,43</b>	0,28	0,33	0,39	<b>0,44</b>	1,00

Tabella 15. Matrice di correlazione per 8 variabili nel settore del Gruppo Ortles/Cevedale Est. I coefficienti di correlazione  $\geq 0,4$  sono indicati in grassetto. Con AC (%) viene indicata la variazione percentuale della contrazione areale.

Gr. Ortles/Cevedale Est	AC (%)	GS	MA	S	E <sub>min</sub>	E <sub>max</sub>	MAP	CSR
AC (%)	1,00							
GS	<b>0,70</b>	1,00						
MA	0,23	0,06	1,00					
S	<b>-0,48</b>	<b>-0,43</b>	-0,11	1,00				
E <sub>min</sub>	-0,36	<b>-0,53</b>	-0,12	-0,07	1,00			
E <sub>max</sub>	<b>0,46</b>	<b>0,43</b>	-0,08	-0,21	0,05	1,00		
MAP	-0,34	-0,21	<b>-0,66</b>	0,16	0,26	-0,06	1,00	
CSR	-0,16	-0,12	<b>-0,50</b>	-0,36	<b>0,59</b>	0,24	<b>0,43</b>	1,00

Tabella 16. Matrice di correlazione per 8 variabili nel settore del Gruppo Ortles/Cevedale Ovest. I coefficienti di correlazione  $\geq 0,4$  sono indicati in grassetto. Con AC (%) viene indicata la variazione percentuale della contrazione areale.

Gr. Ortles/Cevedale Ovest	AC (%)	GS	MA	S	E <sub>min</sub>	E <sub>max</sub>	MAP	CSR
AC (%)	1,00							
GS	<b>0,48</b>	1,00						
MA	-0,17	-0,31	1,00					
S	-0,07	<b>-0,52</b>	0,17	1,00				
E <sub>min</sub>	-0,31	<b>-0,42</b>	0,11	0,40	1,00			
E <sub>max</sub>	<b>0,56</b>	0,38	-0,13	0,19	-0,17	1,00		
MAP	0,25	0,01	-0,16	<b>0,51</b>	<b>0,51</b>	0,29	1,00	
CSR	-0,32	0,03	-0,32	-0,39	0,34	-0,31	0,05	1,00

La contrazione areale (AC %) nelle Alpi Venoste mostra una forte correlazione diretta con GS ( $r=0,76$ ), E<sub>max</sub> ( $r=0,62$ ) e delle moderate correlazioni inverse con S ( $r= -0,53$ ) e E<sub>min</sub> ( $r= -0,48$ ) (Tabella 13).

In modo analogo il Gruppo Ortles/Cevedale Est presenta le medesime relazioni, sebbene con valori più bassi, con GS ( $r=0,70$ ),  $E_{max}$  ( $r=0,46$ ) e S ( $r= -0,48$ ) (Tabella 15).

Gli altri settori evidenziano l'esistenza di relazioni più deboli rispetto alle due sotto-regioni sopracitate. Il settore delle Alpi dello Stubai mostra delle correlazioni tra la variazione areale e le dimensioni dei ghiacciai ( $r=0,59$ ),  $E_{max}$  ( $r=0,65$ ) ed  $E_{min}$  (inversa,  $r= -0,63$ ). Mentre il Gruppo di Tessa evidenzia valori ancora più bassi di correlazione, con GS ( $r=0,53$ ),  $E_{max}$  ( $r=0,49$ ),  $E_{min}$  (inversa,  $r= -0,44$ ).

I valori più bassi vengono registrati per il settore del Gruppo Ortles/Cevedale Ovest, in cui le correlazioni con la contrazione areale sono piuttosto deboli, mostrando valori di 0,48 (GS) e 0,56 ( $E_{max}$ ) (Tabelle 12, 14, 16).

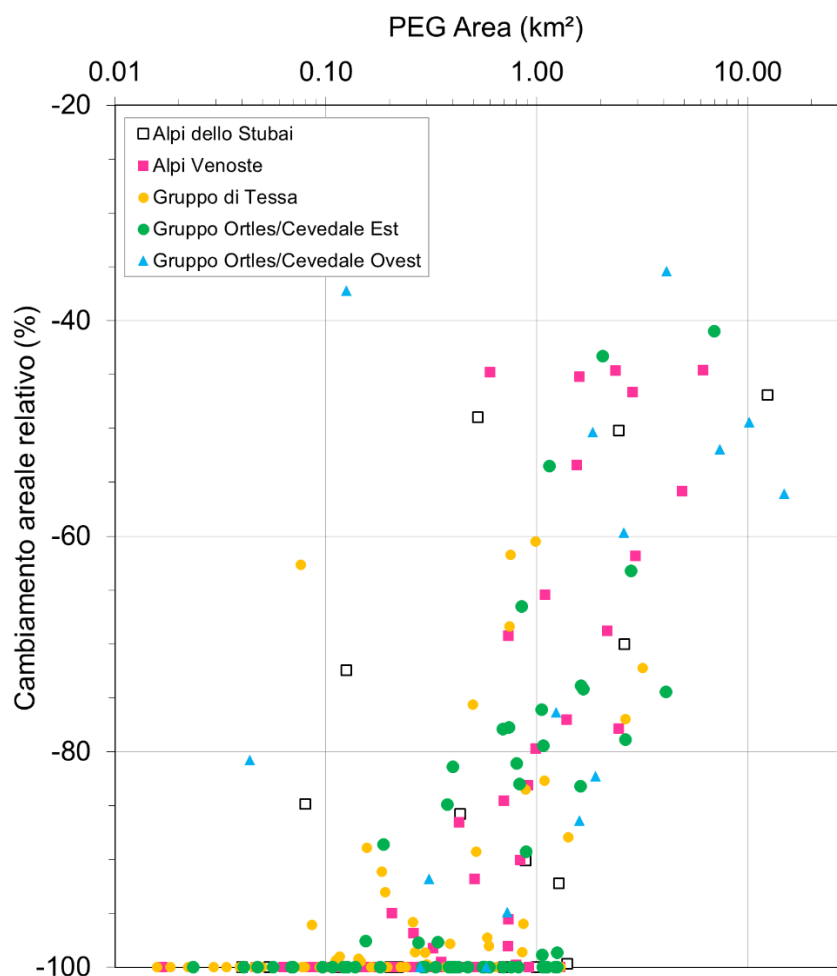


Figura 34. Andamento della contrazione areale percentuale (1860-2014) nei cinque settori in funzione della dimensione dei ghiacciai durante la PEG (in scala semi-logaritmica).

Considerando tutte le sotto-regioni insieme, è possibile individuare una dipendenza diretta tra le dimensioni dei ghiacciai (GS) e contrazione areale (AC). I coefficienti di correlazione calcolati nei settori delle Alpi Venoste (Tabella 13) e del Gruppo Ortles/Cevedale Est (Tabella 15) trovano conforto nel grafico a dispersione, in cui si individua un campo di variabilità empirico che descrive la relazione generale tra le due variabili (Figura 34).

Al di fuori di questa fascia obliqua principale non si rinvencono *outlier* appartenenti alle Alpi Venoste e Gruppo O-C Est, ad esclusione dei *datapoints* estinti (a -100%) (Figura 34).

## 7. Discussione

La mappatura multi-temporale effettuata nell'Alto Adige centro-occidentale, ha permesso di individuare delle fasi che si discostano dal generale trend di recessione. Attorno agli anni Ottanta è stata individuata una fase di avanzata o un generale rallentamento dell'arretramento dei ghiacciai, in Figura 35 è possibile vederne due esempi. Si tratta di due ghiacciai, il primo appartenente al Gruppo Ortles/Cevedale Ovest (Figura 35a) mentre il secondo alle Alpi Venoste (Figura 35b), in cui vengono evidenziati i limiti raggiunti durante la PEG, il 1954 ed il 1985.

