



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MILANO
FACOLTÀ DI SCIENZE AGRARIE E ALIMENTARI

Corso di Laurea in Valorizzazione e Tutela dell'Ambiente e
del Territorio Montano

MONITORAGGIO DEL GHIACCIAIO DELLA SFORZELLINA
(GRUPPO ORTLES-CEVEDALE, ALPI RETICHE)

Relatore: Prof.ssa Annamaria Giorgi

Correlatori: Dott. Luca Giupponi

Dott. Geol. Devid Stain

Elaborato finale di:

Ivan Riboldi

Matricola: 891712

Anno accademico: 2018-2019

Indice

1. <i>Riassunto</i>	3
2. <i>Premessa</i>	4
3. <i>Introduzione</i>	5
3.1. <i>I ghiacciai</i>	8
3.2. <i>I Ghiacciai Italiani</i>	12
3.3. <i>Il Ghiacciaio della Sforzellina</i>	21
3.4. <i>Scopo del lavoro, finalità dei rilievi</i>	29
4. <i>Materiali e metodi</i>	30
4.1. <i>Rilievo GNSS</i>	30
4.2. <i>Rilievo Aerofotogrammetrico</i>	33
4.3. <i>Rilievo Termografico</i>	35
5. <i>Risultati</i>	37
6. <i>Discussione dei risultati</i>	42
7. <i>Conclusioni</i>	48
8. <i>Ringraziamenti</i>	49
9. <i>Bibliografia</i>	50

1. Riassunto

Nel seguente studio sono riportati i risultati ottenuti dal rilievo GNSS e dal rilievo aerofotogrammetrico svolti nel settembre 2018 presso il Ghiacciaio della Sforzellina, situato in Valle Gavia (Alta Valtellina), un piccolo apparato glaciale di circo con un'estensione di circa 0,24 Km². La finalità di questo elaborato è di inserire i risultati ottenuti in un contesto di studio del ghiacciaio che si protrae fin dagli anni '20 del XX secolo, e che delinea un costante ritiro in superficie e in volume del ghiacciaio.

I rilievi sono stati svolti tramite aeromobili e pilotaggio remoto (APR) e hanno fornito l'ortofotografia, il modello digitale di elevazione (DEM) e la carta termografica della superficie glaciale. I dati forniti dai rilievi sono poi stati confrontati coi dati di ARPA Lombardia ottenuti nel 2015. Dall'analisi dei dati è stata ricavata la carta delle variazioni dei volumi glaciali nel periodo 2015-2018.

I risultati ottenuti confermano l'andamento rilevato nei precedenti studi, con una perdita in volume nel triennio 2015-2018 pari a 1.500.000 m³ di ghiaccio relativi alla sola superficie sgombra da copertura detritica costante. Le perdite in spessore non sono risultate omogenee lungo la superficie. Le zone in cui è stata riscontrata una perdita maggiore (con picchi di 12 metri) sono direttamente relazionate alla copertura detritica superficiale, la quale è in grado di aumentare notevolmente l'ablazione nei settori in cui è presente in modo fine e disomogeneo. Le zone che hanno invece risentito meno del calo di spessore (inferiore ai 5 metri) sono state quelle con copertura detritica spessa e distribuita omogeneamente, insieme al settore superiore del ghiacciaio, in virtù della quota (sempre superiore ai 3000 m s.l.m.) e dell'esposizione Nord.

Dallo studio risulta chiaramente come la copertura detritica superficiale sia il fattore che ad oggi influenza maggiormente le dinamiche di ablazione del corpo glaciale, coprendo oltre il 40% della superficie totale.

2. Premessa

Il presente elaborato è frutto del tirocinio svolto a conclusione del corso di laurea in Valorizzazione e Tutela dell'Ambiente e del Territorio Montano di Edolo (BS) della Facoltà di Agraria dell'Università degli Studi di Milano. Il tirocinio è frutto del coinvolgimento da parte del Dott. Geol. Devid Stain e del Dott. Geol. Mario Sterli durante lo svolgimento di indagini geofisiche su commissione del Centro Nivometeorologico di ARPA Lombardia di Bormio. Il tirocinio è stato svolto durante Agosto e Settembre 2018 e le indagini hanno interessato il Ghiacciaio della Sforzellina, in Valle del Gavia (gruppo Ortles-Cevedale), e il Ghiacciaio di Dosdè Centrale, in Val Viola (gruppo Dosdè-Piazzzi).



Figura 1 - Foto aerea delle operazioni di rilievo dello spessore del ghiaccio sul Ghiacciaio di Dosdè Centrale.

3. Introduzione

In virtù della posizione geografica occupata e dell'inestimabile fonte di risorse, l'Arco Alpino ha da sempre costituito un punto nevralgico nelle società che si sono storicamente evolute nell'Europa centro-meridionale. Dalla civiltà romana fino ai giorni nostri, le Alpi sono state luogo di collegamento e di separazione fra società e culture diverse, luogo di risorse naturali e culturali che hanno consentito lo sviluppo delle popolazioni, a Nord e a Sud di esse. A tale proposito basti pensare come una considerevole parte degli studi e delle scoperte scientifiche realizzate in passato abbiano avuto nelle Alpi un luogo di origine e di crescita, o come queste montagne abbiano contribuito allo sviluppo di un'identità culturale e siano state la culla di una pratica ormai universale quale è l'alpinismo. Nonostante i contesti generalmente più sfavorevoli rispetto alle zone pianeggianti, come ad esempio le difficoltà di spostamento o le condizioni climatiche, l'uomo ha saputo sfruttare a suo vantaggio le risorse montane, dal patrimonio botanico a quello faunistico, dal potenziale selvicolturale a quello idrico, nel tentativo di creare un luogo favorevole allo sviluppo sociale ed economico. Nell'ultimo secolo l'uomo ha implementato il potere reddituale della montagna con l'intensificazione del fenomeno turistico, in virtù delle elevate risorse paesaggistiche. Questo fenomeno – spesso incontrollato – ha aumentato la produttività del settore dei servizi, contribuendo all'incremento del benessere economico delle comunità montane. Oggigiorno, il benessere di queste comunità è quindi più che mai vincolato alla necessità di salvaguardare il territorio – inteso come patrimonio naturale, ma anche sociale, economico e culturale – al fine di mantenere un equilibrio fra le risorse disponibili e quelle necessarie alla vita dell'uomo in montagna.

All'interno di questo quadro si inserisce quindi lo studio del territorio montano e delle relazioni che l'uomo ha con esso, in tutte le sue forme: dalle attività più tradizionali, come quelle agro-silvo-pastorali, fino alle più recenti, come ad esempio il turismo.

L'attuale morfologia alpina è frutto delle vaste coperture glaciali che nel tempo hanno scavato, trasportato e modellato il territorio, dando vita alle vallate come oggi le conosciamo. L'influenza che i ghiacciai hanno sull'esistenza delle popolazioni è determinante: in primo luogo la funzione di riserva idrica che garantiscono, permettendoci di avere acqua, necessaria praticamente ad ogni attività, dall'agricoltura al settore energetico. Di conseguenza, lo studio dei ghiacciai e della loro evoluzione futura è di fondamentale importanza per tutta la comunità, compresi i territori situati

lontano da essi, ma da cui comunque dipendono.

Il monitoraggio e lo studio dell'attività glaciale assume ancor più importanza in virtù della situazione climatica attuale, soprattutto degli ultimi quarant'anni, caratterizzata da un incremento considerevole delle temperature medie (Figura 2). La diminuzione delle coperture glaciali alpine a partire dal termine della *Piccola Età Glaciale (PEG)* conclusasi nella metà del XIX secolo, ben documentata con fonti di diversa natura (iconografiche, scritte), ha avuto un forte

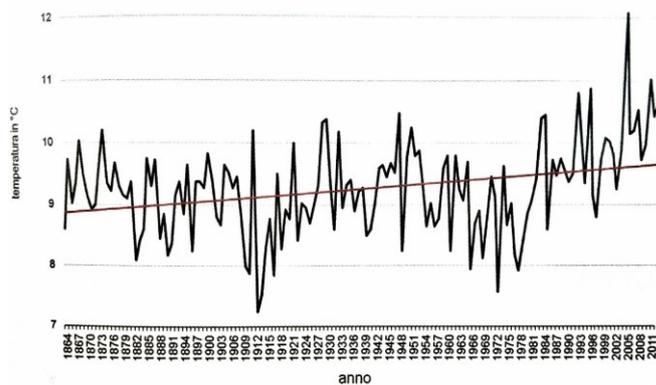
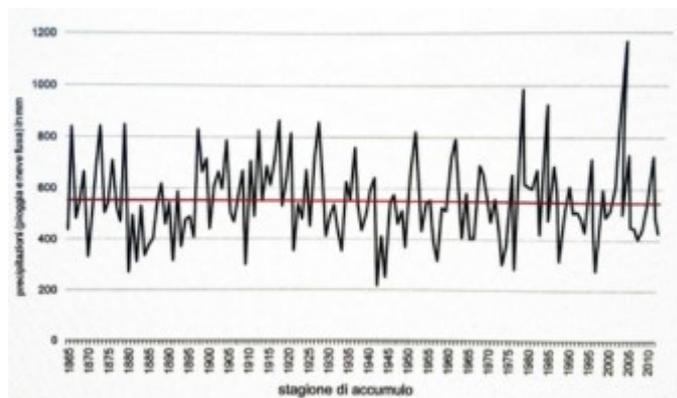


Figura 2 – Sopra: temperatura media nel quadrimestre estivo giugno-settembre presso Sils (Alta Engadina, Grigioni, CH, 1798 m s.l.m.) dal 1864 al 2011. Sotto: sommatoria delle precipitazioni nella stagione di accumulo (Ottobre-Maggio) presso Sils, 1798 m s.l.m. (Alta Engadina, Grigioni, CH) dal 1864 al 2011 dal 1864 al 2011 (Servizio Glaciologico Lombardo, 2012).



incremento da metà anni '80 del XX secolo fino ai giorni nostri (Paul et al., 2004).

In termini di dati, guardando il bilancio italiano dal *Catasto CGI-CNR 1959-1962* (il primo catasto dei ghiacciai italiani pubblicato) al *Nuovo Catasto dei Ghiacciai Italiani* (Smiraglia et al., 2015), "pur tenendo conto delle difficoltà derivanti dall'utilizzo di dati ottenuti con metodologie molto diverse, evidenzia la tendenza ad una netta riduzione areale:

nell'ultimo mezzo secolo l'area totale si è infatti ridotta di circa il 30% (Smiraglia et al., 2015)”.

Per quanto riguarda il volume, si consideri a titolo esemplificativo il caso della Lombardia, in cui dal termine della *PEG* al 1994 c'è stata una diminuzione in volume dei ghiacciai lombardi del 50% (Pelfini, 1994). La maggior parte della perdita in termini quantitativi si è prodotta nel periodo 1850-1960; dopo un breve recupero nel periodo 1965-1985, nell'ultimo trentennio, in particolare dopo il 1997, “la deglaciazione ha mostrato una fortissima accelerazione, probabilmente incomparabile con il passato” (Servizio Glaciologico Lombardo, 2012).

Gli studi e le pubblicazioni scientifiche sul tema, a partire dall'*Elenco dei Ghiacciai Italiani* (Porro, 1925) fino alle più recenti pubblicazioni dei bilanci di massa dei ghiacciai effettuati con le moderne tecniche di rilevamento, hanno reso possibile un'analisi significativa degli eventi e delle dinamiche riguardanti il glacialismo italiano, consentendo lo studio delle cause e dei fenomeni che governano questi processi, e definendo un andamento in grado di fornire previsioni sull'evoluzione futura dei ghiacciai.



Figura 3 - Foto del Triftgletscher (Zermatt, Canton Vallese, CH), settembre 2019.

3.1. I ghiacciai

Col termine “ghiacciaio” si intende una formazione nevosa perenne formatasi dall’ “accumulo naturale di ghiaccio a struttura stratificata, dovuto a trasformazione della neve meteorica, soffice e porosa, dapprima in neve granulare (firn), poi in ghiaccio bolloso, e infine nel cosiddetto «ghiaccio di ghiacciaio»” (Treccani, s.d.).

“I ghiacciai sono masse di ghiaccio formatesi sulla terraferma per metamorfismo della neve e per azione della gravità; sono in genere dotati di movimento e sono in equilibrio dinamico con il clima locale e globale (ovvero al modificarsi del clima, con un certo tempo di ritardo, variano le loro caratteristiche geometriche e dimensionali e viceversa, variazioni glaciali possono influenzare il clima in una regione)” (Servizio Glaciologico Lombardo, 2008).

Da queste definizioni, emerge chiaramente il legame diretto che un ghiacciaio ha con l’ambiente circostante, in particolare con le condizioni climatiche: l’esistenza di un ghiacciaio è strettamente vincolata alle temperature e alle precipitazioni, che determinano il bilancio netto fra quantità di neve pervenuta al suolo (per via meteorica o grazie ad apporti di natura valanghiva) e quantità di neve che invece viene allontanata (per fusione, e di conseguenza per deflusso o per evaporazione della massa liquida). Per comprendere quindi le dinamiche di un ghiacciaio, occorre introdurre l’*Equilibrium Line*

Altitude (o ELA), ovvero la quota alla quale è maggiore la quantità di neve che cade rispetto a quella che si allontana, detta anche limite delle nevi persistenti.

L'ELA è stata in passato erroneamente accostata al valore medio annuale dell'isoterma a 0°C, ma è stato riscontrato come le due linee siano anche significativamente diverse: ad esempio, sulle Alpi l'ELA appare circa 700 m più in alto rispetto al valore medio annuale dello zero termico (Ohmura et al., 1992). La quota a cui si trova l'ELA è legata a molti fattori, quali l'esposizione, le caratteristiche del rilievo e la latitudine (essa aumenta progressivamente al diminuire della latitudine, con un picco nelle regioni tropicali e una lieve discesa in corrispondenza dell'equatore). Anche l'andamento climatico influisce sulla variazione dell'ELA: un esempio è dato dal caso del Ghiacciaio dei Forni, in Alta Valtellina, dove nei 120 anni precedenti al 1994 (circa dal termine della PEG) l'ELA si è alzata di 102 m s.l.m.. Sulla base del gradiente termico valido per la Lombardia, tale variazione corrisponde a un aumento della temperatura media di 0,5°C (Pelfini, 1994).

Il processo di formazione del ghiaccio di ghiacciaio a partire dalle precipitazioni nevose si basa sulla perdita di componente gassosa (aria) dai pori del manto nevoso, in seguito al metamorfismo della neve, che può essere di natura meccanica (come la pressione esercitata da strati soprastanti) o frutto del ciclo fusione-rigelo, il quale modifica i cristalli di neve in forme più compatte, riducendo la porosità dei grani. La neve che perviene al suolo, con densità variabili da meno di 100 kg/m³ per la neve farinosa a più di 400 kg/m³ per la neve bagnata, diventa dapprima *firn* (o nevato), ovvero “neve trasformata e granulare che si è conservata per almeno un anno, la cui densità è superiore a 550 kg/m³” (Servizio Glaciologico Lombardo, 2008).



Figura 4 - Seracchi sul Vadret Pers (Canton Grigioni, CH), aprile 2017. Si noti l'evidente stratigrafia del ghiaccio.

Con la progressiva perdita di

porosità, il *firn* diventa ghiaccio, con una densità maggiore agli 830 kg/m³ e una struttura cristallina ben definita a base esagonale (Servizio Glaciologico Lombardo, 2008).

Un ghiacciaio è suddivisibile in due zone principali: una zona di alimentazione (o bacino collettore), dove si accumula neve che si trasforma in ghiaccio, e una di ablazione, in cui prevale la fusione. Il bilancio tra quanto si accumula nella zona di alimentazione e quanto si perde in quella di ablazione permette di valutare l'evoluzione del ghiacciaio; se tale bilancio è positivo, l'intero sistema aumenta di volume e ciò può tradursi in un avanzamento; se invece il bilancio è negativo, il ghiacciaio arretra.

L'alimentazione di un apparato glaciale può essere imputabile a diverse cause. Dapprima le precipitazioni nevose, soprattutto nella stagione invernale, che garantiscono una fonte diretta alla superficie del ghiacciaio, distribuita in modo omogeneo in relazione alle pendenze e alle rispettive capacità di accumulo dei versanti. In secondo luogo il contributo valanghivo, il quale determina un apporto di materiale eterogeneo, limitato alle zone del ghiacciaio in prossimità di conoidi e versanti acclivi, e ricopre un ruolo determinante per la sopravvivenza stessa del ghiacciaio soprattutto nelle forme glaciali minori e nei ghiacciai montani di secondo ordine (ghiacciai di circo e di versante). Tale contributo è per sua natura ricco di materiale detritico proveniente dai versanti, che può determinare una copertura anche notevole della superficie glaciale. Il materiale detritico in superficie modifica apprezzabilmente il gradiente di ablazione, che diventa non lineare lungo la superficie, determinando sensibili variazioni morfologiche, come ad esempio aree concave o convesse in funzione dell'intensità di fusione. È stato riscontrato come una copertura detritica fine e disomogenea accelera la fusione, diminuendo l'albedo e facendo assorbire quindi una quantità maggiore di radiazione; tuttavia, una copertura detritica omogenea con uno spessore superiore al *valore critico* – generalmente ritrovato fra i 5 e i 10 cm – riduce sensibilmente la fusione, garantendo un effetto isolante al ghiaccio sottostante (Smiraglia et al., 2016).

L'estensione verso valle della zona di ablazione determina la formazione delle lingue glaciali, che presentano un limite detto fronte (Figura 5). Quest'ultimo è la parte più variabile nel tempo, poiché ricopre in genere le quote più basse dell'apparato glaciale, ed è inoltre molto soggetto a movimenti per gravità. Le lingue glaciali sono le zone che più determinano dinamiche di erosione e trasporto di materiale detritico coinvolto nelle

formazioni moreniche, modellando le vallate e consentendo di capire l'evoluzione del ghiacciaio nel tempo.