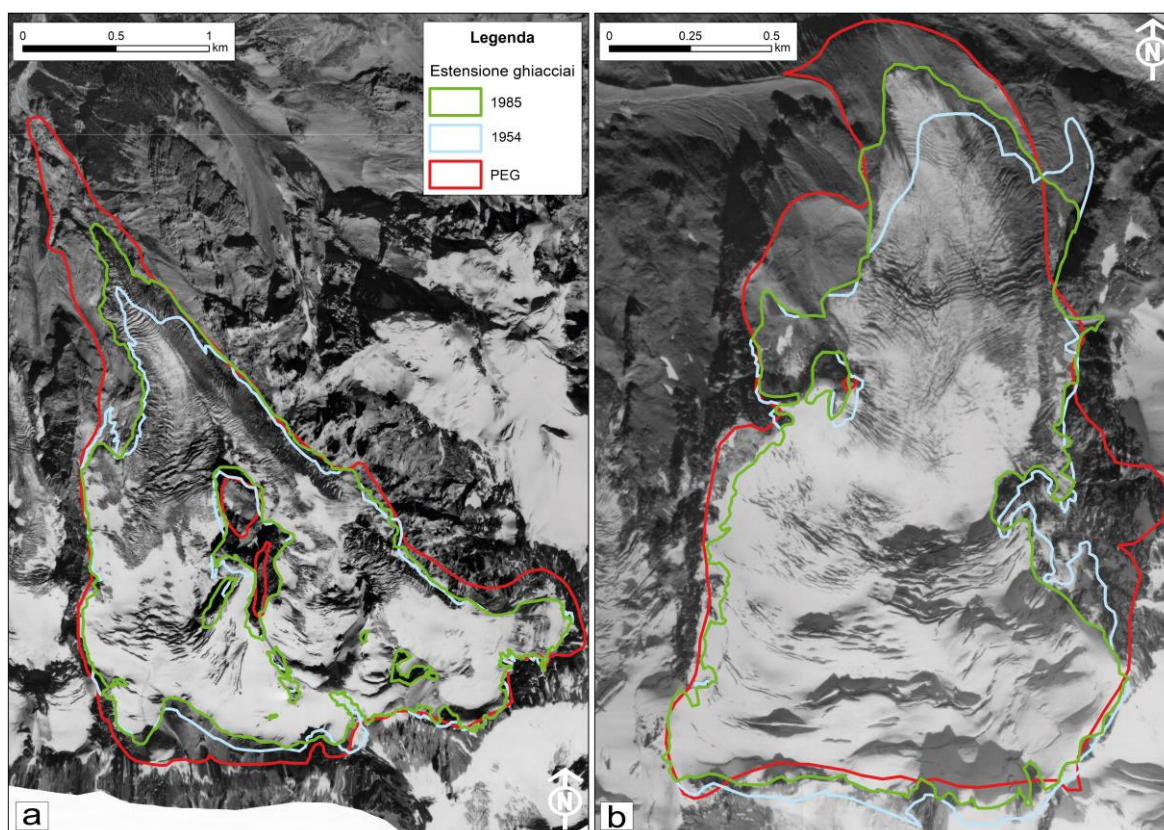


Figura 35. Fase di riavanzata degli anni Ottanta in due ghiacciai d'esempio in cui si illustra l'estensione del corpo glaciale durante la PEG, nel 1954 e nel 1985. (a) Ghiacciaio del Gruppo Ortles/Cevedale Ovest con base l'ortofoto del 1985, (b) ghiacciaio delle Alpi Venoste con base l'ortofoto del 1985.

Si osservi come il limite mappato nel 1985 si trovi rispettivamente a circa 360 m (Figura 35a) e 200 m (Figura 35b) più avanti rispetto alla fronte delineata nel 1954. A supporto di tale tesi, c'è l'andamento della variazione media annuale della superficie (Figura 15) che dal 1954 al 1985 subisce un decremento, passando da un valore di  $-0,90 \% a^{-1}$  a  $-0,30 \% a^{-1}$ , trend che inverte immediatamente direzione dopo il 1985, arrivando ad un valore di  $-1,55 \% a^{-1}$  nel 1994.

Questa fase di rallentamento della contrazione areale ha una durata di poco meno di un decennio, e non trova completamente una sincronia per tutti i settori. I ghiacciai reagiscono in maniera differente ai cambiamenti climatici, talune volte anche in ritardo rispetto alla causa scatenante, e ciò dipende da diversi fattori. Le dimensioni e l'altitudine a cui si trova un ghiacciaio sono sicuramente le caratteristiche che giocano un ruolo principale in queste



fasi di ritiro e/o avanzata. Questa relazione, più o meno forte, è stata confermata dai coefficienti di correlazione calcolati per i cinque settori (Tabelle 12, 13, 14, 15, 16).

Le fluttuazioni della fronte dei ghiacciai possono essere guidate anche da altri fattori, come ad esempio cambiamenti di temperatura e precipitazione, generalmente la temperatura gioca un ruolo principale (Mackintosh et al., 2002; Giesen & Oerlemans, 2010), inoltre anche l'esposizione dei ghiacciai può influire sulla fluttuazione della variazione areale.

Lo studio, in aggiunta, ha messo in luce alcuni aspetti critici della fase di recessione. Infatti, mentre l'andamento della superficie nel tempo segue un trend negativo, la numerosità dei ghiacciai ha un comportamento più complesso, dovuto alle dinamiche differenti dei corpi glaciali.

Intervengono due fenomeni a chiarirne l'andamento, ovvero le estinzioni e la frammentazione dei ghiacciai. È chiaro come nel periodo PEG-2014 molti ghiacciai si siano estinti e molti altri si siano frammentati (Tabella 2), ed è proprio quest'ultimo evento che ha fatto in modo che la numerosità dei ghiacciai analizzati variasse molto nel tempo.

Già a partire dal 1945 cinquantatré ghiacciai si estinguono rispetto alla PEG, significa che in quell'anno fotografico dovrebbero essere presenti 161 ghiacciai, invece se ne contano ben 206 (Tabelle 2 e 17).

Gli apparati che si sono aggiunti, derivano tutti da frammentazioni di ghiacciai più grandi. È un fenomeno che si può osservare in quasi tutti gli anni analizzati e, quello che si verifica è la disgregazione dei ghiacciai appartenenti alle classi areali maggiori (0,5-1,0 km<sup>2</sup>; 1,0-2,0 km<sup>2</sup>; 2,0-5,0 km<sup>2</sup> e > 5,0 km<sup>2</sup>) con la conseguente redistribuzione nelle classi areali inferiori (< 0,1 km<sup>2</sup> e 0,1-0,5 km<sup>2</sup>).

Tabella 17. Variazione di numerosità dei ghiacciai nel periodo 1860-2014 per classe dimensionale. Tabella esplicativa delle Figure 13 e 14.

Classe areale (km <sup>2</sup> )	Numerosità ghiacciai									
	1860	1945	1954	1985	1994	2003	2006	2008	2011	2014
< 0,1	35	82	88	112	134	161	162	128	129	150
0,1-0,5	85	76	74	70	55	48	48	42	41	39
0,5-1,0	45	22	24	14	13	12	11	11	11	11
1,0-2,0	27	15	12	12	11	8	8	7	7	6
2,0-5,0	16	6	5	4	4	5	5	6	6	6
> 5,0	6	5	4	4	4	3	3	2	2	2
Totale	214	206	207	216	221	237	237	196	196	214

Nel 1945 tutte le classi dimensionali maggiori subiscono una diminuzione, ad eccezione della più piccola (< 0,1 km<sup>2</sup>), nella quale il numero di ghiacciai passa da 35 durante la PEG a 82 nel 1945 (Tabella 17, Figure 13a e 13b). Questo significa che i trentatré ghiacciai frammentati in quell'anno si sono suddivisi in 45 corpi più piccoli.

Medesima situazione si verifica l'anno successivo, nel 1954, nella quale si registra una estinzione e due frammentazioni (Tabelle 5 e 6). Però, l'analisi della numerosità dei ghiacciai per classe dimensionale non mostra solo gli eventuali ghiacciai estinti e/o frammentati, ma anche la quantità di corpi glaciali che nel tempo riducono sistematicamente le proprie dimensioni.

Questo permette di spiegare come nel 1954, con una sola estinzione e due frammentazioni, il numero di ghiacciai nella classe inferiore ( $< 0,1 \text{ km}^2$ ) sia passato da 82 esemplari nel 1945 a 88 nel 1954 e nella classe areale da  $0,5-1,0 \text{ km}^2$  sia variato da 22 a 24 apparati (Tabella 17, Figure 13b e 13c).

Stesso andamento viene registrato per il 1985, 1994, 2003 e 2006. Il 2008 ha un comportamento leggermente differente, infatti si registrano 196 ghiacciai con rispettivamente 42 estinzioni (Tabella 5) e 8 ghiacciai che si sono frammentati (Tabella 6). Non è possibile spiegare come nel 2006 con 237 ghiacciai presenti si possa passare a 196 corpi nel 2008 con la sola estinzione e/o frammentazione (Tabella 17), in questo caso dev'essere intervenuto un altro processo.

L'unica spiegazione è che alcuni ghiacciai dal 2006 al 2008 abbiano aumentato la propria area, anche di poco, e si siano riconnessi a corpi glaciali dal quale si erano frammentati gli anni precedenti.

Tra il 2008 ed il 2011 non si rinvergono grosse differenze, oltretutto non ci sono né estinzioni né frammentazioni. In questo caso si può dire con sicurezza che un ghiacciaio di dimensioni comprese tra  $0,1-0,5 \text{ km}^2$  si è ridotto di dimensioni per rientrare nella categoria dimensionale inferiore (Tabella 17). Mentre nel periodo 2011-2014 si registrano due estinzioni (Tabella 5) e 8 ghiacciai frammentati in 18 corpi distinti (Tabella 6), ciò comporta la presenza di due ghiacciai in più rispetto a quanto ci si aspetterebbe. Le motivazioni potrebbero essere:

- Formazione di due piccoli ghiacciai dove nel 2011 non c'erano;
- Eventuale errore di mappatura.

L'analisi del tasso di variazione areale ha fornito un'ulteriore conferma del fatto che nell'intervallo PEG-2014 ci sono stati periodi in cui la contrazione della superficie dei ghiacciai è stata più forte rispetto che ad altri. Si è avuto un deciso incremento del tasso di variazione nei periodi 1985-1994 (un aumento di 5,2 volte), 2003-2008 (aumento di 2,8 volte), 2011-2014 (aumento di 4,1 volte) (Figura 15), che sono gli stessi intervalli in cui vengono registrate le maggiori estinzioni e frammentazioni (Tabella 2).

I ghiacciai di questo studio sono per la maggior parte di piccole dimensioni (Tabella 17) ed inoltre se si considera l'alta sensibilità dei corpi glaciali di piccole-medie dimensioni ai cambiamenti climatici (Haeberli & Beniston, 1998; Tennant et al., 2012) e la relativa bassa altitudine alla quale si trovano (Figure 26, 27, 28), non sorprende che il tasso di decrescita media annuale (MDA) nel periodo PEG-2014 nelle Alpi dello Stubai ( $-0,41 \% \text{ a}^{-1}$ ), Alpi Venoste ( $-0,47 \% \text{ a}^{-1}$ ), Gruppo di Tessa ( $-0,56 \% \text{ a}^{-1}$ ), Gruppo Ortles/Cevedale Est ( $-0,50 \% \text{ a}^{-1}$ ) e Gruppo Ortles/Cevedale Ovest ( $-0,37 \% \text{ a}^{-1}$ ) sia maggiore della stima media di  $-0,33 \% \text{ a}^{-1}$  per le Alpi Europee (1850-2000, Zemp et al., 2008).

Tuttavia, poiché questa stima è fatta a scala della catena alpina, è probabile che ci sia una notevole incertezza sui ghiacciai di piccole dimensioni, e quindi fare un confronto diretto con l'inventario redatto in questo studio risulta essere inappropriato.

Molto più corretto è confrontarsi con altri inventari e/o studi effettuati ad una scala inferiore, considerando ad esempio delle sotto-regioni come fatto in questo lavoro. Tale confronto lo si ritrova nello studio di Scotti et al. (2014) in cui sono stati registrati valori di contrazione areale simili, trovando nelle sotto-regioni di Livigno, Disgrazia ed Orobie i seguenti valori:  $-0,55 \% \text{ a}^{-1}$ ,  $-0,45 \% \text{ a}^{-1}$  e  $-0,50 \% \text{ a}^{-1}$  (1860-2007).

Tassi post-PEG simili sono stati registrati anche in altre parti del mondo, come nei Pirenei Spagnoli ( $-0,78 \text{ \% a}^{-1}$ ) (1894-2001, Gonzàles Trueba et al., 2008), oppure nelle Montagne Rocciose in Canada ( $-0,50 \text{ \% a}^{-1}$ ) (1919-2006, Tennant et al., 2012). In molti altri luoghi invece i tassi risultano essere decisamente più bassi come nella parte meridionale della Norvegia ( $-0,13 \text{ \% a}^{-1}$ ) (1750-2003, Baumann et al., 2009).

Vale la pena sottolineare il fatto che questi dati sono dei valori mediati su tutto il periodo (post-PEG ad oggi), mentre conducendo un'analisi su intervalli temporali più specifici i dati che emergono sono ancora più allarmanti.

Inoltre, i ghiacciai presenti in questo studio si trovano relativamente ad una bassa altitudine, mediamente compresa tra i 2829 m e 3309 m (Figure 4 e 5, Tabella 18) nel 2014. La suddivisione in sotto-regioni rivela una considerevole variabilità spaziale nelle fluttuazioni del tasso medio annuale di variazione di quota ( $\text{m a}^{-1}$ ).

Tabella 18. Variazione nel periodo PEG-2014 dell'elevazione minima e massima (media) e del tasso medio annuale di variazione di quota nei settori.

Sotto regione	Elevazione (m)				Tasso medio annuale di variazione di quota ( $\text{m a}^{-1}$ )	
	PEG		2014		PEG-2014	
	$E_{\min}$	$E_{\max}$	$E_{\min}$	$E_{\max}$	$E_{\min}$	$E_{\max}$
Stubai	2546	3097	2845	3021	1,9	-0,5
Venoste	2714	3271	3021	3238	2,0	-0,2
Tessa	2601	3077	2829	2977	1,5	-0,7
O-C Est	2634	3260	3037	3240	2,6	-0,1
O-C Ovest	2386	3543	2919	3309	3,5	-1,5

Nel periodo 1860-2014 il tasso medio annuale di variazione di quota riferito ad  $E_{\min}$  aumenta in tutti i settori, ed è minima nel Gruppo di Tessa ( $1,5 \text{ m a}^{-1}$ ) seguita dalle Alpi dello Stubai ( $1,9 \text{ m a}^{-1}$ ), Alpi Venoste ( $2,0 \text{ m a}^{-1}$ ), Gruppo Ortles/Cevedale Est ( $2,6 \text{ m a}^{-1}$ ) ed il massimo ( $3,5 \text{ m a}^{-1}$ ) nel settore del Gruppo Ortles/Cevedale Ovest.

Quest'ultimo è contrassegnato anche dal maggior valore del tasso medio annuale di variazione di quota di  $E_{\max}$  ( $-1,5 \text{ m a}^{-1}$ ), seguito dal Gruppo di Tessa ( $-0,7 \text{ m a}^{-1}$ ), Alpi dello Stubai ( $-0,5 \text{ m a}^{-1}$ ), Alpi Venoste ( $-0,2 \text{ m a}^{-1}$ ) e Gruppo Ortles/Cevedale Est ( $-0,1 \text{ m a}^{-1}$ ).

Tassi simili, ma comunque inferiori, sono stati registrati in Lombardia (Scotti et al., 2014), in cui i valori del tasso di  $E_{\min}$  è minimo nel settore di Livigno ( $0,7 \text{ m a}^{-1}$ ), intermedio nelle Orobie ( $1,0 \text{ m a}^{-1}$ ) e massimo nel Disgrazia ( $1,9 \text{ m a}^{-1}$ ). Mentre  $E_{\max}$  mostra valori minimi per il Disgrazia ( $-0,6 \text{ m a}^{-1}$ ), seguito poi dal Livigno ( $-0,7 \text{ m a}^{-1}$ ) ed Orobie ( $-1,1 \text{ m a}^{-1}$ ).

L'analisi simultanea dell'elevazione ( $E_{\min}$  e  $E_{\max}$ ) e della contrazione areale nel tempo permette di valutare qualitativamente il trend volumetrico dei ghiacciai.

Gli andamenti dei tre attributi ( $E_{\min}$ ,  $E_{\max}$ , MDA/AAD) proposti da Scotti et al. (2014) negli intervalli 1860-1954, 1954-1990, 1990-2003 e 2003-2007 (Figura 36) ricalcano in maniera

somigliante quanto prodotto in questo studio per le cinque sotto-regioni (Figure 29 e 30), sebbene siano stati analizzati periodi differenti.

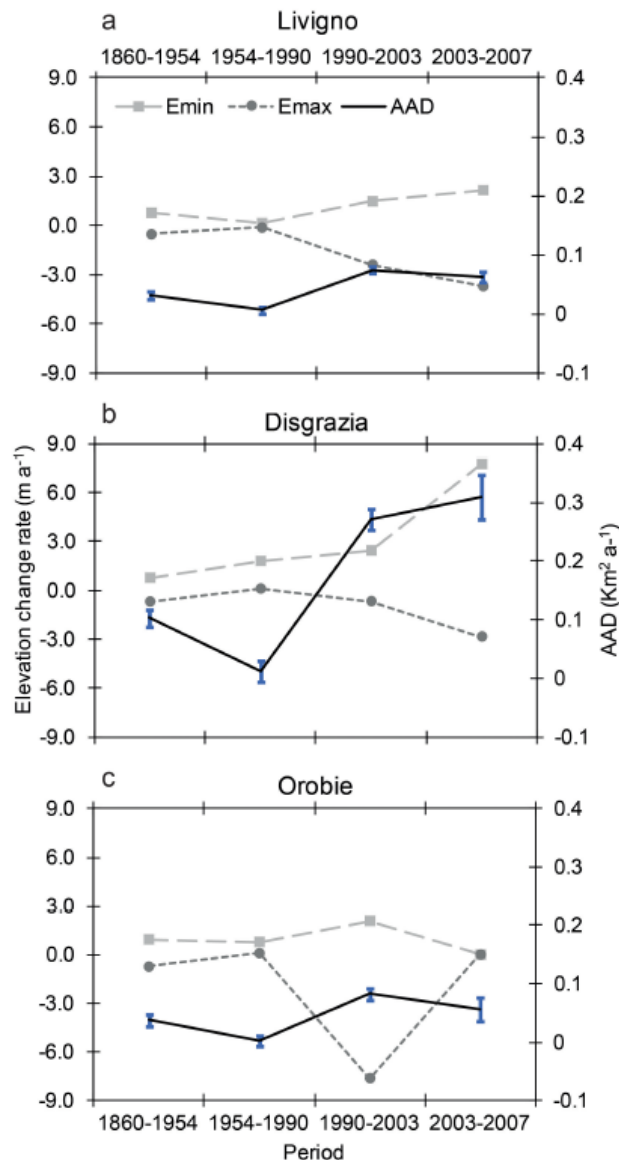


Figura 36. Tasso medio annuale di variazione di quota ( $m a^{-1}$ ) e decrescita media annuale (AAD) espressa in  $km^2 a^{-1}$  in (a) Livigno, (b) Disgrazia e (c) Orobie (da Scotti et al., 2014).