Figura 5 - Fronte glaciale del Ghiacciaio dei Forni, in Alta Valtellina. Il Ghiacciaio dei Forni rappresenta l'unico esempio di ghiacciaio himalayano italiano, composto da tre bacini collettori distinti. Foto aprile 2019.

La struttura caratteristica *bacino collettore-lingua glaciale* è riscontrabile nei principali ghiacciai ascrivibili alla tipologia di ghiacciaio montano, tipico quindi di rilievi orografici e differente dalle calotte glaciali. I ghiacciai montani sono a loro volta suddivisi in più tipologie, in base alla morfologia del ghiacciaio stesso, spesso legata alla zona geografica in cui si trova. In particolare, le principali tipologie di ghiacciaio montano sono:

- Ghiacciaio alpino-vallivo (ghiacciaio montano di primo ordine), formato da un solo bacino collettore (zona di accumulo), da cui diparte una sola lingua glaciale (zona di ablazione);
- Ghiacciaio pirenaico o di circo (ghiacciaio montano di secondo ordine), con un bacino collettore tendenzialmente circolare e con una lingua glaciale generalmente assente. Sulle Alpi viene spesso chiamato *vedretta*;
- Ghiacciaio himalayano, composto da due o più bacini collettori, i quali danno luogo a lingue glaciali distinte, che a loro volta confluiscono in una sola lingua, generalmente di notevole estensione, che occupa l'intera vallata.
- Ghiacciaio scandinavo, formato da un solo bacino collettore che si estende in più lingue glaciali;

3.2. I Ghiacciai Italiani

La copertura glaciale delle Alpi è pari a 2050 Km², suddivisi in 3770 apparati glaciali (Paul et al., 2011). Di questi, 903 apparati (compresi i due corpi che formano il Calderone, situato sul massiccio del Gran Sasso d'Italia in Abruzzo) si trovano in Italia (Figura 6), distribuiti su tutte le Regioni che si affacciano sull'Arco Alpino, per una superficie totale di 368,10 Km². La regione più determinante è la Valle d'Aosta, che detiene il 36,10% della superficie totale italiana, seguita dalla Lombardia, col 23,82% e dall'Alto Adige 22,98%. Il numero di corpi glaciali maggiori si riscontra invece in Lombardia con 230 apparati, seguita da Alto Adige (212), Valle d'Aosta (192), Trentino (115) e Piemonte (107). Molto più limitato è il numero in Veneto, Friuli-Venezia Giulia e Abruzzo (rispettivamente 38, 7 e 2) (Smiraglia et al., 2015).

Le superfici medie regionali evidenziano chiaramente l'elemento più caratteristico dei ghiacciai italiani: la loro ridotta superficie, con un andamento proporzionale alle quote dei massicci montuosi (maggiori nelle Alpi Occidentali, minori in quelle Orientali). La maggior parte della superficie glacializzata presenta esposizione Nord e Nord-Est, in virtù della minor quantità di radiazione che raggiunge la superficie.

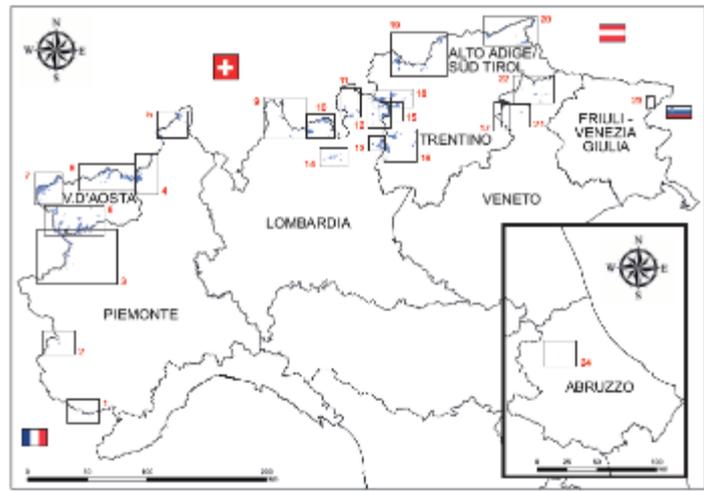
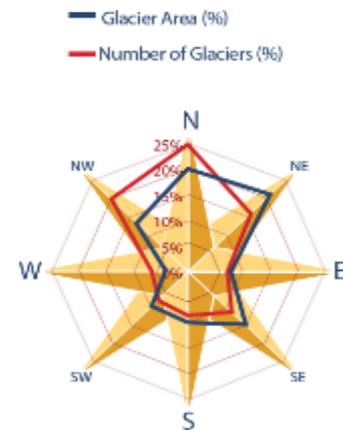


Figura 6 - Distribuzione areale dei ghiacciai italiani (sopra) e della percentuale di superficie e del numero di ghiacciai in base all'esposizione. (sotto) (Smiraglia et al., 2015).



La distribuzione dimensionale dei ghiacciai italiani (Figura 7) vede la prevalenza di forme glaciali ridotte, mentre sono pochi i grandi apparati (maggiori ai 10 Km²): l'84% dei ghiacciai per numero appartiene alle prime due classi dimensionali (inferiori di 0,5 Km²), e rappresentano solo

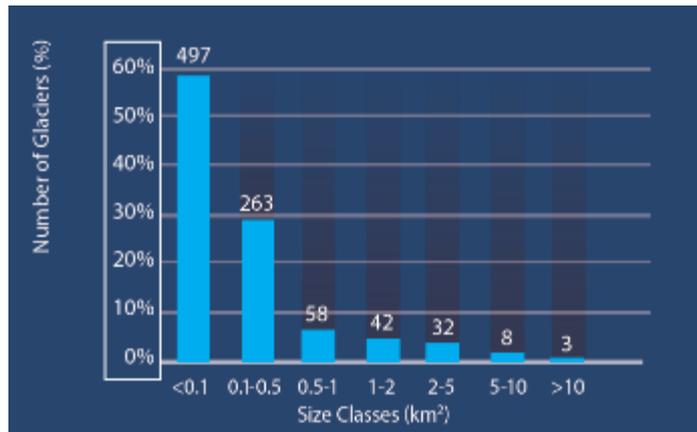


Figura 7 - Numero di ghiacciai italiani per classe dimensionale (Smiraglia et al., 2015).

il 21% della superficie totale. Per contro, “i ghiacciai di area maggiore di 1 Km² sono solo il 9,4% del numero totale, ma coprono una superficie del 67,8%. Alla classe areale più estesa (>10 Km²) appartengono solo tre ghiacciai: il Ghiacciaio dell’Adamello (16,30 Km²) in Lombardia e Trentino, il Ghiacciaio dei Forni (11,34 Km²) in Lombardia, e il Ghiacciaio del Miage (10,47 Km²) in Valle d’Aosta. Questi tre apparati glaciali, i più estesi delle Alpi Italiane, rappresentano da soli il 10,3% dell’intera area glaciale nazionale” (Smiraglia et al., 2015).

L’andamento climatico dalla metà del XIX secolo ad oggi ha determinato un incremento della temperatura media globale di oceani e aria (Figura 8), con conseguenze molto tangibili quali la perdita di superficie e volume dei ghiacciai e l’aumento del livello medio globale del mare. Si parla pertanto di riscaldamento globale, “definito come aumento delle temperature medie combinate dell’aria di superficie e dell’acqua superficiale dei mari in tutto il mondo e su un periodo di 30 anni” (Allen, Dube, & Solecki, 2018).

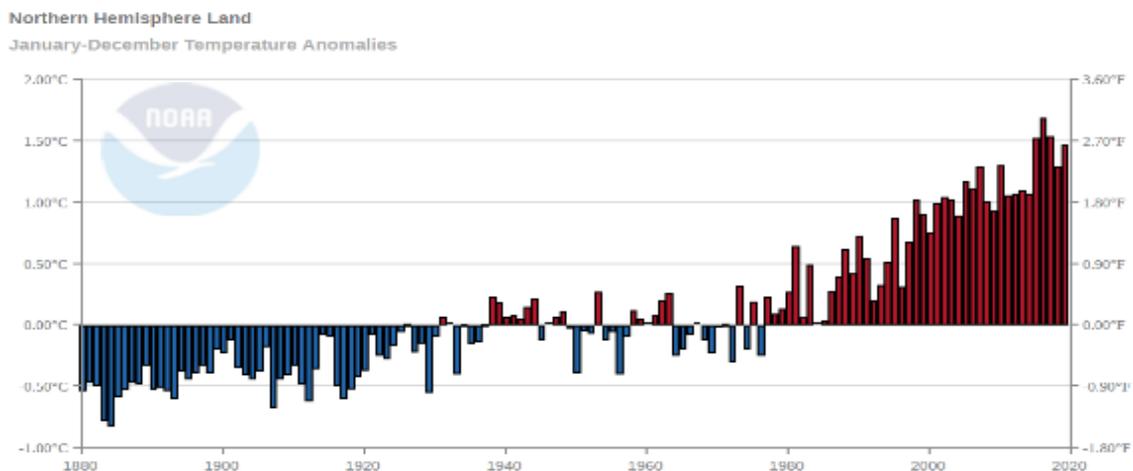


Figura 8 - Anomalie della temperatura media dell’aria superficiale nell’Emisfero Settentrionale dal 1880 al 2020. L’anomalia è riferita al valore medio della temperatura nel periodo 1910-2000 (NOAA, 2020).

Numerosi studi dimostrano come l'aumento della temperatura media globale segua un andamento sempre più in crescita. L'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) fornisce relazioni periodiche sull'andamento dei cambiamenti climatici e sulle sue cause e conseguenze: una pubblicazione del 2007 evidenzia ad esempio un aumento della temperatura media superficiale globale di $0,74^{\circ}\text{C} \pm 0,18^{\circ}\text{C}$. La maggior parte dell'incremento registrato a partire dalla metà del secolo è molto probabilmente dovuto all'aumento delle concentrazioni di gas serra antropogenici (IPCC, 2007). Ulteriori studi concordano su un riscaldamento medio globale della superficie terrestre e oceanica di $0,8^{\circ}\text{C}$ dall'età pre-industriale, e di $1,0^{\circ}\text{C}$ per il solo terreno (EEA, 2008).

Analizzando i dati dell'ultimo decennio, dal 2010 ad oggi l'anomalia della temperatura media annuale dell'aria superficiale nell'emisfero Nord è sempre stata superiore a $+1,0^{\circ}\text{C}$ rispetto alla media del periodo 1910-2000 (il valore minore è stato registrato nel 2011, con $+1,06^{\circ}\text{C}$), con un massimo di $+1,69^{\circ}\text{C}$ nel 2016 (NOAA, 2020).

Per quanto riguarda l'Europa (Figura 9), l'aumento di temperatura superficiale medio durante il XX secolo è stato di $0,8^{\circ}\text{C}$ (EEA, 2009). Negli ultimi cinque anni l'anomalia annuale della temperatura media europea non è mai scesa al di sotto di $+1,40^{\circ}\text{C}$ (2017), con il massimo nelle ultime due annate 2018-2019, dove ha sfiorato i $+1,90^{\circ}\text{C}$ (NOAA, 2020). Le anomalie maggiori sono state riscontrate nei periodi invernali, con valori più significativi nelle aree montane e nelle regioni sud occidentali e nord orientali d'Europa.

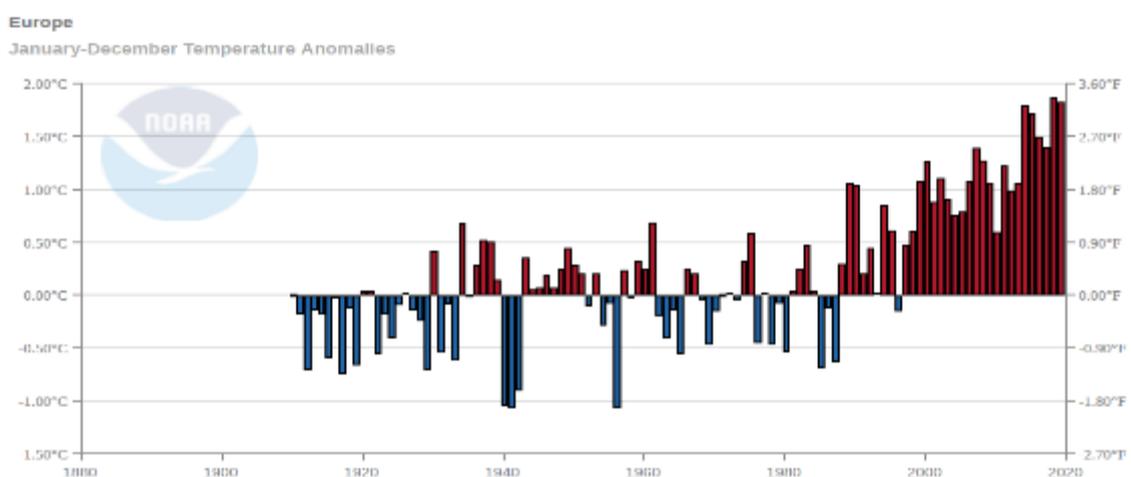


Figura 9 - Anomalie della temperatura media dell'aria superficiale in Europa dal 1910 al 2020. L'anomalia è riferita al valore medio della temperatura nel periodo 1910-2000. Il valore massimo di anomalia è stato registrato nel 2018, con $+1,88^{\circ}\text{C}$ (NOAA, 2020).

Le montagne risultano quindi essere i territori più vulnerabili all'aumento delle temperature, con conseguenze importanti su molteplici aspetti: in primis, cambiamenti riguardanti il regime idrico delle regioni montane e l'accesso alle risorse idriche; diminuzione delle precipitazioni nevose e delle coperture nevose e glaciali; riduzione del permafrost, con conseguente aumento di pericoli connessi all'instabilità dei versanti in quota; cambiamenti della flora alpina, con risalita altimetrica e latitudinale delle specie botaniche.

La variabilità sub-regionale sull'Arco Alpino è pressoché nulla, mentre dal punto di vista temporale si è notato come le variazioni siano state più accentuate nei mesi freddi (EEA, 2009), come mostrato in Figura 10, con conseguenze dirette sulle precipitazioni nevose (Figura 11) e sull'accumulo degli apparati glaciali.

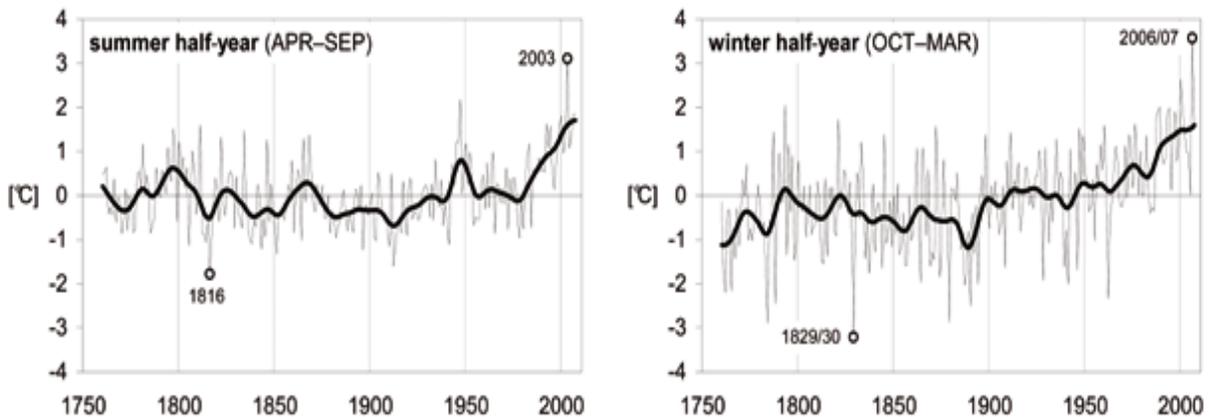


Figura 10 - Variazione della temperatura estiva e invernale 1760-2007 nella regione Alpina (EEA, 2009). La linea marcata indica l'andamento medio ogni 20 anni.

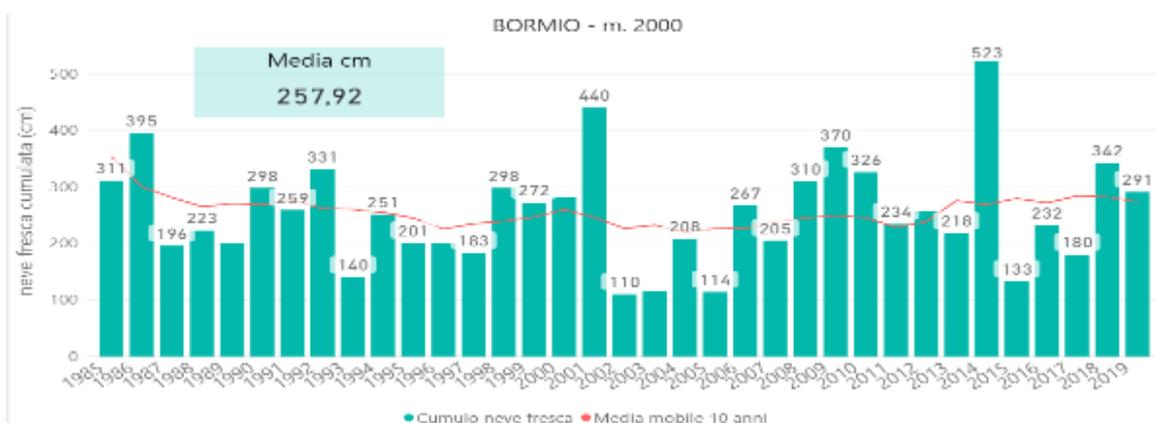


Figura 11 - Neve fresca annuale accumulata al suolo presso Bormio 2000 nel periodo 1985-2000. In rosso l'andamento della media mobile a 10 anni. Da notare i valori particolarmente bassi del periodo 2003-2006. Va inoltre constatato un lieve aumento della media mobile a 10 anni nell'ultimo decennio rispetto al primo decennio del 2000 (ARPA Lombardia, 2020).