I differenti trend dei segmenti relativi ad  $E_{min}$  ed  $E_{max}$  possono fornire utili informazioni; ad esempio in diversi casi le rette che congiungono i due parametri divergono l'una dall'altra, questo si verifica a partire dal 1985 e si protrae sino al 2006 o 2008 (Figure 29 e 30), è un indice netto di perdita di volume dei ghiacciai. Nei settori di Livigno, Disgrazie ed Orobie il medesimo trend viene osservato a partire dal 1990 (Figura 36).

Al termine di questi periodi negativi si può incorrere in un trend opposto, in cui  $E_{min}$  ed  $E_{max}$  si sovrappongono attorno ad un valore nullo di tasso di elevazione medio annuale (Figure 29a e 29b), questa stabilità nel tasso di elevazione e della simultanea minor decrescita areale, suggerisce una perdita volumetrica causata dalla diminuzione della larghezza dei ghiacciai. È possibile poi individuare altri andamenti minori, che a volte si verificano in un solo periodo, come è avvenuto per il Gruppo di Tessa dal 1945 al 1954 (Figura 29c). In questo caso,  $E_{min}$  ed  $E_{max}$  aumentano simultaneamente nel tempo in modo molto lieve, suggerendo

che in media il ghiaccio perso nella parte terminale sia quasi del tutto rimpiazzato dall'aumento dell'elevazione del bacino di accumulo dei ghiacciai.

In Scotti et al. (2014) fino al 1990 si osserva un generale declino di MDA/AAD ed una generale convergenza dei segmenti di  $E_{\min}$  ed  $E_{\max}$  in Livigno (Figura 36a) e nelle Orobie (Figura 36c), mentre nel Disgrazia (Figura 36b) sia  $E_{\min}$  ed  $E_{\max}$  aumentano leggermente, come accaduto per il Gruppo di Tessa.

Per quanto riguarda le relazioni sussistenti tra la contrazione areale e gli altri attributi, come si è potuto osservare nelle Tabelle 12, 13, 14, 15 e 16 i coefficienti di correlazione non hanno restituito dei valori molto vicini ad 1. Al contrario, per molti attributi non è presente alcuna relazione (precipitazione media annuale, radiazione solare, esposizione e molte volte anche la pendenza media dei ghiacciai).

I maggiori coefficienti di correlazione sono stati registrati nelle Alpi Venoste ( $r=0,76$ ) e nel Gruppo Ortles/Cevedale Est ( $r=0,70$ ) inerenti alla relazione tra la contrazione areale e le dimensioni dei ghiacciai. Altre buone relazioni si ritrovano con l'elevazione massima e minima, in cui i valori maggiori di  $r$  si riscontrano nelle Alpi dello Stubai ( $E_{\min} r= -0,63$ ;  $E_{\max} r=0,65$ ).

Per quanto riguarda i settori Lombardi studiati da Scotti et al. (2014), le relazioni tra la contrazione areale ed i differenti attributi restituiscono coefficienti numericamente più bassi al confronto di questo studio, in particolare in relazione alle dimensioni dei ghiacciai. Nel settore di Livigno, Disgrazia ed Orobie si registra rispettivamente un coefficiente di correlazione di  $r=0,43$ ,  $r=0,42$  e  $r=-0,06$ . Valori simili di coefficienti di correlazione rispetto all'elevazione dei settori di Livigno ( $E_{\min}$  ( $r= -0,46$ ),  $E_{\max}$  ( $r= 0,72$ )) Disgrazia ( $E_{\max}$  ( $r=0,45$ )) ed Orobie ( $E_{\min}$  ( $r= -0,40$ )), si ritrovano nelle sotto-regioni delle Alpi Venoste, Gruppo di Tessa e Gruppi dell'Ortles/Cevedale.

## 7.1. Analisi e confronto della contrazione areale nei periodi PEG-1994 e 1994-2008

Per poter confrontare i dati di questo studio con quelli di altri lavori, è stato deciso di analizzare due periodi specifici, in modo da poterne trarre ulteriori informazioni riguardo ai ritmi di regresso.

La scelta è stata fatta sia sulla base delle immagini disponibili, sia rispetto ai periodi analizzati negli altri studi. In questo modo la decisione è ricaduta sugli intervalli PEG-1994 e 1994-2008.

Siccome la maggior parte dei ghiacciai dell'inventario presenti nelle immagini del 1994 e del 2008 sono prevalentemente di piccole dimensioni ( $< 0,1 \text{ km}^2$ ) (Figure 13e, 14h), è stato deciso di verificare come fosse l'andamento del tasso di contrazione areale nei due intervalli nelle sei classi dimensionali.

I corpi glaciali di dimensioni ridotte ( $< 0,1 \text{ km}^2$ ) subiscono inizialmente (1994) un incremento, con un tasso nel periodo positivo ( $1,0 \% \text{ a}^{-1}$ ) per poi diminuire bruscamente nel 2008 ( $-2,5 \% \text{ a}^{-1}$ ) (Tabella 19).

Tabella 19. Variazione areale e del tasso di contrazione nei periodi PEG-1994 e 1994-2008 valutati nelle differenti classi dimensionali.

Classe areale ( $\text{km}^2$ )	Area glaciale complessiva ( $\text{km}^2$ )			Tasso di variazione areale ( $\% \text{ a}^{-1}$ )	
	PEG	1994	2008	PEG-1994	1994-2008
$< 0,1$	2	4,6	3	1,0	-2,5
0,1-0,5	21,6	13,4	9,9	-0,3	-1,9
0,5-1,0	32,4	9,1	8,2	-0,5	-0,7
1,0-2,0	36,2	14,4	8,7	-0,5	-2,8
2,0-5,0	46,8	14,7	20,8	-0,5	3,0
$> 5,0$	57,9	26,6	13,3	-0,4	-3,6
Totale	196,9	82,8	63,8	-0,4	-1,6

Le classi intermedie (0,1-0,5; 0,5-1,0 e 1,0-2,0  $\text{km}^2$ ) invece subiscono un netto decremento in entrambi i periodi, arrivando a tassi sei volte superiori dal 1994 al 2008 (Tabella 19).

Per quanto concerne i ghiacciai appartenenti alle due classi superiori (2,0-5,0  $\text{km}^2$  e  $> 5 \text{ km}^2$ ) nel primo periodo (PEG-1994) queste diminuiscono con valori di -0,5 e -0,4  $\% \text{ a}^{-1}$ , l'andamento si diversifica poi nell'intervallo successivo.

Nella fattispecie la classe che va da 2,0 a 5,0  $\text{km}^2$  passa da un tasso negativo del periodo precedente ad uno positivo (valore di 3,0  $\% \text{ a}^{-1}$ ), mentre la classe superiore aumenta il suo tasso di circa nove volte (-3,6  $\% \text{ a}^{-1}$ ) (Tabella 19).

In generale il tasso di contrazione post-1994 quadruplica il suo valore rispetto al tasso pre-1994. Tuttavia, per poter avere una visione più dettagliata dei ghiacciai censiti, è stato deciso di condurre le analisi di contrazione areale, nei due intervalli di tempo designati, nelle cinque sotto-regioni.

Quello che emerge è che in 134 anni circa i tassi di variazione areale sono nettamente più bassi rispetto agli ultimi 14 anni (1994-2008), condizione che si verifica per tutti i settori. Le Alpi dello Stubai, Alpi Venoste e Gruppo di Tessa sono le sotto-regioni con le distribuzioni più variabili per il periodo 1994-2008 con valori che oscillano rispettivamente

tra  $-0,8$  e  $-5,9$  %  $a^{-1}$ , tra  $-0,8$  e  $-6,9$  %  $a^{-1}$  ed infine tra  $-0,3$  e  $-6,9$  %  $a^{-1}$ , mentre i Gruppi Ortles/Cevedale hanno distribuzioni più contenute (Figura 37).