La documentazione presente sullo stato dei ghiacciai italiani dal Catasto del 1961 ad oggi ci restituisce le conseguenze dell'aumento della temperatura media sulla regione Alpina: dal punto di vista areale, c'è stata una perdita di quasi un terzo della superficie, passando dai 526,88 Km² del catasto precedente agli attuali 368.10 Km² (Smiraglia et al., 2015).

Per quanto riguarda invece il numero complessivo di apparati glaciali, si è visto un aumento di 68 unità, passando da 835 a 903. Questo dato, apparentemente positivo, va però spiegato al netto di alcuni fenomeni. Innanzi tutto, come è normale che avvenga in fase di deglaciazione, la diminuzione di area e volume degli apparati ha portato alla frammentazione degli stessi, creando così 180 nuovi corpi. Va fatto altresì notare come l'incremento sia stato influenzato dal censimento di 28 ghiacciai precedentemente non inseriti nel catasto. Inoltre, 45 corpi glaciali sono stati reinseriti nel Nuovo Catasto dopo che erano stati precedentemente classificati come estinti, per via di successive osservazioni sulla loro effettiva attività. In questi casi, va evidenziato come l'identificazione di tali ghiacciai sia difficoltosa, poiché si tratta di apparati particolarmente ristretti e in grande misura ricoperti da detrito.

I fattori che hanno invece spinto verso una diminuzione sono stati l'accorpamento di 15 ghiacciai in passato elencati separatamente (un esempio considerevole è quello del Ghiacciaio dell'Adamello) e l'estinzione di 180 apparati precedentemente inseriti nel Catasto CGI e ora non più elencati. "Di questi la maggior parte è localizzata in Alto Adige (70), seguita da Valle d'Aosta (37) e Lombardia (28)". Il bilancio numerico complessivo è stato pertanto positivo: rispetto agli 835 ghiacciai attivi elencati nel Catasto CGI si è avuta una riduzione di 195 corpi glaciali (180 estinti e 15 accorpati) a fronte di un incremento di 263 apparati, che ha portato agli attuali 903 presenti sul territorio italiano (Smiraglia et al., 2015).

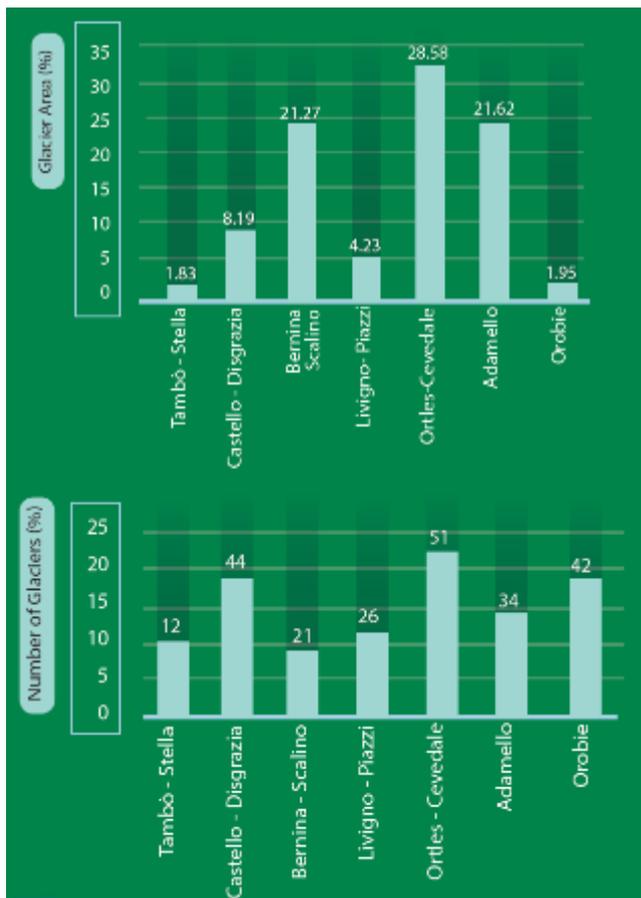


Figura 12 - Distribuzione dell'area e del numero di ghiacciai lombardi per i vari gruppi montuosi (Smiraglia et al., 2015).

L'andamento glaciologico nazionale è rispecchiato anche su scala lombarda. “Con 87,67 Km² di superficie glaciale complessiva (corrispondenti al 23,95% del totale italiano), la Lombardia risulta essere la seconda regione più glacializzata d'Italia dopo la Valle d'Aosta e quella che presenta il maggior numero di ghiacciai censiti (230 ghiacciai; 26,7 % del numero totale)”, sulla base del criterio dimensionale, che ha portato a definire inventariabili solo gli apparati con area uguale o superiore a 0,01 Km² (ovvero 1 ettaro) (Smiraglia et al., 2015). Il dato areale considera solamente le superfici glaciali interne

ai confini regionali, pertanto dei ghiacciai che si sviluppano a cavallo dei confini è stata inserita solo la superficie situata in Lombardia (come ad esempio il Ghiacciaio dell'Adamello).

Gli apparati glaciali lombardi sono distribuiti in tre provincie – Sondrio, Brescia e Bergamo – e appartengono a sette gruppi montuosi (Figura 12). Il gruppo Ortles-Cevedale risulta essere il più glacializzato (28,58 Km² e 51 corpi glaciali censiti, con superficie media di 0,56 Km²). Seguono il gruppo dell'Adamello (21,62 Km² e 34 ghiacciai), il gruppo Bernina-Scalino (21,27 Km² e 21 ghiacciai), poi Castello-Disgrazia (8,19 Km² e 44 ghiacciai), Livigno-Piazzi (4,23 Km² e 26 ghiacciai), il gruppo delle Orobìe, con 1,95 Km² suddivisi in 42 ghiacciai (estensione

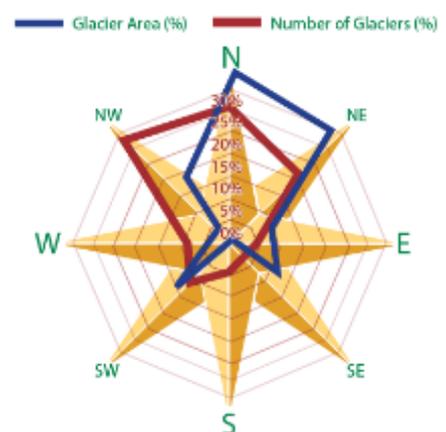


Figura 13 - Distribuzione percentuale della superficie e del numero di ghiacciai lombardi in base all'esposizione (Smiraglia et al., 2015).

media dei ghiacciai molto piccola, pari a 0,046 Km²) e infine il gruppo Tambò-Stella (1,83 Km² su 12 ghiacciai) (Smiraglia et al., 2015).

Il fenomeno glaciale interessa, come è facile notare, soprattutto il settore orientale delle Alpi Lombarde. Infatti, il gruppo Ortles-Cevedale e il gruppo dell'Adamello costituiscono da soli più del 57% della superficie glacializzata regionale. Particolare è il dato del Ghiacciaio dell'Adamello, il quale, coi suoi 15,66 Km² di superficie, risulta essere il ghiacciaio più esteso d'Italia, nonostante la posizione molto a sud rispetto agli altri principali corpi glaciali e la quota non particolarmente elevata (da circa 2500 m s.l.m. a poco più di 3400 m s.l.m.). Inoltre, in virtù della morfologia a lunghi tratti sub pianeggiante (è infatti un raro esempio alpino di ghiacciaio ad altopiano con lingue radiali) il quale ne determina un'alimentazione esclusivamente diretta, è un ottimo indicatore dell'effetto delle variazioni climatiche sui ghiacciai alpini. Il Ghiacciaio dell'Adamello e il Ghiacciaio dei Forni (il più esteso ghiacciaio vallivo italiano, grande 11,34 Km²) rappresentano da soli oltre il 30% dell'intera area glaciale lombarda, ed insieme ai ghiacciai Fellaria-Palù, Scerscen Superiore e Scerscen Inferiore (un tempo congiunti) ne coprono oltre la metà (Servizio Glaciologico Lombardo, 2012). Infatti, il 62% dei ghiacciai della regione appartiene alle classi dimensionali comprese fra i 2 e i 5 Km² (comprendente 8 corpi glaciali) e maggiori di 10 Km². "Dall'analisi delle classi dimensionali emerge inoltre che 149 apparati (oltre il 65% del totale) sono di estensione molto limitata, avendo un'area minore di 0,10 Km²" (Smiraglia et al., 2015).

Come mostrato in Figura 14, i corpi glaciali lombardi sono suddivisi in base alla tipologia in 121 glacionevati (53% del totale), 101 forme glaciali montane (44%) e solo 8 ghiacciai di tipo vallivo, che rappresentano solo il 3% del totale.

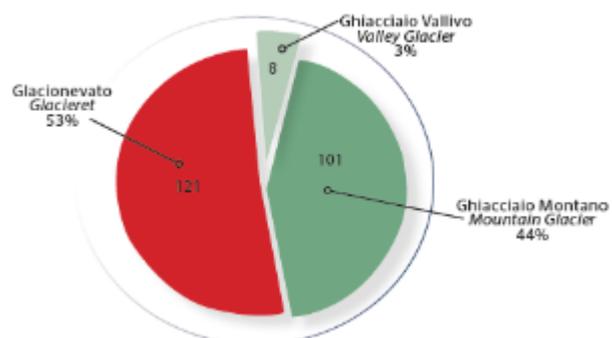


Figura 14 - Suddivisione dei ghiacciai lombardi per tipologia (Smiraglia et al., 2015).

Per quanto riguarda l'andamento nel tempo, dal termine della PEG (metà XIX secolo) al primo decennio del Novecento si ha una sostanziale stazionarietà dei ghiacciai lombardi, anche se la mancanza di fonti precise non fa escludere fasi alterne di regresso e avanzata. Gli anni Dieci sono teatro di un brusco raffreddamento (Figura 15), con conseguenze ben documentate in Lombardia, anche grazie alla frequentazione degli ambienti di alta montagna per via della Prima Guerra Mondiale; le estati del 1912 e 1913, molto fredde, e l'anno idrologico 1916-17 con precipitazioni nevose abbondanti e una primavera altrettanto umida, saranno alla base dell'avanzamento glaciale del lustro 1920-1925. Nel quarantennio successivo si ha un periodo di regresso glaciale complessivo, contrastato poi da un raffreddamento nel ventennio 1965-1985, dovuto essenzialmente a estati fresche consecutive, e un aumento delle precipitazioni nevose,

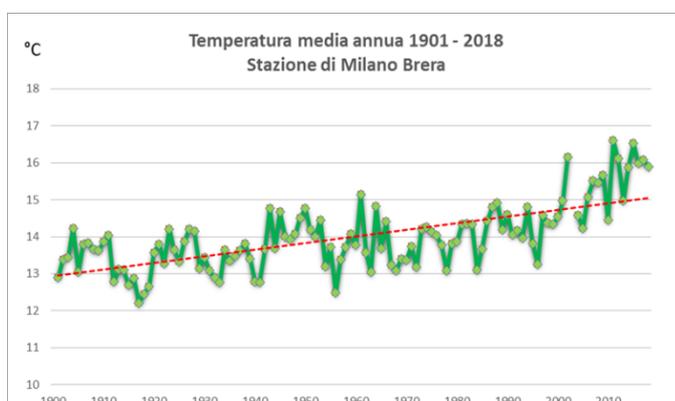


Figura 15 - Temperatura media annua registrata alla stazione di Milano Brera dal 1901 al 2018 (ARPA Lombardia, 2019).

soprattutto primaverili. Lungo tutto l'Arco Alpino si verifica un incremento glaciale (dal 1974 al 1985) soprattutto della massa dei ghiacciai, influenzando però poco sull'avanzata delle fronti glaciali; in Lombardia i massimi climatici positivi per la crescita glaciale si raggiungono nel biennio 1977-78.

Questa fase di recupero vede la sua drastica fine dal 1985, tranne che per alcuni grossi bacini glaciali, che vedono proprio in questi anni i loro massimi, prolungando di poco l'inizio del regresso (come nel caso del Ghiacciaio dei Forni, la cui ultima pulsazione positiva si verifica nel 1990). Dagli anni Novanta in poi il riscaldamento atmosferico prende un andamento decisamente più marcato: escluso il triennio 1994-1996, che concede una breve tregua, si assiste a un progressivo aumento delle temperature, a tal punto che dal 1999 gli studiosi sono impossibilitati a delineare una linea delle nevi persistenti su gran parte delle Alpi, con eccezioni valide solo per i massicci superiori ai quattromila metri (Galluccio & Scotti, 2012). Gli anni idrologici dal 2002 al 2007 e l'anno 2010-11 sono i peggiori mai registrati in Lombardia per la conservazione della copertura nevosa.

In termini quantitativi, le ripercussioni dei cambiamenti climatici sui ghiacciai lombardi sono considerevoli, anche se in lievemente minori rispetto ai valori medi italiani. La riduzione areale rispetto al Catasto CGI del 1961 è del 24%, passando da 114,86 Km² agli attuali 87,67 Km². La distribuzione spaziale di tale andamento è molto irregolare, come riassume la Figura 16: la riduzione ha coinvolto con minore intensità i gruppi montuosi maggiormente glacializzati, arrivando invece a interessare quasi la metà della superficie nel gruppo Tambò-Stella.

Gruppo montuoso Mountain group	Numero ghiacciai Number of glaciers	Area Nuovo Catasto (km ²) Cumulative area - New Inventory (km ²)	Area Catasto CGI (km ²) Cumulative area - CGI inventory (km ²)	Riduzione area (km ²) Area decrease (km ²)	Riduzione area % per gruppo montuoso Area decrease (% with respect to the mountain group value)	Riduzione area (% sul totale) Area decrease (% with respect to the total area reduction)
TAMBÒ-STELLA	11	1,83	3,52	1,69	48%	6% (8%)
CASTELLO-DISGRAZIA	33	8,02	9,16	1,14	12%	4% (5%)
BERNINA-SCALINO	13	21,05	26,84	5,79	22%	21% (27%)
LIVIGNO-PIAZZI	21	4,19	6,64	2,45	37%	9% (11%)
ORTLES-CEVEDALE	37	28,53	41,64 (35,64)	13,11 (7,11)	31% (20%)	48% (33%)
ADAMELLO	22	21,47	24,46	2,99	12%	11% (14%)
OROBIE	19	1,51	1,81	0,30	17%	1% (1%)
TOTAL	156	86,60	114,07 (108,07)	27,47 (21,47)	24% (20%)	100%

Figura 16 - Distribuzione, area e variazione dei ghiacciai lombardi dal Catasto CGI (1961) al Nuovo Catasto (2015) (Smiraglia et al., 2015).

Guardando invece il numero dei ghiacciai, esso è aumentato di 45 unità, passando dai 185 apparati glaciali del catasto CGI agli attuali 230. L'aumento numerico è sicuramente determinato dalla frammentazione dei corpi glaciali, anche se in parte attenuato dal reinserimento nel Nuovo Catasto di formazioni precedentemente classificate come estinte. “Nelle Orobie, ad esempio, sono numerosi (ben 15) i ghiacciai classificati estinti nel CGI e ritenuti ancora attivi, anche se a livello di glacionevato” (Smiraglia et al., 2015). Ciò chiarisce anche la limitata riduzione areale (-17%) altrimenti inspiegabile se confrontata a quella degli altri gruppi, per via delle quote per nulla elevate rispetto ai settori orientali e di confine. Le variazioni ottenute confrontando i due catasti nazionali risentono però delle differenze nei metodi di rilevamento utilizzati. Prendendo in esame i dati ottenuti con le stesse tecnologie di rilevamento, seppure su scale temporali più limitate, la diminuzione della superficie sembra ancora più drammatico: Diolaiuti et al. (2012) hanno dimostrato tramite l'uso di ortofoto e catasti regionale come nel solo periodo 1991-2003 il campione di 249 ghiacciai lombardi analizzati abbia diminuito la superficie del 21%. Un altro dato significativamente diverso riguarda invece i ghiacciai del gruppo Dosedè-Piazzini, i quali hanno visto una perdita del 51% dal 1954 al 2003, tramite l'analisi di foto aeree (Diolaiuti et al., 2011).

Figura 17 - Il Ghiacciaio della Sforzellina (Smiraglia et al., 2015).



Figura 18 - Stralcio Ortofotografia Regione Lombardia (2015) e localizzazione del Ghiacciaio della Sforzellina.

del Parco Nazionale dello Stelvio. La vedretta è adagiata sul versante Nord-Ovest della dorsale Corno dei Tre Signori (3360 m s.l.m.) – Punta della Sforzellina (3100 m s.l.m.), e contribuisce al bacino idrografico dell’Adda.

La zona in cui si trova il corpo glaciale è frequentata da tempi antichi, per via del passo Gavia (2618 m s.l.m.), collegamento fra Valle Camonica e Valtellina, e del passo della Sforzellina (3006 m s.l.m.), importanti punti di passaggio della Via Imperiale d’Alemagna, che metteva in comunicazione le rotte alpine commerciali della Repubblica di Venezia col Tirolo e la Valtellina.

3.3. Il Ghiacciaio della Sforzellina

Il ghiacciaio della Sforzellina (Figura 17 e 19) è un piccolo ghiacciaio montano di circo, posto nell’alta Valle del Gavia, poco a nord del passo omonimo, al confine tra Alta Valtellina e Alta Valle Camonica (Figura 18). Il sito fa parte delle Alpi Retiche meridionali, Gruppo Ortles-Cevedale, e rientra nel settore lombardo



Figura 19 - Foto aerea del Ghiacciaio della Sforzellina (Servizio Glaciologico Lombardo, 2012).