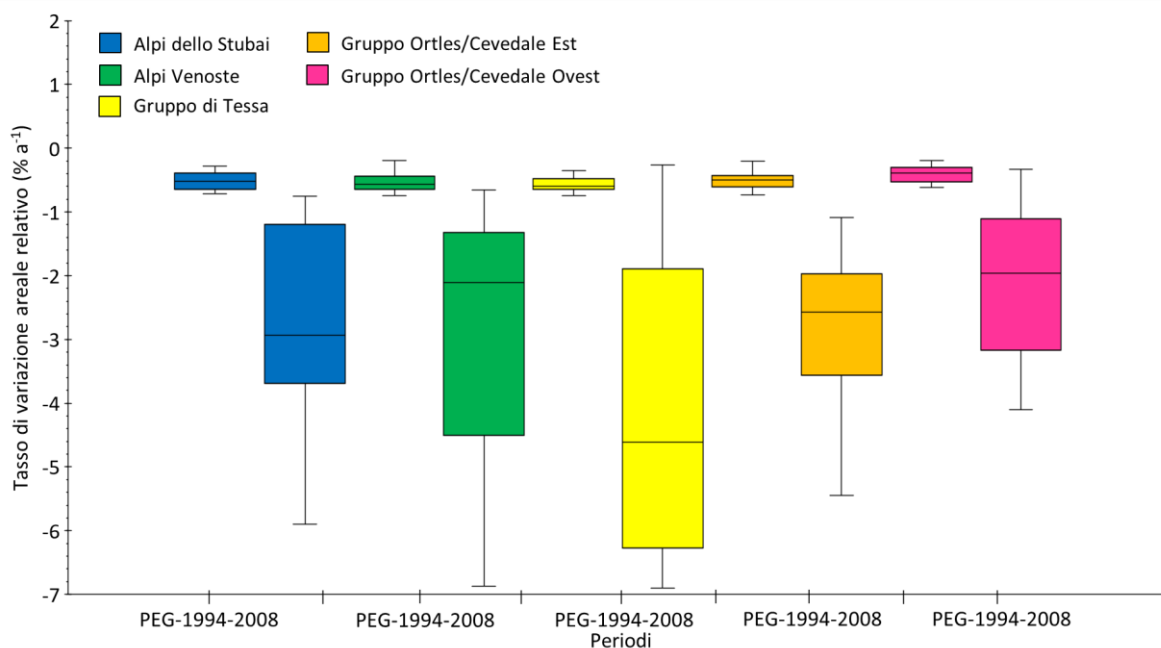


Figura 37. Boxplot inerenti al tasso di cambiamento areale relativo (%  $a^{-1}$ ) nei periodi 1860-1994 e 1994-2008 per i cinque settori. Le linee orizzontali indicano la mediana, mentre le scatole rappresentano il venticinquesimo e settantacinquesimo percentile, i baffi contrassegnano il decimo ed il novantesimo percentile. Gli outliers non sono stati rappresentati per motivi di scala.

Guardando l'andamento del tasso di variazione relativo (%  $a^{-1}$ ) è evidente come i valori post-1994 siano mediamente quadruplicati rispetto a quelli pre-1994, in cui il Gruppo di Tessa (7,2 volte) ed il Gruppo Ortles/Cevedale Est (6,3 volte) registrano le maggiori crescite (Tabella 20).

Tabella 20. Variazione di numerosità ed area complessiva dei ghiacciai, calcolato il tasso di variazione areale (%  $a^{-1}$ ) nelle cinque sotto-regioni nel periodo PEG-1994 e 1994-2008.

Settore	Numero di ghiacciai			Area glaciale complessiva (km <sup>2</sup> )			Tasso di variazione areale (% $a^{-1}$ )		Accelerazione della variazione areale
	PEG	1994	2008	PEG	1994	2008	PEG-1994	1994-2008	Post-1994 / Pre-1994
Stubai	18	29	22	25,2	12,1	9,8	-0,50	-2,7	x 5,4
Venoste	66	67	48	50,5	21	15,9	-0,53	-2,9	x 5,5
Tessa	58	64	53	23,7	6,2	3,8	-0,57	-4,1	x 7,2
O-C Est	57	45	48	49,7	17,2	12,2	-0,51	-3,2	x 6,3
O-C Ovest	15	23	30	47,8	26,3	22,2	-0,41	-2,1	x 5,1

In particolare, il tasso di variazione areale post-1994 nelle Alpi dello Stubai, Alpi Venoste, Gruppo di Tessa, Gruppo Ortles/Cevedale Est ed Ovest sono rispettivamente  $-2,7$  %  $a^{-1}$ ,  $-2,9$  %  $a^{-1}$ ,  $-4,1$  %  $a^{-1}$ ,  $-3,2$  %  $a^{-1}$  e  $-2,1$  %  $a^{-1}$ , ovvero rispettivamente di 5,4, 5,5, 7,2, 6,3 e 5,1 volte i tassi pre-1994. I tassi maggiori si rinvencono nei settori in cui la variazione post-PEG

è la massima registrata, ovvero nel Gruppo di Tessa e nel Gruppo Ortles/Cevedale Est. Queste due sotto-regioni sono accumulate dalla più bassa quantità di precipitazione media annua (790-1285 mm a<sup>-1</sup>) (Tabella 21, Figure 2b e 3b).

Tabella 21. Confronto della variazione delle quote dei centri e delle precipitazioni media annuali nei settori di studio nel 2014 e nei settori lombardi nel 2007.

Settore	Precipitazione (mm a <sup>-1</sup> )			Elevazione centroide (m)		
	Media	Mediana	Range	Media	Mediana	Range
Stubai	1380	1420	1125-1485	2905	2935	2725-3135
Venoste	1270	1275	1150-1435	3140	3130	2850-3470
Tessa	1100	1110	935-1200	2900	2900	2560-3225
O-C Est	1015	1025	790-1285	3120	3100	2875-3425
O-C Ovest	1270	1255	1005-1780	3130	3070	2580-3720
Disgrazia	1295	1300	1210-1370	2915	2925	2445-3215
Livigno	1070	1065	790-1200	2880	2860	2775-3050
Orobie	1680	1680	1620-1770	2500	2525	2055-2900

Quest'ultimi hanno tassi di contrazione simili ai settori delle Alpi Lombarde di Livigno (7,2 volte) e del Disgrazia (6,6 volte) nei periodi 1860-1990 e 1990-2007 (Figura 38) (Scotti et al., 2014). Per quanto riguarda i settori delle Alpi dello Stubai, Alpi Venoste ed il Gruppo O-C Ovest vengono registrati tassi post-1994 più bassi del settore Lombardo delle Orobie (6,1 volte) (Scotti et al., 2014). Questo settore lombardo è situato ad un'altitudine media compresa tra 2100 e 2500 m, e riceve una precipitazione media annuale di 1680 mm (Tabella 21) (Scotti et al., 2014).

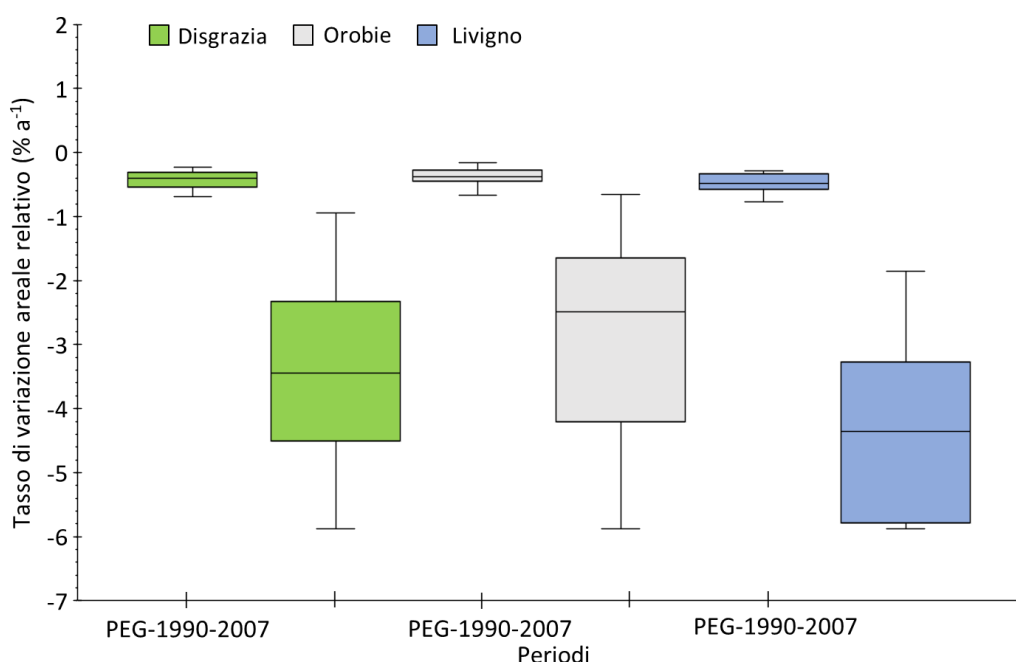


Figura 38. Boxplot inerenti al tasso di cambiamento areale relativo (% a<sup>-1</sup>) nei periodi 1860-1990 e 1990-2007 per i tre settori Lombardi. Le linee orizzontali indicano la mediana, mentre le scatole rappresentano il venticinquesimo e settantacinquesimo percentile, i baffi contrassegnano il decimo ed il novantesimo percentile. Gli outliers non sono stati rappresentati per motivi di scala (Scotti et al., 2014).