Il ghiacciaio ha una superficie attuale di 0,24 Km². È compreso fra i 2790 m (quota del fronte) e 3060 m, con esposizione prevalente a Nord-Ovest e lunghezza di circa 800 m (Smiraglia & Diolaiuti, 2015). La parte superiore a ridosso dei versanti rocciosi è caratterizzata da un'ampia superficie a lieve inclinazione, da coni di valanga derivanti dalle pareti del circo e da crepacci trasversali paralleli al limite orientale del ghiacciaio. La porzione inferiore, dopo un breve cambio di pendenza, presenta invece una modesta lingua glaciale, ormai molto fine e appiattita, ricoperta in buona parte da detrito morenico.

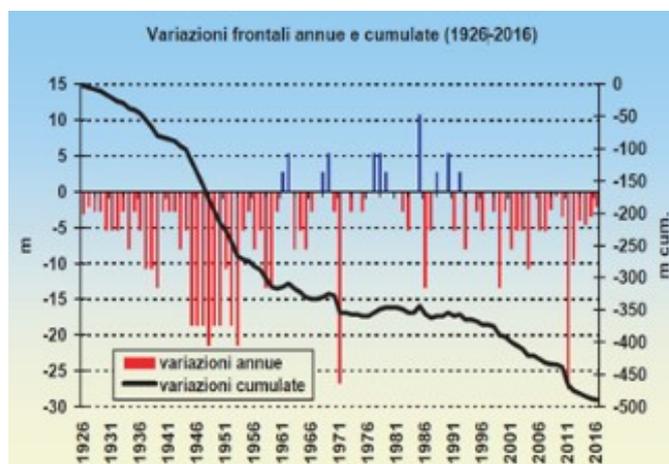


Figura 20 – Sopra: variazioni frontali annue e cumulate del Ghiacciaio della Sforzellina dal 1926 al 2016. Salvo alcune avanzate intermittenti nei periodi '61-'92, hanno prevalso i regressi, con un arretramento cumulato al 2016 di -489 m. (Smiraglia et al., 2016) Sotto: Ghiacciaio della Sforzellina visto dal rifugio Berni. In giallo è evidenziata la morena della Piccola Età Glaciale, in rosso quella degli Anni '20 del XX secolo (foto Smiraglia, estate 2015).



Per via della sua morfologia e della sua relativa comodità di accesso, il circo glaciale è stato un vero e proprio laboratorio a cielo aperto, diventando un riferimento per i ghiacciai montani di circo delle Alpi Italiane. I primi studi del Ghiacciaio della Sforzellina

risalgono ai primi decenni del XX secolo (Desio, 1967), con le prime misurazioni della fronte glaciale nel 1925 (Figura 20). Grazie ai dati raccolti e all'evidente sistema di morene tutt'ora presenti, è possibile ricostruire l'andamento del ghiacciaio dalla fine della PEG ad oggi, e in modo dettagliato dalla metà del Novecento (Figura 21).

Superficie e variazioni del Ghiacciaio della Sforzellina dal 1850 al 2012					
Anno	Area km ²	Fonte	Variazione in km ² rispetto al valore precedente	Variazione % rispetto all'area iniziale (1850)	Variazione media (km ² /anno) rispetto al valore precedente
-1850	0,93	rilevi geomorfologici	-	-	-
-1920	0,59	rilevi geomorfologici	-0,34	-37%	-0,005
1954	0,54	foto aeree	-0,05	-42%	-0,001
1981	0,41	foto aeree	-0,13	-58%*	-0,005
1988	0,39	foto aeree	-0,02	-58%	-0,003
2003	0,32	foto aeree	-0,07	-88%	-0,005
2008	0,29	foto aeree	-0,03	-89%	-0,01
2007	0,28	foto aeree	-0,01	-70%	-0,01
2012	0,24	foto aeree	-0,04	-74%	-0,008
1850-2012			-0,69	-74%	-0,004

Figura 21 - Variazioni in superficie del ghiacciaio della Sforzellina dal termine della PEG al 2012 (Smiraglia et al., 2016).



Km² agli attuali 0,24 Km², con la conseguente perdita di lunghezza del fronte (-489 m dalle prime misurazioni di Desio nel 1925) e di superficie nel settore sottostante la dorsale Passo della Sforzellina-anticima Punta della Sforzellina e sul lato settentrionale, dove il ghiacciaio comunicava con l'estinto ghiacciaio di Punta della Sforzellina Ovest tramite una sella a quota 2946 m (Catasta, 2012). L'arretramento del fronte, misurato direttamente sul campo, è stato pressoché costante tranne che nel ventennio 1965-1985, unico periodo di tregua, testimoniato dalla presenza di una cerchia morenica (Figura 22). Il dato medio risultante nel periodo 1926-2016 è un arretramento di 5 metri all'anno (Smiraglia et al., 2016).

Figura 22 - Foto della lingua glaciale effettuata da elicottero nel 1987. È possibile notare il cordone morenico frontale di recente formazione, in seguito alla moderata avanzata nel ventennio '65-'85 (foto C. Smiraglia).



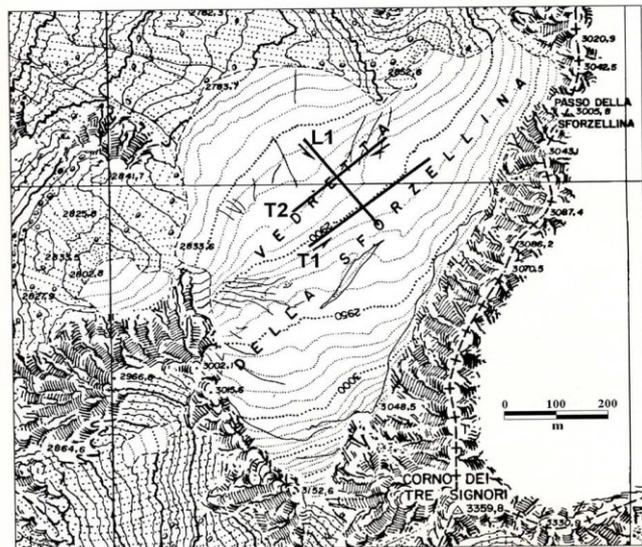
Le prime fonti attendibili riguardo le dimensioni del ghiacciaio sono considerate le carte topografiche IGM del 1885, seguite dalle misurazioni frontali iniziate negli Anni '20, per

poi passare alle foto aeree a partire dal 1954 e alle ortofoto dal 1999. Grazie alle immagini analizzate e alla presenza delle cerchie moreniche, è stato possibile ricostruire la perdita superficiale dal termine della PEG ad oggi, pari al 74%: si è infatti passati da 0,93

Sono stati effettuati anche rilievi geofisici volti a quantificare lo spessore del ghiaccio (e di conseguenza il volume e la riserva idrica rappresentata dal corpo glaciale), tramite tre metodologie differenti. Il primo metodo utilizzato è stato quello geoelettrico (o VES, Vertical Electrical Sounding) da Resnati & Smiraglia (1989) e da Guglielmin et al. (1995). In quest'ultimo caso, sono stati effettuati quattro sondaggi da quota 2920 m nel settore centro-orientale del ghiacciaio fino a quota 2830 m nel settore inferiore coperto da detrito. In entrambi i rilievi è stato stimato uno spessore massimo di circa 40 m. Inoltre, Guglielmin et al. (1995) stimarono la riserva idrica del ghiacciaio pari a 10 milioni di mm di acqua equivalente (water equivalent, w.e.), e grazie ai dati dei bilanci di massa degli otto anni precedenti e al dato ottenuto, stimarono l'estinzione della Sforzellina nell'arco di un trentennio (Guglielmin et al., 1995).

Un altro metodo utilizzato per il rilievo dello spessore è stato quello sismico a riflessione, applicato nel 2001, che ha restituito un valore ben diverso rispetto ai rilievi precedenti: lo spessore variava da circa 30 m presso il fronte, a un massimo di 60 m nella zona a monte. "La prospezione ha visto l'esecuzione di due profili (T1 e T2) eseguiti in direzione trasversale rispetto all'asse vallivo ed uno in direzione parallela (L1)" (Figura 23)

(Merlanti et al., 2001). Gli autori hanno inoltre fatto notare come la presenza di ghiaccio esposto abbia causato problematiche rispetto ai rilievi precedenti: nonostante il ghiaccio superficiale abbia favorito la trasmissione del segnale e l'efficienza del sistema di energizzazione, ha per contro posto alcuni problemi riguardanti il rumore sismico dovuto all'acqua



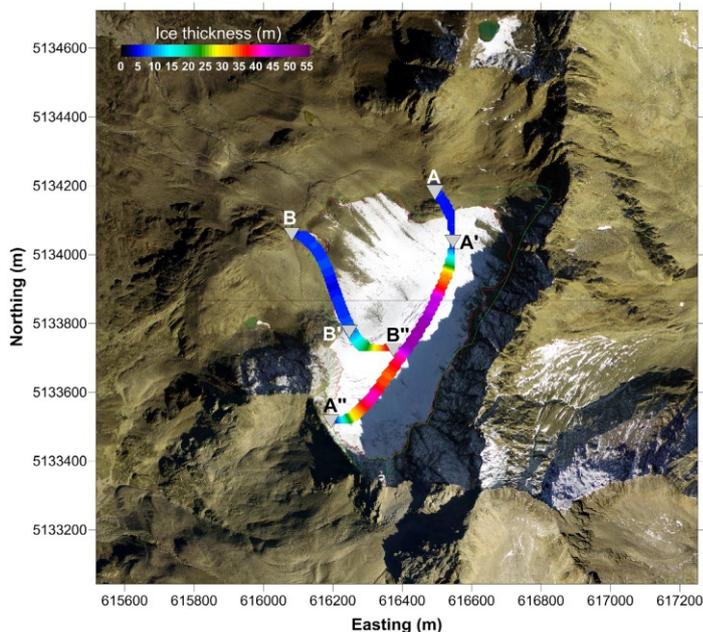


Figura 24 - Mappa degli spessori ottenuti lungo i profili RES dal rilievo da elicottero del 2017 (Urbini et al., 2017).

corrispondenti a $7,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ w.e. (Diolaiuti et al., 2001). Inoltre nel 2017 sono stati effettuati rilievi da elicottero con un altro tipo di radar, il Radio Echo Sounding (RES), presentando uno spessore massimo di 50 metri nel settore mediano (Figura 24) (Urbini et al., 2017). Nel 2015 il Centro Nivometeo di Bormio di ARPA Lombardia ha effettuato ulteriori rilievi radar,

riscontrando gli spessori massimi (30-40 metri) al di sopra del settore crepacciato attorno a quota 2860 m, con picchi di 45 metri. Unendo i dati radar coi dati DSM (Digital Surface Model) della superficie e DEM (Digital Elevation Model) del fondo roccioso, si è stimato un volume del ghiaccio pari a $4,2 \times 10^6 \text{ m}^3$ (dati ARPA Lombardia di Bormio, a cura di Facco et al., 2015). Dal confronto col volume stimato da Diolaiuti et al. nel 2001, seppur effettuato con metodologie differenti, emergerebbe una perdita nei soli quindici anni iniziali del XXI secolo pari quasi alla metà del volume.

A partire dall'anno idrologico 1986-87 è stato effettuato il bilancio di massa annuale del ghiacciaio, rendendolo il ghiacciaio lombardo con la più lunga sequenza.

Il bilancio di massa è uno dei parametri più significativi ed esplicativi dell'andamento del volume di un ghiacciaio; viene calcolato dalla somma algebrica fra gli apporti nevosi (accumuli) e le perdite (ablazione) durante un anno meteorologico (generalmente da inizio ottobre a fine settembre), espresso in millimetri di acqua equivalente. Gli apporti sono determinati, oltre che dalle precipitazioni solide, dal contributo valanghivo (determinante nel caso della Sforzellina), dall'accumulo da vento e dai fenomeni di condensazione; le perdite sono invece dovute al deflusso di acqua allo stato liquido, in superficie o sull'interfaccia ghiaccio-suolo, derivante dalla fusione del ghiaccio, alle

perdite per sublimazione e a quelle per *calving* (ovvero dovute all'erosione di valanghe e vento).

I principali metodi di misurazione del bilancio di massa sono tre (Villa & Tamburini, 2012):

- Il metodo glaciologico prevede l'installazione di paline ablatometriche infisse nel ghiaccio, in molteplici punti significativi del ghiacciaio, sulla quale viene misurato l'andamento verticale (quindi lo spessore) degli accumuli e delle perdite;
- Il metodo geodetico si basa invece sulla rilevazione della superficie glaciale al termine dell'annata glaciologica (fine settembre). Tale misurazione avviene tramite rilievi topografici diretti o aerofotogrammetrici. Il confronto dei DEM (Digital Elevation Model) relativi a rilievi successivi restituisce le variazioni areali del ghiacciaio;
- Il metodo idrologico è invece legato al bilancio idrico del bacino idrografico di cui fa parte il corpo glaciale. Esso viene determinato per differenza tra precipitazioni, evapotraspirazione, percolazione in falda e deflusso. Per via della sua complessità, questo metodo è oggi poco utilizzato.

Nel caso del Ghiacciaio della Sforzellina, i rilievi necessari al bilancio di massa sono stati effettuati col metodo glaciologico. È stato rilevato il bilancio netto annuale alla fine dell'anno idrologico considerato (per via delle difficoltà di accesso al luogo nel periodo primaverile, spesso limitato da attività valanghiva) nonostante normalmente siano previsti rilevamenti sulle paline sia al termine della stagione di accumulo che al termine della stagione di ablazione. "Sono state collocate inizialmente 11 paline (di metallo, poi di materiale plastico, infine di legno), successivamente divenute 15, poi 20. A partire dall'anno idrologico 2013-14 la rete di paline è stata ridotta a 5, tenendo conto della rappresentatività areale di ciascuna di esse verificata nel corso degli anni" (Smiraglia et al., 2016). Inoltre sono state fatte ulteriori stime occasionali del bilancio di massa con metodi geodetici, tramite il calcolo dello spessore e del volume mediante radar unito ai rilievi areali GPS. Sono stati così ottenuti dei modelli digitali del terreno (Figura 25), che confrontati coi modelli consecutivi hanno restituito dei valori di bilancio di massa in linea con quelli ottenuti dal metodo glaciologico (Belò & Smiraglia, 2005).

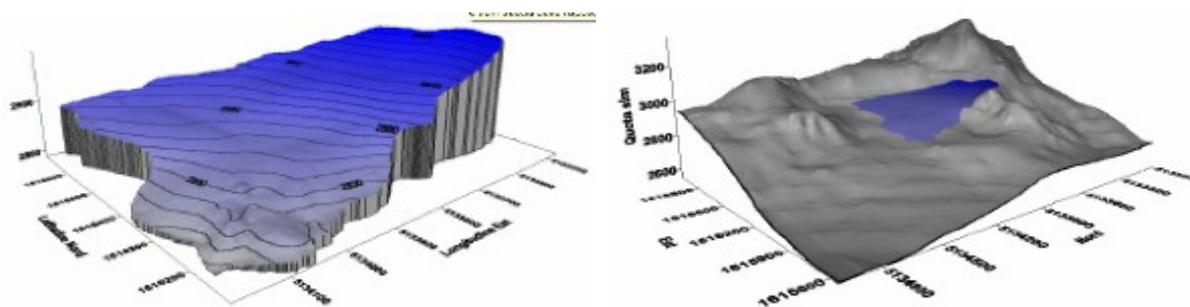


Figura 25 - Modello digitale del terreno (DTM) del Ghiacciaio della Sforzellina (sopra) e del circo glaciale alla base del Corno dei Tre Signori (sotto, in blu il ghiacciaio) nel 2005 (Belò & Smiraglia, 2005).

I risultati ottenuti sono espressi in volume di ghiaccio (in metri cubi) o in millimetri di acqua equivalente – *water equivalent* – considerando per il ghiaccio una densità media di $0,91 \text{ g/cm}^3$ e ricorrendo a misure specifiche per la densità della neve residua.

La serie di bilanci dall'anno idrologico 1986-87 ad oggi, illustrata in Figura 26, ha mostrato valori in costante calo, eccezion fatta per le annate 2000-01 e 2013-14 in cui si ha avuto un bilancio positivo rispettivamente di 380 mm e 60 mm w.e.. Il bilancio totale è di -32,18 mm w.e. (Smiraglia et al., 2016). La perdita non ha seguito andamenti lineari né nello spazio né nel tempo. Per quanto riguarda l'andamento areale, la forte presenza di detrito superficiale corrispondente oggi a circa la metà della superficie del ghiacciaio soprattutto nella sezione inferiore con strati che raggiungono in alcuni punti i 20 cm, ha determinato una perdita disomogenea nei diversi settori in funzione della copertura. A tal proposito Smiraglia et al. (2016) hanno dimostrato tramite due paline ablatometriche poste nella medesima zona e quota, la differenza di perdita di spessore in funzione della differenza di copertura detritica superficiale (nulla in un caso, di 10 cm e omogenea nel secondo caso): i valori di riduzione ottenuti sono stati di -14 cm sulla prima palina e di -23 cm sulla seconda, a testimonianza dell'effetto coibentante svolto da una copertura superficiale omogenea e superiore ai 10 cm. Per quanto concerne invece l'andamento temporale, ben riassunto

Anno idrologico	Bilancio annuo netto (mm w.e.)	Bilancio cumulato (m w.e.)
1986-87	-920	-0,92
1987-88	-970	-1,89
1988-89	-570	-2,46
1989-90	-1160	-3,62
1990-91	-1210	-4,83
1991-92	-770	-5,60
1992-93	-286	-5,89
1993-94	-712	-6,60
1994-95	-728	-7,33
1995-96	-816	-8,14
1996-97	-814	-8,96
1997-98	-1682	-10,64
1998-99	-1209	-11,85
1999-00	-1440	-13,29
2000-01	380	-12,91
2001-02	-1001	-13,91
2002-03	-2200	-16,11
2003-04	-1900	-18,01
2004-05	-1700	-19,71
2005-06	-2000	-21,71
2006-07	-1400	-23,11
2007-08	-1200	-24,31
2008-09	-700	-25,01
2009-10	-798	-25,81
2010-11	-1740	-27,55
2011-12	-1890	-29,44
2012-13	-280	-29,72
2013-14	60	-29,66
2014-15	-1456	-31,11
2015-16	-1068	-32,18

Figura 26 - Serie dei bilanci netti annui e cumulati (mm w.e.) dal 1986-87 al 2015-16 (dati C. Smiraglia, 2015).

dal grafico in Figura 27, pur seguendo delle perdite pressoché costanti al passare delle annate, può essere suddiviso in due periodi in funzione dell'intensità delle perdite. Il primo periodo, compreso fra il 1986 e il 2002, ha visto una decrescita media annua di -869 mm w.e., mentre dal 2003 al 2016 le riduzioni si sono intensificate fino a un valore medio annuo di -1305 mm w.e. Su scala decennale, le riduzioni medie annue sono invece di -814 mm w.e. nel decennio '86-'96, di -1357 mm w.e. nel decennio successivo e -1047 mm w.e. nel terzo decennio (Smiraglia et al., 2016).