## 8. Conclusioni

La tesi qui presentata ha visto la compilazione di un inventario multi-temporale esteso dalla massima estensione della PEG (ca. 1860) all'estensione del 2014 per la parte centro-occidentale dell'Alto Adige. Sono stati mappati 2144 ghiacciai, di cui 214 appartenenti all'inventario di Knoll et al. (2009) e 237 derivanti dall'inventario Provinciale del 2006.

In particolare, sono state esaminate le variazioni di area ed altitudine. Durante questo intervallo di tempo, è emerso che complessivamente l'estensione areale dei ghiacciai è diminuita del 70,1 % e che il 77% degli apparati si è esinto. Questa contrazione è avvenuta ad un tasso medio di  $-0,19 \% a^{-1}$ .

Dal punto di vista altitudinale i ghiacciai appartenenti a questo inventario, nel 2014, si trovano mediamente ad una quota compresa tra i 2829 m ed i 3309 m. È stato osservato che la media dell'altitudine minima (fronti dei ghiacciai) alla quale si trovano i ghiacciai è aumentata dal 1860 al 2014 con un tasso annuale di  $2,1 m a^{-1}$ , mentre la media dell'elevazione massima è diminuita con un tasso di  $0,4 m a^{-1}$ .

L'incremento termico successivo al termine della PEG è senza dubbio una delle cause principali della deglaciazione dei ghiacciai di questo studio, come documentato in altri settore delle Alpi e nelle principali catene montuose terrestri delle medie latitudini.

In particolare, i parossismi termici estivi registrati dopo il 2002, sono stati in grado di eccedere la resistenza del "sistema-ghiacciaio", in modo quasi indipendente dall'entità degli accumuli (Bonardi et al., 2012). Inoltre, un'altra concausa di questo rapido ritiro degli ultimi anni è da ascrivere alla relativa bassa posizione altimetrica in cui i ghiacciai sono distribuiti. Sebbene il trend della recessione dei ghiacciai sia negativo, si notano dei periodi di stasi e di riavanzate, in cui si evidenzia un apparente incremento negli anni Ottanta con una forte perdita di massa successiva.

L'analisi delle cinque sotto-regioni ha messo in evidenza in modo ancora più marcato questo andamento ed ha messo in luce aspetti interessanti riguardo alla relazione tra la contrazione areale ed altri attributi. Esiste infatti una chiara correlazione diretta tra la contrazione areale e le dimensioni dei ghiacciai (GS) per i settori delle Alpi Venoste ( $r=0,76$ ) e del Gruppo Ortles/Cevedale Est ( $r=0,70$ ) nel periodo 1860-2014. Nei tre settori lombardi (Orobie, Disgrazia e Livigno) esaminati da Scotti et al., (2014), tale correlazione è risultata molto meno chiara nel periodo 1860-2007.

È stato inoltre messo in evidenza come la variazione areale dei ghiacciai post-1994 sia circa un'ordine di grandezza più veloce dei tassi pre-1994, il cui trend aumenta in maniera marcata dal 2006 in tutti i settori. Il Gruppo di Tessa ed il Gruppo Ortles/Cevedale Est sono i settori che maggiormente hanno mostrato tassi di ritiro post-1994 maggiori, con valori 7 e 6 volte superiori a quelli registrati nel periodo 1860-1994. Le possibili cause potrebbero essere attribuite alle relativamente basse precipitazioni medie annuali registrate nei settori, mediamente comprese tra i 700 ed i 1300  $mm a^{-1}$ , e nel caso del Gruppo di Tessa, in aggiunta, alle basse altitudini alle quali si trovano i ghiacciai (tra i 2750 e 2900 m).

I tassi di contrazione areale post-1994 derivati per le altre tre sotto-regioni sono mediamente 5,3 volte più alti rispetto a quelli pre-1994, ma comunque nettamente inferiori a quelli registrati nelle Orobie (6,1 volte superiori ai valori pre-1990). I ghiacciai presenti nelle Orobie sono considerati tra i più resilienti al cambiamento climatico in ambiente alpino (Bonardi et al., 2012), a causa delle loro caratteristiche topografiche (e.g. circhi profondi ed

orientati a nord), ma soprattutto a causa delle abbondanti precipitazioni (Scotti et al., 2014). In tal senso, i valori di contrazione areale post-1994 inferiori alle Orobie rappresentano un elemento di sorpresa e di per sé costituiscono un contributo originale alla compressione della criosfera Alpina. La motivazione di un simile andamento potrebbe essere collegato alle elevate quote che caratterizzano i ghiacciai di Alpi Venoste, Alpi dello Stubai e del Gruppo Ortles/Cevedale Occidentale (Figure 4 e 5).

## 9. Bibliografia

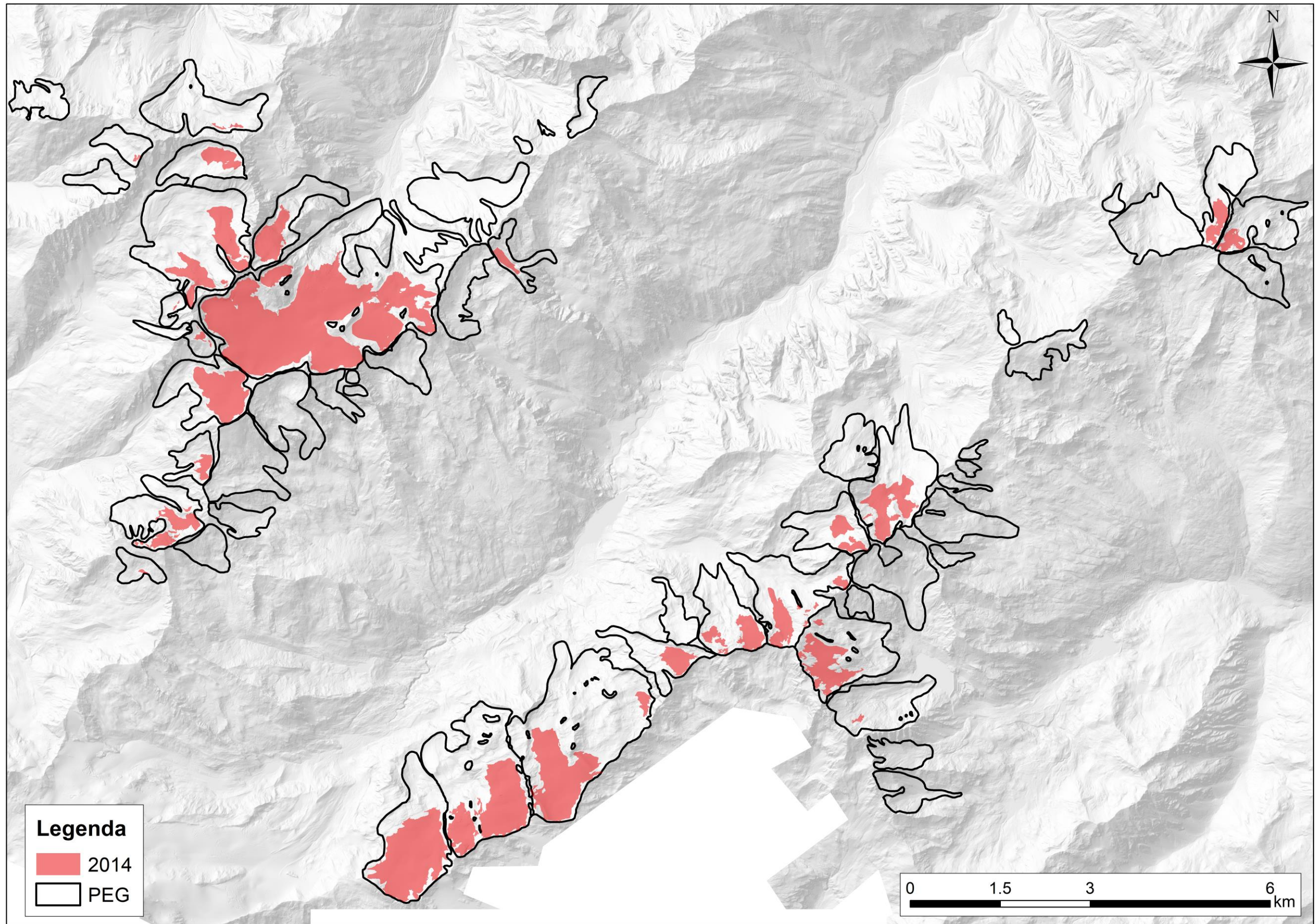
- ADLER S., CHIMANI B., DRECHSEL S., HASLINGER K., HIEBL J., MEYER V., RESCH G., RUDOLPH J., VERGENER J., ZINGERLE C., MARGIO G., FISCHER A. AND SEISER B., (2015). *Das Klima von Tirol - Sudtirol - Belluno: 1981-2010. Vergangenheit - Gegenwart - Zukunft. Zentralansatz für Meteorologie und Geodynamik, Sudtirol*. Abteilung Brand - und Zivilschutz (Hrsg.), Fotofito Varesco, Auer. 102pp.
- AHLMANN H. W., (1948). *Glaciological research on the North Atlantic coasts*. London, Royal Geographical Society (Research Series 1).
- BARGOSSO G. M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MORELLI C., MORETTI A., POLI S., ZANCHETTA S. & ZANCHI A., (2010). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 013 Merano*. APAT - Dipartimento Difesa del Suolo- Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- BAUMANN S., WINKLER S. & ANDREASSEN L. M., (2009). *Mapping glaciers in Jotunheimen, South-Norway, during the "Little Ice Age" maximum*. The Cryosphere, 3, 231-243, doi:10.5194/tc-3-231-2009.
- BEEDLE M. J., MENOUNOS B. & WHEATE R., (2015). *Glacier change in the Cariboo Mountains, British Columbia, Canada (1952-2005)*. The Cryosphere, 9, 65-80. doi:10.5194/tc-9-65-2015.
- BERTHIER E., SCHIEFER E., CLARKE G. K. C., MENOUNOS B. & RÉMY F., (2010). *Contribution of Alaskan glaciers to sea-level rise derived from satellite imagery*. Nature geoscience, Vol. 3, pp. 92-95, doi:10.1038/ngeo737.
- BRARDINONI F. & HASSAN M. A., (2006). *Glacial erosion, evolution of river profiles, and the organization of process domains in the mountain drainage basins of coastal British Columbia*. J. Geophys. Res.-Earth Surf., 111, F01013, doi: 10.1029/2005JF000358.
- BONARDI L., ROVELLI E., SCOTTI R., TOFFALETTI A., URSO M. & VILLA F., (2012). *I ghiacciai della Lombardia. Evoluzione e attualità*. Editore Hoepli, 328 pagine.
- CASAROTTO C. & BERTONI E., (2015). *Estensione dei ghiacciai trentini dalla fine della Piccola Età Glaciale a oggi. Rilevamento sul terreno, digitalizzazione gis e analisi*. Museo delle Scienze, Muse, rif. prot. PAT n. S175/2015/22128/17.10.20152.
- CASTIGLIONI G. B., (1998). *Geomorfologia*. Utet editore, seconda ristampa, V-436, 255-314.
- CHURCH J. A., CLARCK P.U. CAZENAVE A., GREGORY J. M., JEVREJEVA S., LEERMANN A., MERRIFIELD M. A., MILNE G. A., NEREM R. S., NUNN P. D., PAYNE A. J., PFEFFER W. T., STAMMER D. & UNNIKRISHNAN A. S., (2013). *Sea Level Change*. In Stocker T.F., Qin D., Plattner G. K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V & Midgley P. M. [eds.], *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

- COGLEY J. G., HOCK R., RASMUSSEN L. A., ARENDT A. A., BAUDER A., BRAITHWAITE P., JANSSON G., KASER G., MÖLLER M., NICHOLSON L. & ZEMP M. (2011). *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris.
- CONTI P., (1995). *La falda dell'Ortles: struttura interna e suo ruolo nell'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Prov. Sondrio, Bolzano e Cantone dei Grigioni)*. Ph.D Thesis, Universität Basel, Basel, Schweiz.
- CONTI P., (1997). *La Falda austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera- Italia): con 17 tavole allegate. Volume 53 di Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, ISSN 0536-0242*. Istituto poligrafico e Zecca dello Stato, 102 pagine.
- DAL PIAZ G.B., (1934). *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Memorie dell'Istituto di Geologia Università di Padova, 10, 245 pp.
- DAL PIAZ G.B., (1936). *La struttura delle Austridi. Nota III. Il sistema austro alpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi delle Venezia Tridentina e del Tirolo orientale*. Atti della Reale Accademia delle Scienze di Torino, 71, 1-29.
- DAL PIAZ G.B., (1937). *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austroalpino delle Alpi orientali*. Rendiconti dell'Accademia Nazionale dei Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat, 25, 392-398.
- EASTERBROOK D. J., (1999). *Surface processes and landforms*. In: Prentice Hall (2nd edition) (Eds), 546 pages, 294-393.
- FINK A. H., BRUCHER T., KRUGER A., LECKEBUSH G. C., PINTO J. G., ULBRICH U., (2004). *The 2003 European summer heatwaves and drought - synoptic diagnosis and impacts*. Weather 59, 209-216.
- FISCHER M., HUSS M., BARBOUX C. & HOEZLE M., (2014). *The new Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers*. Artic, Antarctic and Alpine Research, Vol. 46, No. 4, pp. 933-945.
- FRIZZO P., (1976). *La serie metallifera delle Breonie affiorante nelle valli Ridanna e Fleres, in Alto Adige - Mineralizzazioni a Pb e Zn "primarie" e loro mobilitazione nei marmi del Complesso di Monteneve a sud delle Cime Bianche di Telves*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Trento, 53, 75-106.
- FRIZZO P. & CORNALE P., (1981). *Geologia e metallogenese nell'area di San Martino di Monteneve/Schneeberg - Val Lazzago (Alto Adige)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 100, 467-487.
- FRIZZO P., MILLS J & VISONA D., (1982). *Ore petrology and metamorphic history of Zn-Pb ores, Monteneve, Tyrol, N. Italy*. Mineralium Deposita, 17, 333-347.
- FROITZHEIM N., & EBERLI G. P., (1990). *Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland*. Geological Society of America Bulletin, 102, 1297-1308.
- FROITZHEIM N., & MANATSCHAL G., (1996). *Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (Eastern Switzerland)*. Geological Society of America Bulletin, 108-9, 1120-1133.