L'evoluzione della Sforzellina non si discosta dall'andamento medio dei ghiacciai alpini (considerando un campione rappresentativo), anch'essi in costante riduzione (Zemp et al., 2009).

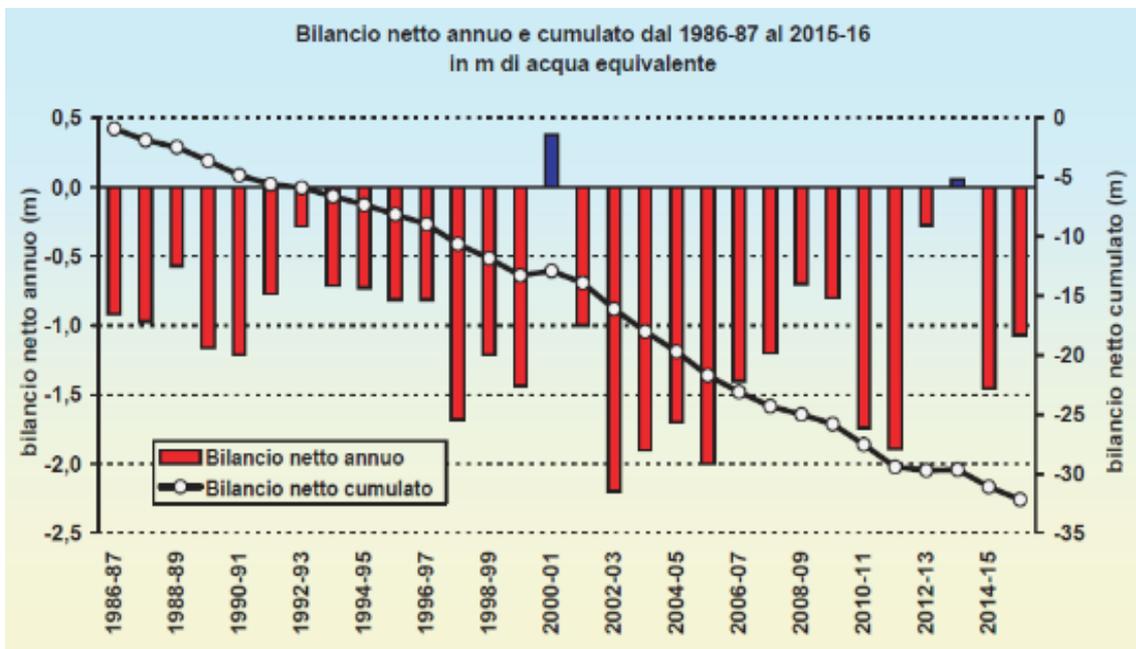


Figura 27 - Bilancio netto annuo (colonne rosse e blu) e cumulato (linea nera) dal 1986-87 al 2015-16. Particolarmente gravose le stagioni 2002-03 (-2200 mm w.e.) e 2005-06 (-2000 mm), e solo nel 2000-01 e nel 2013-14 si sono osservati moderati guadagni di massa (Smiraglia et al., 2016).

3.4. Scopo del lavoro, finalità dei rilievi

Le indagini effettuate sono state commissionate dal Centro Nivometeorologico di ARPA Lombardia di Bormio con lo scopo di verificare l'estensione areale del ghiacciaio, con particolare attenzione anche alla quantificazione di superficie coperta da detrito morenico superficiale. Inoltre, era richiesto di effettuare un bilancio dell'andamento del ghiacciaio sulla base di dati disponibili presso il Centro Nivometeorologico di Bormio relativi agli anni passati.

A tale scopo, sono stati svolti tre tipi di rilievi.

- Rilievo topografico GNSS, al fine di consentire la georeferenziazione assoluta dei punti utilizzati per delimitare il ghiacciaio, detti marker. Questi ultimi sono stati posizionati ai quattro vertici del ghiacciaio;
- Rilievo aerofotogrammetrico tramite drone, al fine di quantificare la superficie effettiva del ghiacciaio (compresa quella coperta da detrito) all'interno dei target posizionati e georeferenziati e la sua morfologia superficiale;
- Rilievo termografico, ottenuto con l'interpolazione di dati da satellite e da drone con l'ausilio di una termocamera. Da tale rilievo sono stati ottenuti i valori di temperatura delle diverse zone, al fine di valutare le porzioni di ghiacciaio più soggette ad ablazione.

In tal modo è stato possibile ottenere la topografia della superficie glaciale grazie ai risultati ortofotografici e al modello di elevazione digitale (DEM), da cui sono stati estratti nove elaborati cartografici inerenti alla morfologia, alla riflettanza e alla temperatura dell'apparato glaciale. Dal confronto coi dati ottenuti da rilievi effettuati nell'autunno 2015 forniti da ARPA Lombardia, è stato possibile ricostruire la variazione di volume glaciale, in particolare relazionata ai dati termici delle varie porzioni di ghiacciaio.

4. Materiali e metodi

I rilievi svolti presso il Ghiacciaio della Sforzellina sono stati effettuati in data 18 Settembre 2018 dai Dott. Geol. Devid Stain e Mario Sterli, dal pilota e operatore APR Flavio Angoli e dai tirocinanti Ivan Riboldi e Mattia Stanislao Colombo Mendeni.

4.1. Rilievo GNSS

Per provvedere all'identificazione delle coordinate geografiche dei marker posizionati sul ghiacciaio, necessarie per i successivi rilievi via drone, è stato svolto un rilievo GNSS (Global Navigation Satellite System).

La tecnologia GNSS si basa sull'utilizzo di una rete di satelliti (costellazione) in orbita i quali, trasmettendo e ricevendo segnali radio, sono in grado di restituire la posizione dei ricevitori sulla Terra. In particolare, ogni satellite percorre ininterrottamente una propria orbita nota, detta effemeride, e trasmette ad un ricevitore sulla Terra la propria posizione, oltre che l'orario di invio del segnale, grazie a orologi atomici presenti sul satellite che mantengono la sincronizzazione con gli altri satelliti della costellazione. Il ricevitore terrestre, dotato anch'esso di un proprio orologio, misura per differenza il tempo impiegato dal segnale ad arrivare a Terra e di conseguenza la distanza fra satellite e ricevitore. Ogni satellite delimita pertanto una serie di punti equidistanti da esso, rappresentato da una sfera di raggio pari alla distanza misurata. Con l'interpolazione delle misure fatte da tre satelliti diversi (Figura 28) è perciò possibile ottenere due soli punti nello spazio in cui può trovarsi il ricevitore, di cui solo uno appartiene alla crosta

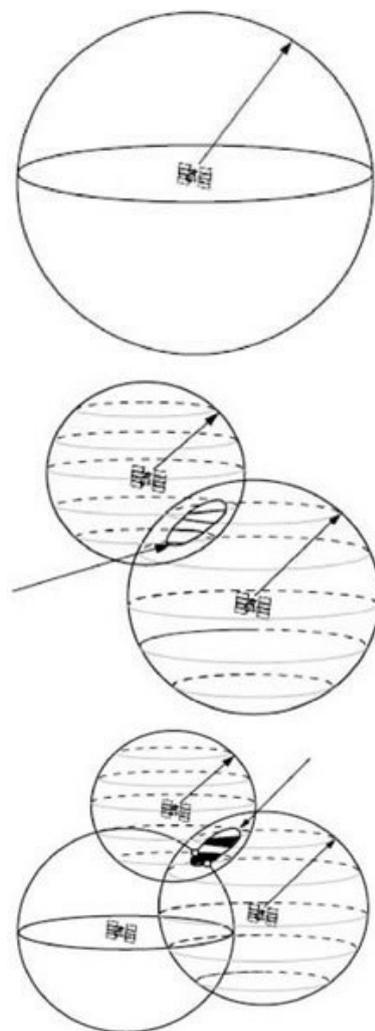


Figura 28 - Rappresentazione grafica della determinazione delle coordinate geografiche da parte del sistema GPS.

terrestre: vengono così definite le coordinate geografiche del ricevitore. Per garantire una precisione apprezzabile, vengono utilizzati almeno quattro satelliti contemporaneamente visibili dal ricevitore: tre necessari alla geolocalizzazione del

ricevitore e uno in grado di fornire l'imprecisione degli orologi dei satelliti e del ricevitore.

Tra i vari sistemi GNSS utilizzati vi è il sistema GPS (Global Position System), nato in America per scopi militari e liberamente utilizzato per usi civili in tutto il mondo dal 1991. Il Global Position System si basa sull'interazione di tre segmenti fondamentali: il segmento spaziale, che lavora in orbita, è composto da almeno 24 satelliti trasmettitori su 31 attivi in totale, disposti su sei piani orbitali; il segmento di controllo a Terra, che riceve e trasmette ai satelliti le informazioni necessarie a correggere la loro effemeride, è formato da una stazione principale e quattro stazioni secondarie dislocate in basi militari americane; il segmento utente è composto da un ricevitore GPS, dotato di un'antenna, necessaria a captare i segnali radio emessi dai satelliti, di un software in grado di rielaborare i segnali ricevuti e di un orologio ad alta precisione (Attene, 2015).

I rilievi GPS risentono però di un certo grado di errore, determinato da errori accidentali, errori sistematici (dovuti ad esempio a imprecisioni degli orologi e alla rifrazione ionosferica e troposferica) ed errori di osservazione (dovuti a deviazioni del segnale o a interferenze elettromagnetiche). Per tale motivo si utilizzano due ricevitori GPS, uno fisso e uno mobile, in modo da correggere il grado di errore ed arrivare a fornire una precisione nell'ordine di pochi centimetri. In ogni istante la stazione fissa, detta base, confronta i valori di posizione ricevuti dai satelliti con la propria posizione nota e calcola lo scarto presente; tale scarto viene poi utilizzato per correggere gli errori di misura del ricevitore mobile (detto rover).

Lo scopo del rilievo GNSS eseguito era di georeferenziare i quattro marker da noi posizionati ai quattro estremi del ghiacciaio. Ogni marker è formato da quattro strisce di tessuto arancione di lunghezza di circa 1,20 m incrociate al centro. I marker sono serviti come punti di riferimento ben visibili per il rilievo aerofotogrammetrico via drone. Una volta posizionati, sono state calcolate le coordinate geografiche di ogni marker. La strumentazione utilizzata è composta da base e rover Leica Gps Viva GS15 con field controller CS10; il software di elaborazione dati utilizzato è stato Leica Geo Office.

Le operazioni svolte per eseguire il rilievo sono state in primo luogo il posizionamento della stazione base e la sua georeferenziazione. In secondo luogo è stata montata la stazione mobile composta da antenna, asta porta-antenna e controller. Occorre tenere presente che il punto di cui la procedura GPS determina la posizione spaziale corrisponde al centro di fase dell'antenna e che, per una sua corretta determinazione, è indispensabile la conoscenza dell'altezza dell'antenna sul punto da rilevare: è stata pertanto misurata l'altezza dell'asta porta-antenna. Dopodiché sono state misurate le coordinate geografiche per ognuno dei quattro marker (Figure 29 e 30).



Figura 29 e 30 - Rilievo delle coordinate topografiche di un marker con l'utilizzo della stazione mobile sul Ghiacciaio della Sforzellina.



4.2. Rilievo Aerofotogrammetrico

Il rilievo aerofotogrammetrico è servito a ottenere l'immagine ortofoto e il modello digitale di elevazione (DEM) della superficie del ghiacciaio. Il rilievo è stato effettuato grazie all'utilizzo di un Aeromobile a Pilotaggio Remoto (APR), comunemente noto come drone. L'utilizzo di APR per finalità topografiche consente di effettuare rilievi aerei con costi e tempistiche ridotte rispetto all'utilizzo di altri mezzi come l'elicottero o l'aereo; inoltre, in contesti di piccole dimensioni come il rilievo da noi effettuato, consente una maggiore accuratezza delle immagini per via della maggiore vicinanza al suolo. Per effettuare un rilievo con APR è però necessario georeferenziare dei punti all'interno della superficie interessata ben visibili dalle foto aeree, in modo da poter assegnare alle ortofoto ottenute delle precise coordinate geografiche.

Nel rilievo da noi effettuato è stato utilizzato il Sistema Aeromobile a Pilotaggio Remoto *eBee* (Figura 31), sviluppato dall'azienda svizzera SenseFly per operazioni di fotogrammetria e mappatura geospaziale. Il sistema è composto da:



Figura 31 - APR eBee

- **Aeromobile a Pilotaggio Remoto** tutt'ala in materiale espanso nero (EPP) divisibile in tre parti con motore elettrico fissato posteriormente e con unità elettroniche annegate nella parte centrale. Le unità elettroniche sono dotate di un cavo USB che le collega direttamente alla fotocamera, la quale è alloggiata in un apposito vano posto sul lato inferiore. L'APR è alimentato da batterie al litio, dotate di codice di identificazione che permette di tracciarne l'utilizzo nel tempo.
- **Stazione di terra** (Figura 32) composta di PC dotato di software di volo eMotion3 (SenseFly), da un Data Link con sistema di trasmissione in 2.4 GHz, e da un radiocomando manuale univoco (registrato e settato specificatamente per ogni singolo *eBee*), da utilizzarsi solamente nei casi di emergenza (o di atterraggio in zone particolarmente impervie). Tramite il software di volo è possibile regolare tutti i parametri dell'aeromobile e della fotocamera: durante il volo l'interfaccia utente fornisce la telemetria dell'*eBee*, potendo così controllare in tempo reale la posizione GPS, l'altezza dal suolo, la distanza dalla stazione di terra, la tensione

della batteria, l'intensità e la direzione del vento, il numero di satelliti agganciati e la potenza del segnale radio.



Figura 32 - La stazione di terra, nei pressi della strada del Passo Gavia, vicino al rifugio Berni (2541 m slm). A destra una foto del monitoraggio da terra durante l'acquisizione delle immagini aeree.

- **Fotocamera SenseFly S.O.D.A. (Sensor Optimised for Drone Applications)** da 20 Megapixel, con risoluzione al suolo a 100 metri di 2,3 cm/pixel e intervallo ISO fra 125 e 6400.

Di seguito le caratteristiche principali del sistema:

Apertura alare	96 cm
Peso (incluso telecamera e batteria)	0,69 kg
Intervallo di collegamento radio	3 Km nominali (fino a 8 Km)
Software di pianificazione e controllo di volo	eMotion 3
Software di elaborazione delle immagini	Pix4D suite
Velocità di crociera	40-90 Km/h
Resistenza al vento	fino a 45 Km/h
Tempo di volo massimo	50 minuti
Precisione assoluta orizzontale/verticale (con GCP)	fino a 3 cm/5 cm
Copertura nominale a 120 m	140 ha
Copertura massima a 2.000 m	9,3 Km ²
Distanza di campionamento del terreno	fino a 1,5 cm/pixel

Il rilievo aerofotogrammetrico è stato svolto in due voli distinti per un tempo nominale complessivo di volo (per il solo rilievo) di 19 minuti e 11 secondi, con una distanza nominale di volo di 13864 m. Per mantenere un dato medio nominale stabilito di 2,80 cm/pixel, l'altezza di volo è stata impostata sul valore di 119.0 m/AED (Above Elevation

Data, utilizzando dati SRTM), con una sovrapposizione laterale del 70% e una sovrapposizione longitudinale del 60%. La superficie nominale pianificata è di ettari 0.327 Km²; quella totale rilevata è di circa 1 Km². Sono stati scattati 257 fotogrammi totali (Figura 33), con distanza nominale tra i singoli fotogrammi di 41 m e distanza tra le linee di strisciata di 46 m. La risoluzione delle immagini fotografiche acquisite è di 5472x3648 pixel, con copertura nominale di 153x102 m per fotografia.

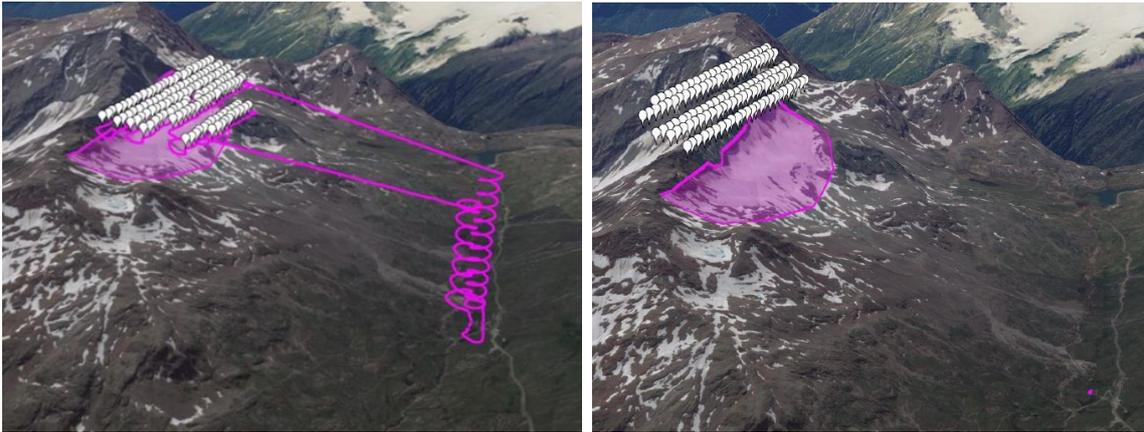


Figura 33 - Schema dei voli e delle acquisizioni fotografiche effettuate

4.3. Rilievo Termografico

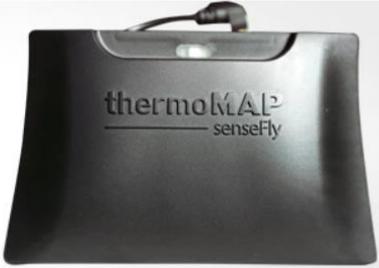
Il rilievo termografico, necessario al rilevamento della temperatura superficiale del ghiacciaio e all'elaborazione della carta termica, si è avvalso dell'utilizzo di dati derivanti da due rilevamenti differenti, entrambi da termocamera. La termocamera è uno strumento utilizzato per rilevare la temperatura delle superfici esposte grazie alla sensibilità alla radiazione infrarossa. Infatti, qualsiasi oggetto con temperatura superiore allo zero assoluto (-273,15°C o zero Kelvin) emette radiazioni appartenenti alla banda infrarossa, quindi con lunghezza d'onda compresa fra 700 nm e 1 mm e pertanto non visibile all'occhio umano. Le termocamere rilevano quindi queste radiazioni e ne elaborano un'immagine termica, legata alla temperatura superficiale in ogni punto dell'oggetto.

Il primo rilievo è stato effettuato via drone con l'utilizzo dell'APR *eBee* precedentemente usato nel rilievo aerofotogrammetrico, fornito della termocamera *thermoMAP SenseFly* appositamente prodotta per i rilievi via drone dalla società SITMP (Figura 34).

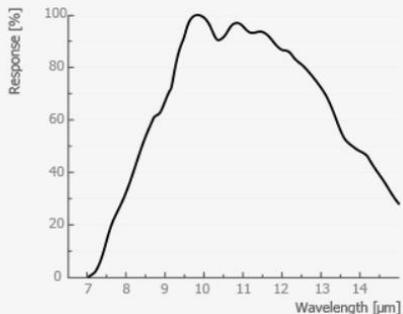
thermoMAP

thermoMAP enables the eBee and eBee Ag to capture thermal video and still images, allowing you to create full thermal maps of a site (for example, to map water distribution, check irrigation systems or assess the functionality of solar panels).

[^ More Information](#)



Band responses



Technical features

Image size	640 x 512 pixels
Ground resolution at 75 m	14 cm/px
Scene temperature	-40 °C to 160 °C
Temperature resolution	0.1 °C
Temperature calibration	Automatic, in-flight
Output formats	TIFF images + MP4 video
Weight	Approx. 134 g
Operating altitude	75 - 150 m

[Explore datasets produced using this camera.](#)

* Compatible only when using eBee RTK (version 02 or later) or eBee Plus in standalone mode.

Figura 34 - Caratteristiche tecniche della termocamera thermoMAP SenseFly

A seguito della non corretta calibrazione della termocamera, si è ritenuto opportuno interpolare i dati termici acquisiti dal satellite Landsat 8 del 9 settembre 2018, così da ottenere una buona restituzione delle superfici isotermiche.

I satelliti Landsat sono parte di un programma di telerilevamento satellitare iniziato nel 1972 che ha aperto all'utilizzo dei satelliti per osservazioni della Terra per fini non militari. Il satellite Landsat 8 fu lanciato in orbita l'11 febbraio del 2013 ed è tuttora attivo, ruotando intorno alla Terra a una distanza di 705 Km dalla superficie e compiendo un giro completo in 99 minuti. È dotato di due sensori in grado di fornire immagini spettroscopiche della superficie terrestre, ossia immagini derivanti dall'acquisizione di onde elettromagnetiche. Uno di questi due sensori, il Thermal InfraRed Sensor (TIRS), è stato creato appositamente per la banda infrarossa della radiazione elettromagnetica, e restituisce quindi il calore rilevato in ogni punto della superficie terrestre, con una risoluzione a 100 metri (NASA, 2013).

5. Risultati

Dal rilievo aerofotogrammetrico e termografico è stato possibile ottenere la topografia della superficie glaciale. L'elaborazione dei dati acquisiti ha permesso di ricostruire l'ortofotografia dell'area di indagine con risoluzione media inferiore a 5 cm/px (Tavola 1) e il modello digitale del terreno (DEM) con risoluzione media di 20 cm/px (Tavola 2).

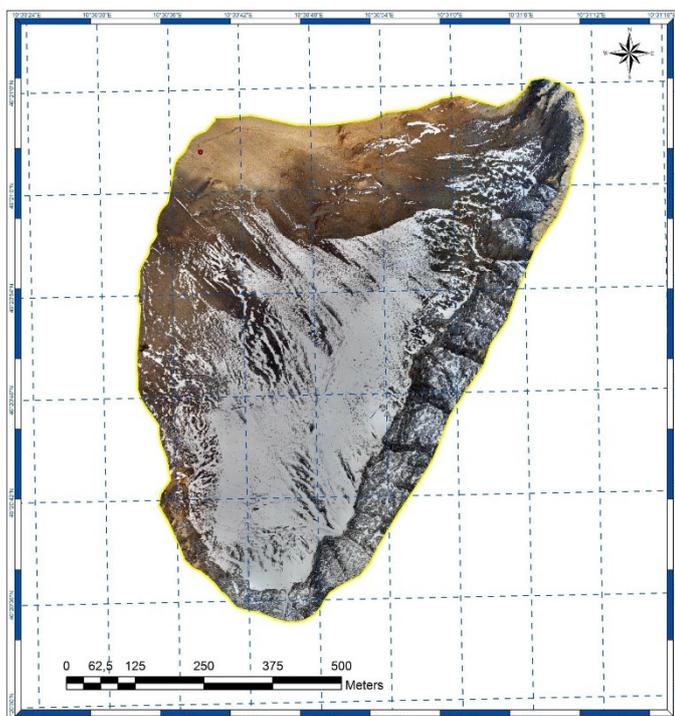


Tavola 1 - Ortofotografia del Ghiacciaio della Sforzellina, scala 1:5000

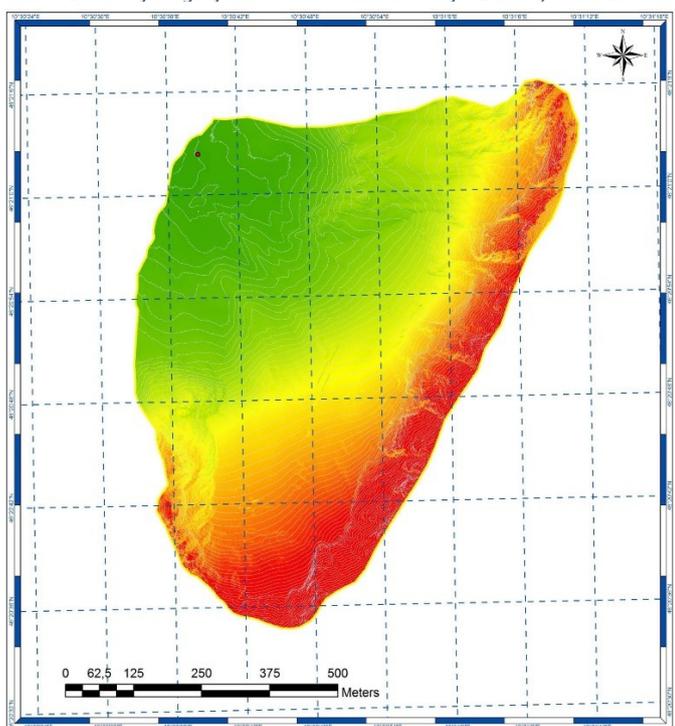


Tavola 2 - Modello di elevazione digitale del Ghiacciaio della Sforzellina, scala 1:5000



Committente:
U.O. Centro Nivometeorologico Di Arpa
Lombardia

GHIACCIAIO DI SFORZELLINA
SERVIZIO DI RILIEVO
GNSS/AEROFOTOGRAMMETRICO
DELL'APPARATO GLACIALE

TAV 1
ORTOFOTOGRAFIA

SCALA 1:5.000



Committente:
U.O. Centro Nivometeorologico Di Arpa
Lombardia

GHIACCIAIO DI SFORZELLINA
SERVIZIO DI RILIEVO
GNSS/AEROFOTOGRAMMETRICO
DELL'APPARATO GLACIALE

TAV 2
**MODELLO DIGITALE DI
ELEVAZIONE**

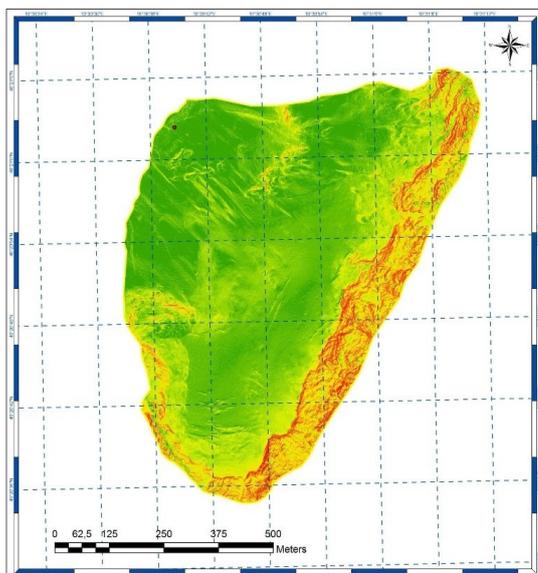
SCALA 1:5.000

Modello digitale del terreno

Value
High : 3212,4
Low : 2831,99

Da tali files sono derivati i seguenti elaborati cartografici:

- *Tavola 3: Carta delle pendenze;*
- *Tavola 4: Carta delle esposizioni;*
- *Tavola 5: Carta della riflettanza;*
- *Tavola 6: Carta della termografia;*



ARPA LOMBARDIA
 Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente

Committente:
 U.O. Centro Nivometeorologico Di Arpa
 Lombardia

GHIACCIAIO DI SFORZELLINA

SERVIZIO DI RILIEVO
 GNSS/AEROFOTOGRAMMETRICO
 DELL'APPARATO GLACIALE

TAV 3

CARTA DELLE PENDENZE

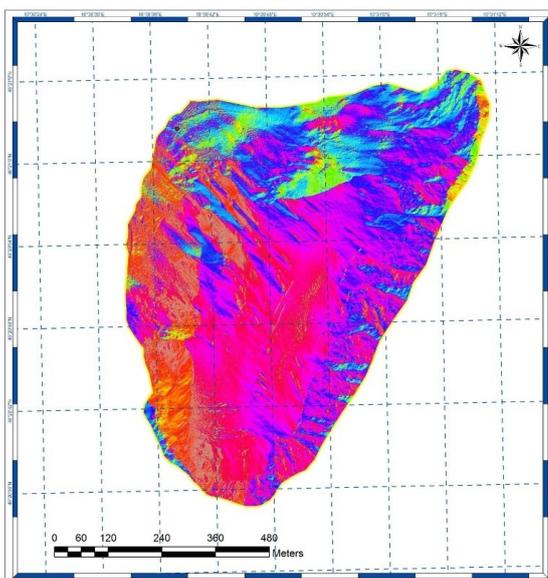
SCALA 1:5.000

Carta delle pendenze

0 - 7,586898983
7,586898984 - 13,44950274
13,44950275 - 19,3121065
19,31210651 - 26,2092874
26,20928741 - 34,48590447
34,48590448 - 44,83167581
44,83167582 - 59,31575569
59,3157557 - 87,9390564

Tavola 3 - Carta delle pendenze del Ghiacciaio della Sforzellina, scala 1:5000

Dalla carta delle pendenze (Tavola 3) emerge come la maggior parte della superficie abbia un'inclinazione inferiore ai 18° (colore verde), mentre le zone più ripide del ghiacciaio sono rappresentate dai conoidi valanghivi provenienti dalle pareti del circo glaciale.



ARPA LOMBARDIA
 Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente

Committente:
 U.O. Centro Nivometeorologico Di Arpa
 Lombardia

GHIACCIAIO DI SFORZELLINA

SERVIZIO DI RILIEVO
 GNSS/AEROFOTOGRAMMETRICO
 DELL'APPARATO GLACIALE

TAV 4

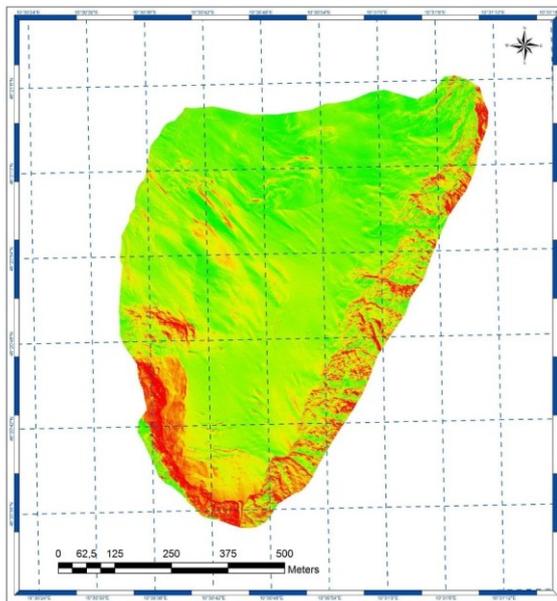
CARTA DELLE ESPOSIZIONI

SCALA 1:5.000

Flat (-1)
North (0-22.5)
Northeast (22.5-67.5)
East (67.5-112.5)
Southeast (112.5-157.5)
South (157.5-202.5)
Southwest (202.5-247.5)
West (247.5-292.5)
Northwest (292.5-337.5)
North (337.5-360)

Tavola 4 - Carta delle esposizioni del Ghiacciaio della Sforzellina, scala 1:5000

Nella carta delle esposizioni (Tavola 4) si noti l'orientamento prevalente Nord e Nord-Ovest, eccezion fatta per la parte settentrionale del ghiacciaio.



ARPA LOMBARDIA
 Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente

Committente:
 U.O. Centro Nicometeorologico Di Arpa
 Lombardia

GHIACCIAIO DI SFORZELLINA
 SERVIZIO DI RILIEVO
 GNSS/AEROFOTOGRAMMETRICO
 DELL'APPARATO GLACIALE

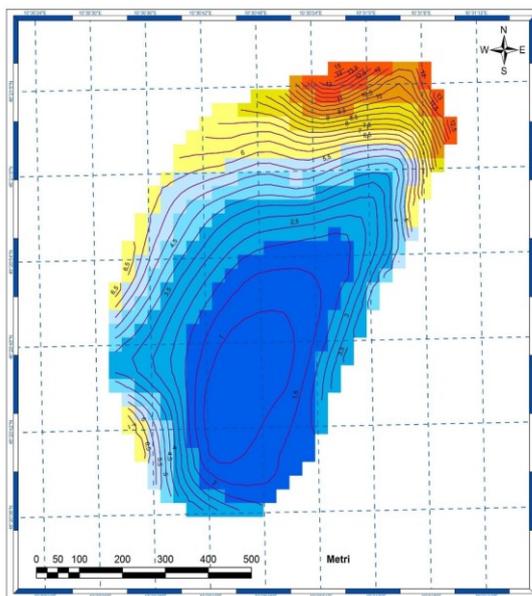
TAV 5

CARTA DELLA RIFLETTANZA

SCALA 1:5.000

Reflectance
 Value
 High : 254
 Low : 0

Tavola 5 - Carta della riflettanza del Ghiacciaio della Sforzellina, scala 1:5000



ARPA LOMBARDIA
 Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente

Committente:
 U.O. Centro Nicometeorologico Di Arpa
 Lombardia

GHIACCIAIO DI SFORZELLINA
 SERVIZIO DI RILIEVO
 GNSS/AEROFOTOGRAMMETRICO
 DELL'APPARATO GLACIALE

TAV 6

CARTA TERMOGRAFICA

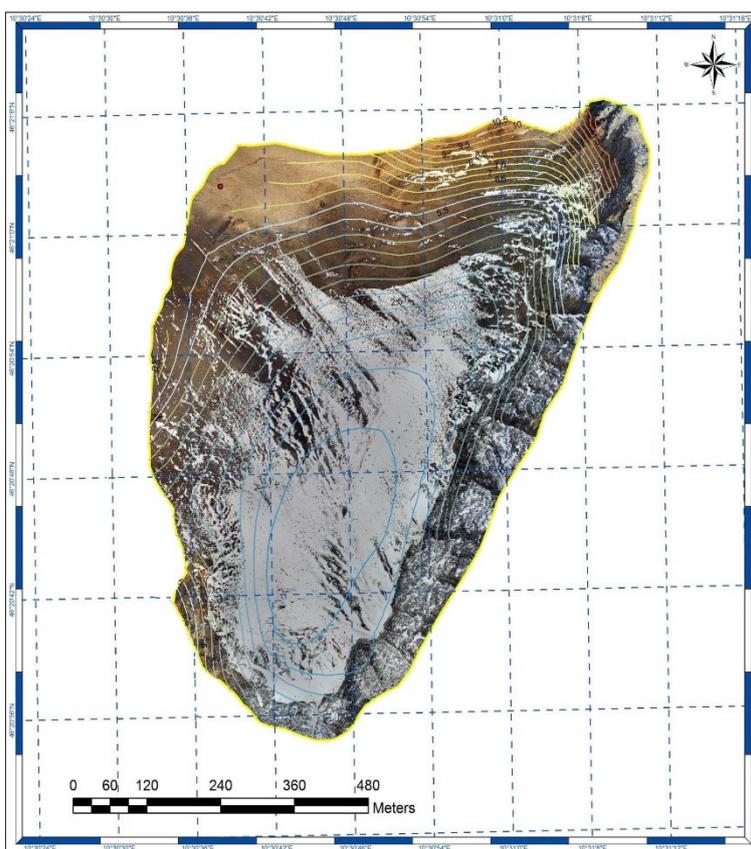
SCALA 1:5.000

Temperatura C°
 0,549812615 - 1
 1,000000001 - 2
 2,000000001 - 3
 3,000000001 - 4
 4,000000001 - 5
 5,000000001 - 6
 6,000000001 - 8
 8,000000001 - 10
 10,00000001 - 12
 12,00000001 - 15,5

Tavola 6 - Carta termografica del Ghiacciaio della Sforzellina, scala 1:5000

La carta termografica (Tavola 6) restituisce valori di temperatura molto diversi fra la superficie esposta (colore azzurro) e il settore settentrionale, ricoperto da detrito superficiale (da giallo a rosso).