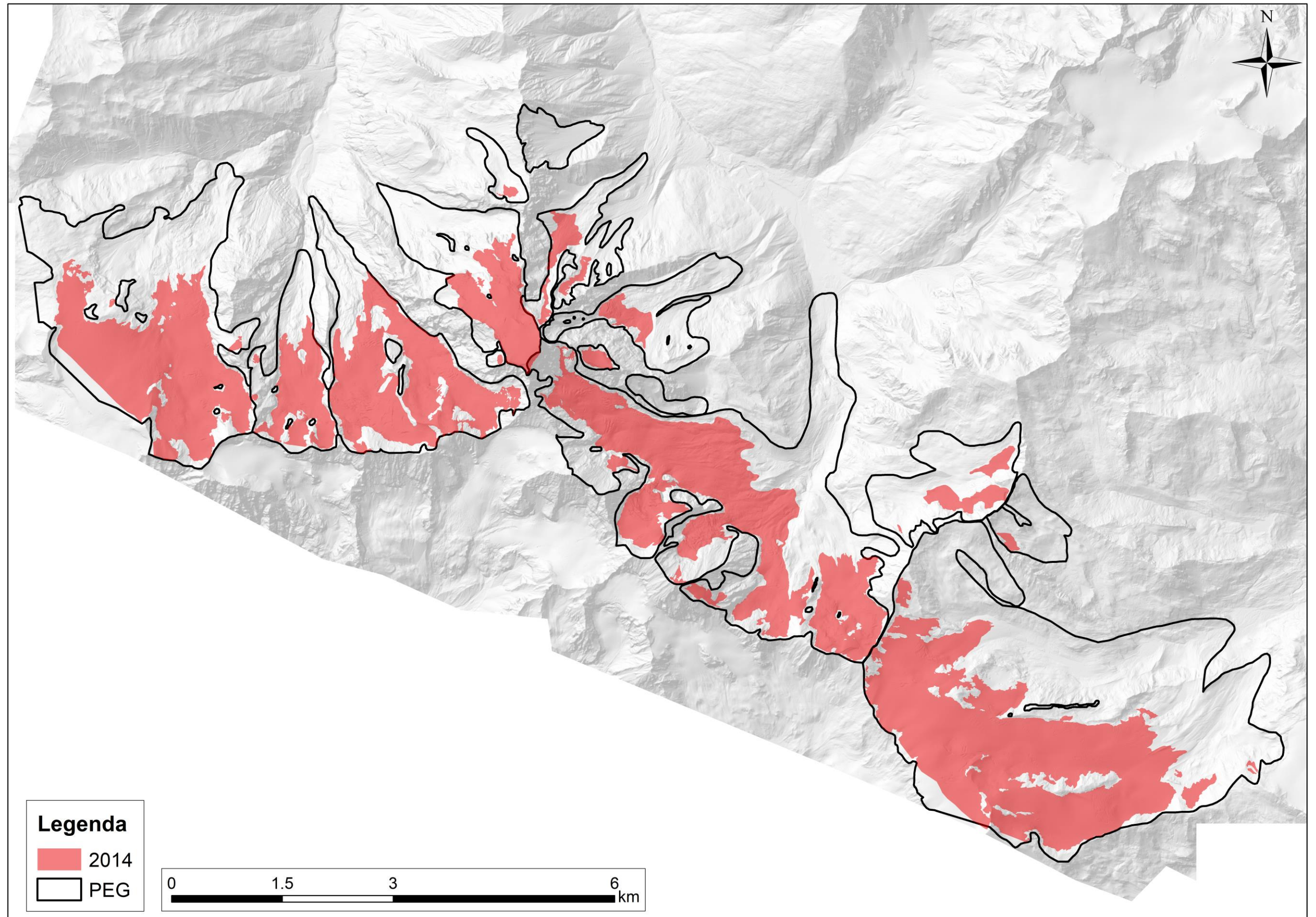
- GALOS S. P., KLUG C., PRINZ R., RIEG L., DINALE R., SAILER R., AND KASER G., (2015). *Recent glacier changes and related contribution potential to river discharge in the Vinschgau/Val Venosta, Italian Alps*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 143-154, 7 figg. 1 tab.
- GIESEN R. H. & OERLEMANS J., (2010). *Response of the ice cap Hardangerjøkulen in southern Norway to the 20<sup>th</sup> and 21<sup>st</sup> century climates*. *Cryosphere*, 4(2), 191, doi:10.5194/tc-4-191-2010.
- GONZÁLES TRUEBA J. J., MARTIN MORENO R., MARTINEZ DE PISÓN E. & SERRANO E., (2008). *"Little Ice Age" glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula*. *The Holocene*, 18, 551-568.
- HAEBERLI W. & BENISTON M., (1998). *Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps*. *Ambio*, 27, 258-265.
- HAMMER W., (1938). *Bermerkungen zu Staubs R. Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Wien, 227-237
- HOEZLE M., HAEBERLI W., DISCHL M. & PESCHKE W., (2003). *Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes*. *Global and Planetary Change* 36, 295-306.
- HOLZHAUSER H., MAGNY M. & ZUMBUHL H., (2005). *Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years*. *The Holocene*, 15: 789-801.
- KASER G., GROSSHAUSER M. & MARZEION B., (2010). *Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes*. *Proceedings of the Nation Academy of Sciences*, 107, 20223-20227, doi: 10.1073/pnas.1008162107.
- KNOLL C., KERSCHNER H., HELLER A. AND RASTNER P., (2009). *A GIS-based reconstruction of Little Ice Age glacier maximum extents for South Tyrol, Italy*. *Transactions in GIS*, 13 (15-6): 449-463.
- LAMBRECHT A. & KUHN M., (2007). *Glacier changes in the Austrian Alps during the last three decades derived from the new Austrian glacier inventory*. *Annals of Glaciology*, 46, 177-184.
- LAMBRECHT A., & MAYER C., (2009). *Temporal variability of the non-steady contribution from glaciers to water discharge in western Austria*. *Journal of Hydrology*, 376, 353-361.
- LE ROY LADURIE E., (1982). *Tempo di festa, tempo di carestia. Storia del clima dall'anno mille*. Einaudi, Torino.
- LE ROY LADURIE E., (2004). *Historie humaine et comparée du climat*. Pars: Fayard, I. Canicules et glaciers XIII-XVIII siècles.
- MACKINTOSH A. N., DUGMORE A. J. & HUBBARD A. L., (2002). *Holocene climatic changes in Iceland: evidence from modelling glacier length fluctuations at Sólheimajökull*. *Quat. Int.*, 91 (1), 39-52, doi:10.1016/S1040-6182(01)00101-X
- MAIR V., STRADA C., VOLCAN M., (2006). *Analisi del dissesto da frana nella provincia di Bolzano - Alto Adige Südtirol*. *Rapporto sulle frane in Italia*, 173-201.
- MERCALLI L. & CAT BERRO D., (2010). *Clima ed energia: capire per agire*. Società Meteorologica Italiana Onlus, (www.nimbus.it), Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (www.minambiente.it).

- MONTRASIO A., BERRA F., CARIBONI M., CERIANI M., DEICHMANN N., FERLIGA C., GREGNANIN A., GUERRA S., GUGLIELMIN M., JADOUL F., LONGHIN M., MAIR V., MAZZOCOLA D., SCIESA E. & ZAPPONE A., (2012). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 024 Bormio*. APAT - Dipartimento Difesa del Suolo- Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- MONTRESOR L. & MARTIN S., (2008). *Note illustrative della Carta Geologica della provincia di Trento alla scala 1:25.000, Tavola 25 III Rabbi*. Giunta della Provincia Autonoma di Trento.
- PAUL F., KÄÄB A., MAISCH M., KELLENBERGER T. & HAEBERLI W., (2004). *Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data*. Geophysical Research letters, vol. 31, L21402, doi: 10.1029/2004GL020816.
- PAUL F., FREY H. & LE BRIS R., (2011). *A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: challenges and results*. Annals of Glaciology, 52 (59).
- SCOTTI R., (2008). *Bilancio di massa e relazioni con il clima per alcuni ghiacciai italiani, ricostruzioni di bilanci passati e scenari per il futuro*. Laurea Magistrale, Università di Milano, Milano, Italia, 163 pp.
- SCOTTI R., (2013). *Spatial and temporal variability of glaciers and rock glaciers in the central Italian alps (Lombardy Region)*. Ph.D Thesis, University of Milano, Milano, Italia, pp.120.
- SCOTTI R., BRARDINONI F. & CROSTA G. B., (2014). *Post-LIA glacier changes along a latitudinal transect in the Central Italian Alps*. The Cryosphere, 4: 8, 2235-2252, doi: 10.5194/tc-8-2235-2014.
- SCHMID S. M. & HAAS R., (1989). *Transition from near surface thrusting to intrabasement decollement, schlinig thrust, Eastern Alps*. Tectonics, vol. 8 no. 4, Geologisches Institut ETH-Zentrum, Zürich, 697-718.
- SERANDREI-BARBERO R., DONNICI S. & ZECCHETTO S., (2019). *Projected effects of temperature changes on the Italian Western Tauri glaciers (Eastern Alps)*. Journal of Glaciology, doi:10.1017/jog.2019.7
- SMIRAGLIA C., (1992). *Guida ai ghiacciai e alla glaciologia. Forme, fluttuazioni, ambienti*. Zanichelli editore, 240 pp, 147-195.
- TENNANT C., MENOUNOS B., WHEATE R. & CLAGUE J. J. (2012). *Area change of glaciers in the Canadian Rocky Mountains, 1919 to 2006*. The Cryosphere, 6, 1541-1552, doi:10.5194/tc-6-1541-2012.
- THÖNI M. & HOINKES G., (1987). *The southern Oetztal basement: geochronological and petrological consequences of Eo-alpine metamorphic overprinting*. In H. Flugel and P. Faupl (Eds): Geodynamics of the Eastern Alps. Deutike, Vienna, 200-213.
- VAUGHAN D.G., COMISO J.C., ALLISON I., CARRASCO J., KASER G., KWOK R., MOTE P., MURRAY T., PAUL F., REN J., RIGNOT E., SOLOMINA O., STEFFEN K & ZHANG T., (2013). *Observations: Cryosphere*. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. & Midgley P. M. (eds.)] Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 317-382, doi: 10.1017/CBO9781107415324.012.

- ZANETTIN B., BAGGIO P., FRIZ C., GATTO G. O., GATTO P., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., LORENZONI S., MEZZACASA G., MORGANTE S., OMENETTO P., PICCIRILLO E. M., SASSI F. P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZULIAN T., (1971). *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 04 Merano*. APAT - Dipartimento Difesa del Suolo-Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ZEMP M, PAUL F., HOELZLE M. & HAEBERLI W. (2008). *Glacier fluctuations in the European Alps 1850-2000: an overview and spatiotemporal analysis of available data*, in: *The darkening peaks: Glacial retreat in scientific and social context*, edited by: Orlove B., Wiegandt E. and Luckman B. University of California, Press, Berkeley, 152-167.







Appendice 3  
Alpi Venoste