La Tavola 7 è stata ottenuta dall'unione della carta termografica con l'ortofotografia.



ARPA LOMBARDIA
Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente

Committente:
U.O. Centro Nivometeorologico Di Arpa
Lombardia

GHIACCIAIO DI SFORZELLINA
SERVIZIO DI RILIEVO
GNSS/AEROFOTOGRAMMETRICO
DELL'APPARATO GLACIALE

TAV 7

ORTOFOTOGRAFIA CON LINEE ISOTERMICHE

SCALA 1:5.000

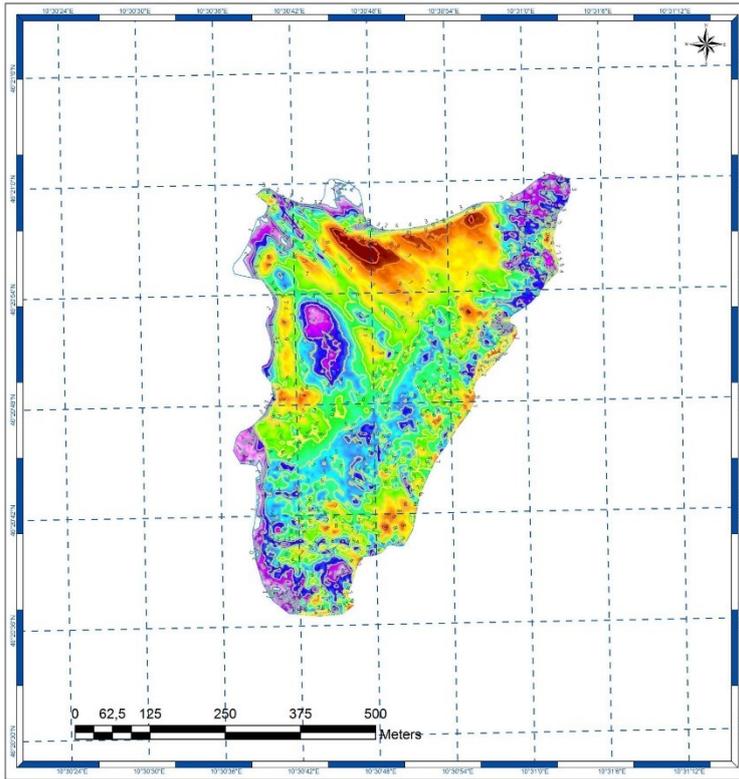
Tavola 7 - Ortografia con linee isoterme del Ghiacciaio della Sforzellina, scala 1:5000

Dal confronto tra i rilievi da noi effettuati e quelli svolti nell'autunno 2015 sono state inoltre ricavate altre due carte, relative alla sola superficie esposta del ghiaccio (senza quindi la superficie coperta da detrito in modo omogeneo):

- *Tavola 8: Carta della variazione dei volumi glaciali;*
- *Tavola 9: Carta della termografia con linee isometriche.*

Pur con tutte le difficoltà legate all'utilizzo di diversi sistemi di riferimento e trascurando i valori estremi, si è riusciti a stimare la perdita di spessore medio del Ghiacciaio della Sforzellina intorno a $6 \div 7$ metri nei tre anni considerati, con picchi di 12 metri. La perdita complessiva di massa glaciale, limitatamente alla porzione non coperta da detrito, può essere stimata intorno a $1,5 \times 10^6$ m³.

Dall'ortografia è stato inoltre possibile stimare la superficie glaciale ricoperta da detrito superficiale: quest'ultimo è presente in modo costante su più del 40% della superficie, per un'area di circa 10 ettari.



Committente:
 U.O. Centro Nivometeorologico Di Arpa
 Lombardia

GHIACCIAIO DI SFORZELLINA
 SERVIZIO DI RILIEVO
 GNSS/AEROFOTOGRAMMETRICO
 DELL'APPARATO GLACIALE

TAV 8

**CARTA DELLA VARIAZIONE
 DEI VOLUMI GLACIALI**

SCALA 1:5.000

variazione volume

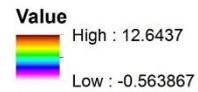
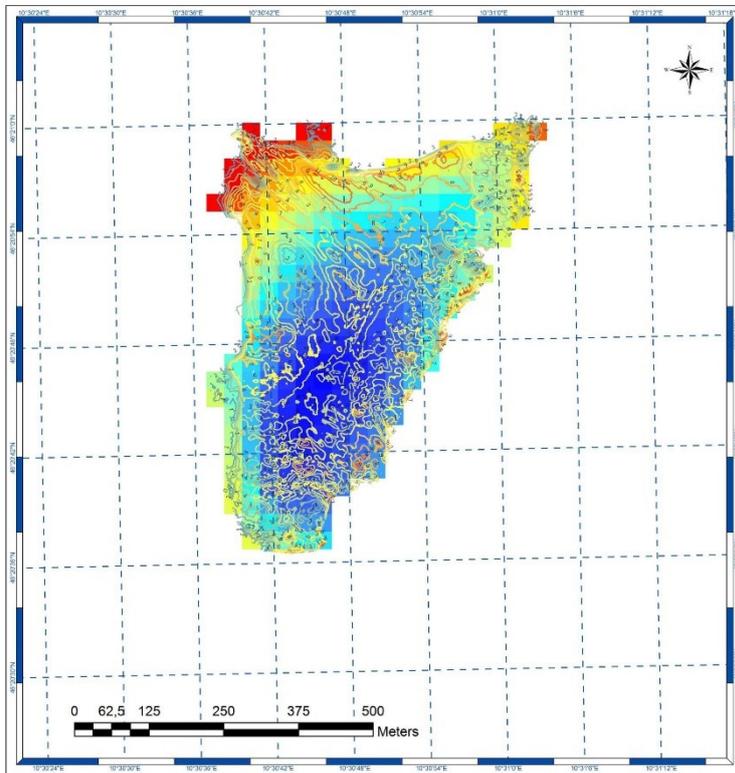


Tavola 8 - Carta delle variazioni dei volumi del Ghiacciaio della Sforzellina, scala 1:5000. Le variazioni sono riferite rispetto all'autunno 2015.



Committente:
 U.O. Centro Nivometeorologico Di Arpa
 Lombardia

GHIACCIAIO DI SFORZELLINA
 SERVIZIO DI RILIEVO
 GNSS/AEROFOTOGRAMMETRICO
 DELL'APPARATO GLACIALE

TAV 9

**CARTA TERMOGRAFICA
 CON LINEE DI VARIAZIONE
 DEI VOLUMI GLACIALI**

SCALA 1:5.000

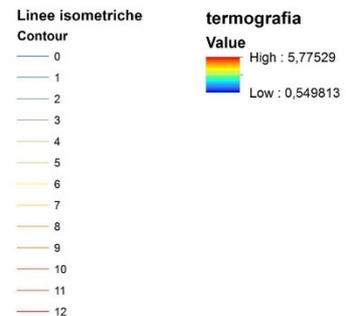


Tavola 9 - Carta termografica con linee di variazione dei volumi glaciali del Ghiacciaio della Sforzellina, scala 1:5000. Le variazioni sono riferite rispetto all'autunno 2015.

6. Discussione dei risultati

Il dato più significativo emerso dai rilievi eseguiti è la perdita in spessore e volume di ghiaccio della porzione di ghiacciaio senza copertura detritica superficiale. In particolare, la perdita media in spessore è compresa fra 6 e 7 metri nel triennio 2015-2018, con valori massimi superiori a 12 metri nella parte più settentrionale di superficie glaciale esposta, a circa 2850 m s.l.m.; la conseguente perdita di volume è stimata in 1.500.000 m³ di ghiaccio, corrispondenti a 1.365.000 m³ *water equivalent*. È quindi fondamentale mettere in relazione la carta delle variazioni dei volumi del ghiacciaio (Tavola 8) con gli altri elaborati grafici ottenuti per provare a delineare le cause delle perdite volumetriche, le quali risultano eterogenee lungo la superficie glaciale.

In primo luogo bisogna fare un confronto con l'ortofotografia (Tavola 1), la quale restituisce un'immagine della copertura detritica del ghiacciaio (Figura 35).

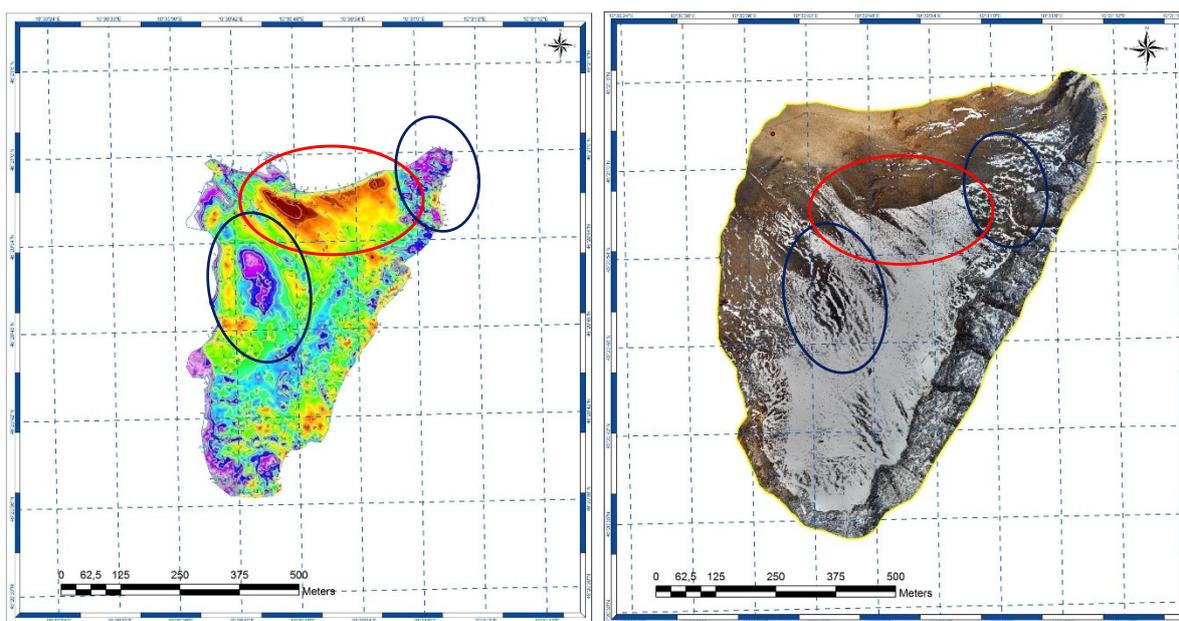


Figura 35 - Confronto fra la carta delle variazioni dei volumi glaciali (Tavola 8, a sinistra) e l'ortofotografia (Tavola 1, a destra). In rosso è cerchiata l'area che maggiormente ha risentito delle variazioni in spessore, mentre in blu quelle che più hanno resistito al ritiro.

La zona che ha subito una variazione di volume maggiore, evidenziata nella Tavola 8 dai colori rosso e arancione, indica una perdita superiore ai 7 metri di spessore, con valori massimi di 12 metri. Osservando l'elaborato ortofotografico (Tavola 1) si nota che la superficie considerata (cerchiata in rosso) è caratterizzata da una presenza di detrito superficiale fine e sparso, derivante dalle pareti rocciose del circo glaciale poste immediatamente ad Est. La copertura detritica può svolgere un duplice ruolo sul

ghiaccio sottostante in funzione della sua distribuzione, della sua granulometria e del suo spessore. Infatti, nelle zone del ghiacciaio in cui è presente in modo costante e raggiunge uno spessore superiore ai 5-10 cm, contribuisce a coibentare il ghiaccio e a limitarne la fusione grazie agli spazi d'aria presenti fra il materiale detritico, i quali fungono da strato isolante nei confronti del ghiaccio sottostante; si consideri a tal proposito la superficie cerchiata in blu, in cui è presente una copertura detritica molto significativa, che ha ben resistito alla perdita di spessore rispetto agli altri settori, con valori sempre al di sotto dei 4 metri. Tuttavia nel settore cerchiato in rosso il detrito svolge un'influenza negativa sul mantenimento del ghiaccio. La distribuzione incostante e la granulometria tendenzialmente fine determinano una riduzione della capacità del ghiaccio di riflettere la radiazione incidente, diminuendo l'albedo e aumentando la radiazione trattenuta. Di conseguenza, la zona interessata da tale copertura detritica ne risente significativamente, accusando un aumento nell'intensità di ablazione rispetto ai settori circostanti. Ciò determina una distribuzione del gradiente di ablazione eterogenea lungo il ghiacciaio, che porta a un'ablazione differenziata in funzione della copertura detritica, influenzando direttamente la morfologia superficiale del ghiaccio. Si delineano così zone depresse e concavità in corrispondenza di gradienti di ablazione maggiori, mentre le aree in cui il detrito ha effetto coibente assumono un aspetto convesso: è questo il caso della porzione inferiore del ghiacciaio, che risulta quasi interamente sepolto dal detrito.

Un altro confronto sicuramente utile alla comprensione dei fenomeni di ablazione del ghiacciaio tiene invece conto della carta delle esposizioni (Figura 36).

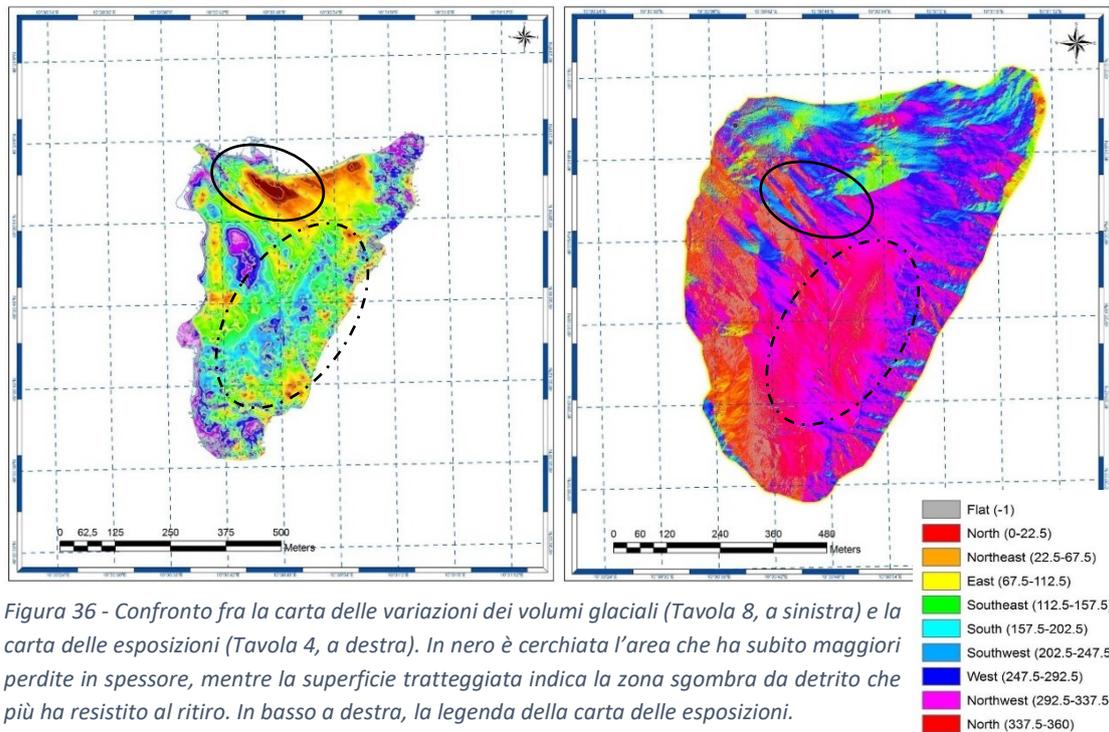
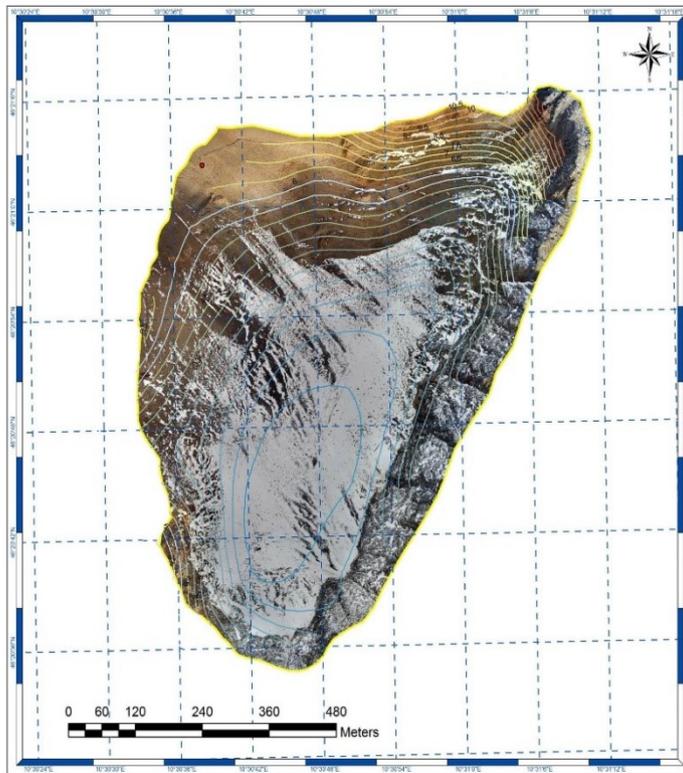


Figura 36 - Confronto fra la carta delle variazioni dei volumi glaciali (Tavola 8, a sinistra) e la carta delle esposizioni (Tavola 4, a destra). In nero è cerchiata l'area che ha subito maggiori perdite in spessore, mentre la superficie tratteggiata indica la zona sgombra da detrito che più ha resistito al ritiro. In basso a destra, la legenda della carta delle esposizioni.

La zona cerchiata in nero è quella che ha subito le maggiori perdite in spessore. Si noti come una variazione minima dell'esposizione rispetto all'orientamento prevalente N-NO sia correlata alle zone con maggiori perdite. Questo dato è però molto subordinato alla copertura detritica, che in termini di ablazione svolge un'influenza decisamente più determinante. Ha invece molta più rilevanza l'accostamento dell'esposizione con le zone a superficie sgombra da detrito che maggiormente hanno resistito all'ablazione. Si noti infatti la porzione medio-superiore del ghiacciaio, circondata in Figura 32 dalla linea tratteggiata, la quale ha subito perdite in spessore inferiori a 5 ÷ 6 metri in ogni punto, in virtù dell'esposizione prevalente Nord, oltre che della quota più elevata rispetto agli altri settori.

Infine si è provato a valutare l'incidenza della temperatura sulle perdite in spessore nei diversi settori del ghiacciaio. In primo luogo è stata ottenuta un'ortofotografia con linee isoterme (Tavola 7), in grado di restituire il valore di temperatura in ogni punto della superficie del ghiacciaio e confrontarlo con la copertura detritica.



ARPA LOMBARDIA
Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente

Committente:
U.O. Centro Nivometeorologico Di Arpa
Lombardia

GHIACCIAIO DI SFORZELLINA
SERVIZIO DI RILIEVO
GNSS/AEROFOTOGRAMMETRICO
DELL'APPARATO GLACIALE

TAV 7

**ORTOFOTOGRAFIA CON
LINEE ISOTERMICHE**
SCALA 1:5.000

Tavola 7 - Ortofotografia con linee isoterme del Ghiacciaio della Sforzellina, scala 1:5000

Dalla Tavola 7 si evince che la superficie di ghiacciaio esposta non scende mai al di sotto di +3°C, e che di conseguenza valori maggiori di temperatura si riscontrano solo dove la superficie è ampiamente coperta da detrito superficiale (tali valori sono perciò da ascrivere alla temperatura della copertura detritica, non del ghiaccio sottostante, il quale invece giova dell'effetto isolante del detrito superficiale).

Al fine di comprendere meglio la relazione tra temperatura e perdita di spessore si propone inoltre in Figura 37 il confronto della Tavola 8 con la carta termografica con linee di variazione dei volumi glaciali (Tavola 9). Si noti come l'area che maggiormente resiste al ritiro, escluse le zone coperte da detrito costante, coincide con la porzione di ghiacciaio racchiusa all'interno dell'isoterma di $+1,5^{\circ}\text{C}$ (colore blu scuro, cerchiata in rosso in figura).

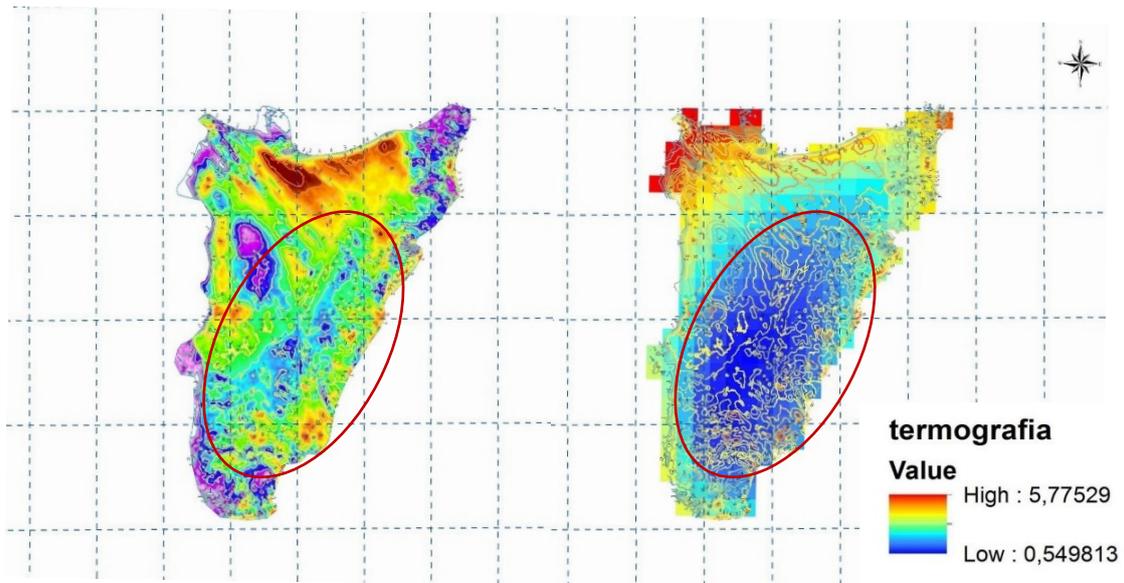


Figura 37 - Confronto fra estratto della carta delle variazioni dei volumi glaciali (a sinistra) ed estratto della carta termografica con linee di variazione dei volumi (a destra). In rosso è cerchiata la superficie sgombra da detrito che più ha resistito al ritiro.

Un altro dato ricavato dai rilievi eseguiti, in particolare dall'ortofotografia, è stata l'estensione della porzione di ghiacciaio ricoperta da detrito superficiale, stimabile in circa 10 ettari, corrispondenti ad oltre il 40% della superficie totale. La distribuzione della copertura detritica – sia per l'entità che per l'eterogeneità – è risultato infatti il fattore più influente sulla differenza di variazioni volumetriche del ghiaccio lungo la superficie. Ciò è testimoniato dalla sostanziale coincidenza delle zone che hanno subito maggiori perdite in spessore con le zone a presenza di detrito sparso e disomogeneo, mentre si è visto come le minori perdite si sono registrate in virtù di una copertura detritica superficiale spessa e costante. Il fenomeno detritico superficiale “si è accentuato nell'ultimo decennio in funzione dell'incremento dell'area coperta da detrito, derivante dalla riduzione della copertura nivale e glaciale sulle pareti rocciose del circo che racchiude il ghiacciaio e che sono sottoposte a cicli gelo-disgelo più numerosi, con più intensi fenomeni di crioclastismo” (Smiraglia et al., 2016).

Pertanto, il detrito superficiale svolgerà un ruolo sempre più cruciale e predominante nelle dinamiche di ritiro del ghiacciaio, influenzando l'intensità di ablazione e la morfologia superficiale. Lo studio della copertura detritica risulta perciò sempre più importante nel tempo, soprattutto al netto della sua grande presenza, che sta trasformando il ghiacciaio in un *debris covered glacier*, ovvero un ghiacciaio la cui zona di ablazione è coperta per almeno il 50% da detrito superficiale costante (Benn & Evans, 2010). Al di là delle finalità glaciologiche, l'importanza di una copertura detritica costante e strutturata è oggi soprattutto legata alla sopravvivenza del corpo glaciale stesso. Essa rappresenta infatti il più grande fattore di resistenza all'ablazione del ghiacciaio, impedendone la rapida ma inesorabile estinzione.

7. Conclusioni

I risultati ottenuti dai rilevamenti si dimostrano in linea coi dati precedentemente raccolti nello studio del ghiacciaio. Le metodologie utilizzate nei rilievi, legate all'uso di aeromobili a pilotaggio remoto, hanno consentito l'ottenimento dei dati in modo rapido e relativamente economico (rispetto ad altre tecniche di rilievo aereo), confermando le potenzialità di queste tecnologie anche nel settore glaciologico e geodetico.

La perdita in volume del Ghiacciaio della Sforzellina relativa alla sola area sgombra da detrito superficiale stimata nell'intervallo 2015-2018 è pari a 1.500.000 m³ di ghiaccio. In quest'area, i fattori che più hanno concorso a contrastare l'inesorabile perdita in spessore sono stati l'esposizione – generalmente N-NO – e la quota, sempre superiore ai 3000m s.l.m.. Di conseguenza, la temperatura registrata nei settori meno colpiti da perdite in spessore (al di sotto dei 5 metri) sono contenute al di sotto di +1,5°C.

Dall'inizio delle misurazioni sul bilancio di massa nell'anno idrologico 1986-1987 ad oggi, il Ghiacciaio della Sforzellina risulta in costante calo di lunghezza, superficie e volume, eccezion fatta per le annate 2000-2001 e 2013-2014 che hanno visto un lieve recupero, però poco incisivo sull'andamento generale. Tale andamento ha portato ad un profondo mutamento morfologico della superficie glaciale, la quale è sempre più coperta da detrito superficiale: attualmente oltre il 40% dell'area. Ciò determina un cambiamento anche nella capacità di reazione alle condizioni ambientali da parte del ghiacciaio, rendendolo meno rappresentativo dei cambiamenti climatici in atto e riducendo la sua confrontabilità con gli altri ghiacciai dell'Arco Alpino.

La copertura detritica superficiale è ad oggi la protagonista nelle dinamiche di ablazione del ghiacciaio: essa è il principale fattore di aumento del gradiente di ablazione laddove è presente in modo disomogeneo, con granulometria prevalentemente fine, causando perdite superiori ai 7 metri di spessore in ogni punto nel triennio 2015-2018; tuttavia, nelle aree dove la copertura detritica è costante e maggiore ai 5-10 cm di spessore, costituisce uno strato isolante e protettivo nei confronti del ghiaccio sottostante, rendendo tali zone le più resistenti alla perdita di spessore (sempre inferiori ai 4 metri nel triennio 2015-2018). Risulta quindi sempre più importante il monitoraggio e lo studio del "ghiaccio nero" (ovvero coperto da detrito), destinato a diventare con tutta probabilità l'erede diretto del Ghiacciaio della Sforzellina.

8. Ringraziamenti

Un sentito ringraziamento va a chi ha collaborato e consentito lo svolgimento del tirocinio e la realizzazione del presente elaborato finale.

In particolare, si ringraziano i Dott. Geol. Devid Stain e Mario Sterli e i tecnici del Centro Nivometeorologico di Bormio di ARPA Lombardia coi quali è stato possibile svolgere i rilievi in ghiacciaio. Si ringrazia inoltre il Dott. Luca Giupponi per la disponibilità nella stesura dell'elaborato e il Prof. Claudio Smiraglia per il costante lavoro svolto nel monitoraggio del Ghiacciaio della Sforzellina e per la condivisione dei dati storici ottenuti.

Infine, un sentito grazie a tutti coloro che hanno contribuito in qualsiasi modo a trasmettermi, educare e alimentare la mia passione per l'ambiente montano in tutte le sue forme.



9. Bibliografia

- Allen, M., Dube, O., & Solecki, W. (2018). *Global warming of 1,5°C*, IPCC, 1.
- ARPA Lombardia. (2019, Marzo 14). *Cambiamento climatico: in Lombardia, oltre un secolo di dati dall'osservatorio Milano Brera*. Tratto da ARPA Lombardia: <https://urly.it/34dz->
- ARPA Lombardia. (2019). *Ghiacciaio di Sforzellina. Rilievo GNSS/Aerofotogrammetrico dell'apparato glaciale*. Edolo.
- ARPA Lombardia. (2020). *Dati e indicatori*. Tratto da ARPA Lombardia: <https://www.arpalombardia.it/Pages/Ricerca-Dati-ed-Indicatori.aspx>
- ARPA Lombardia. (2020). *Precipitazioni nevose sulle montagne lombarde*. Tratto da ARPA Lombardia: https://urly.it/34b_q
- Attene, G. (2015). *Metodologia, rilievo GPS e utilizzo drone in campo topografico*. Tratto da <https://urly.it/34n7s>
- Belò, M., & Smiraglia, C. (2005). *Bilancio volumetrico e di massa di un ghiacciaio alpino campione tramite rilievi GPS in modalità RTK: il Ghiacciaio della Sforzellina*. In: *Atti 9° Conferenza Nazionale ASITA*, Catania, 1, p. 303-308.
- Benn, D., & Evans, J. (2010). *Glaciers and glaciation*, United Kingdom, Hodder Education.
- Catasta, G. (2012). Ghiacciaio della Sforzellina. In Servizio Glaciologico Lombardo, *I ghiacciai della Lombardia*, Hoepli, p. 237.
- Diolaiuti, G., D'Agata, C., Smiraglia, C., & Maragno, D. (2011, Marzo). *Glacier retreat and climate change: Documenting the last 50 years of Alpine glacier history from area and geometry changes of Dosde`Piazz glaciers (Lombardy Alps, Italy)*. *Progress in Physical Geography*, p. 161-182.
- Diolaiuti, G., Casati, D., D'Agata, C., & Stella, G. (2001). *Utilizzo di GPS e GIS per ridurre l'errore nel calcolo del bilancio di massa glaciale: l'esempio del Ghiacciaio della Sforzellina (Alta Valtellina, Alpi Lombarde)*. In: Comitato Glaciologico Italiano, *Bilanci di massa dei ghiacciai italiani, esperienze e confronti*. Carton & Zurli, Torino, p. 23-25.
- EEA. (2009). *Regional climate change and adaptation. The Alps facing the challenge of changing water resources*, Copenhagen.

- Guglielmin, M., Barsanti, M., Casartelli, G., Pelfini, M., & Smiraglia, C. (1995). *Otto anni di bilancio di massa negativo al Ghiacciaio della Sforzellina*. In: Comitato Glaciologico Italiano, *Cento anni di ricerca glaciologica in Italia*, Finsiel, Torino, p.27.
- Merlanti, F., Pavan, M., & Smiraglia, C. (2001). *La geofisica come supporto allo studio glaciologico: esempi di applicazione sui ghiacciai alpini*. In: Comitato Glaciologico Italiano, *Bilanci di massa dei ghiacciai italiani, esperienze e confronti*. Carton & Zurli, Torino, p. 49-60.
- NASA. (2013). *Landsat data continuity mission brochure*. <https://urly.it/34n7->
- NOAA. (2020). *Climate at a glance*. Tratto da National center for environmental information: https://urly.it/34n7_
- Ohmura, A., Kasser, P., & Funk, M. (1992). *Climate at the equilibrium line of glaciers*. *Journal of Glaciology*, 38, 130, p.397-411.
- Paul, F., Frey, H., & Le Bris, R. (2004). *Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data*. *Geophysical research letters*, 31, p. 1-4.
- Paul, F., Käab, A., Maisch, M., Kellenberger, T., & Haeberli, W. (2011). *A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: challenges and results*. *Annals of Glaciology*, 52, 59, p. 144-152.
- Pelfini, M. (1994). *Equilibrium Line Altitude (ELA) variations recorded by Ortles-Cevedale glaciers (Lombardy, Italy) from Little Ice Age to present*, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 17, p. 197-206.
- Scotti, R., & Galluccio, A. (2012). *I ghiacciai della Lombardia dalla PEG a oggi*. In: Servizio Glaciologico Lombardo, *I ghiacciai della Lombardia*, Hoepli, Milano, p. 21-23.
- Servizio Glaciologico Lombardo. (2008, Novembre). *Il dizionario glaciologico dell'SGL*. Tratto da Servizio Glaciologico Lombardo: <https://bit.ly/2urbZzP>
- Servizio Glaciologico Lombardo. (2012). *I ghiacciai della Lombardia*, Hoepli, Milano.
- Smiraglia, C., Azzoni, R., & Diolaiuti, G. (2015). *I Ghiacciai della Lombardia*. In: Università degli studi di Milano, *Il Nuovo Catasto dei Ghiacciai Italiani*, p. 125-135.
- Smiraglia, C., Azzoni, R., & Diolaiuti, G. (2015). *Il Nuovo Catasto dei Ghiacciai Italiani*. Università degli studi di Milano.

Smiraglia , C., Azzoni, R., & Diolaiuti, G. (2016). Il Ghiacciaio della Sforzellina (Ortles-Cevedale): trent'anni di bilancio di massa e studi recenti. *Nimbus*, 76, 78-84.

Treccani. *Ghiacciaio*. Tratto da Vocabolario Treccani:
<http://www.treccani.it/vocabolario/ghiacciaio>

Urbini, S., Zirizzotti, A., Baskaradas, J., Tabacco, I., Cafarella, L., Senese, A., Smiraglia, C., & Diolaiuti, G. (2017). *Airborne Radio Echo Sounding (RES) measures on Alpine Glaciers to evaluate ice thickness and bedrock geometry: preliminary results from pilot tests performed in the Ortles-Cevedale Group (Italian Alps)*. *Annals of geophysics*, 60, 2, p. 1-12.

Villa, F., & Tamburini, A. (2012). I bilanci di massa. In: Servizio Glaciologico Lombardo, *I ghiacciai della Lombardia*, Hoepli, Milano, p. 27.