

Introduzione

I ghiacciai alpini si inquadrano in un contesto ambientale particolarmente delicato, caratterizzato da un'elevatissima geo e bio diversità che è in rapida evoluzione a partire dalla fine della Piccola Età Glaciale con un'accelerazione negli ultimi decenni. E' un ambiente caratterizzato da complessità orografica ed elevato gradiente altimetrico che sono alla base delle rapide e sistematiche variazioni dei parametri climatici in funzione della quota. Ciò determina un'altrettanto rapida variazione dei caratteri idrologici e vegetazionali (Whiteman, 2000; Smiraglia & Diolaiuti, 2009).

Le Alpi italiane, in particolare, per la loro collocazione e morfologia (è l'unico settore alpino a distribuirsi sull'intera catena) rivestono una notevole importanza per gli studi ambientali; si trovano infatti in un "incrocio climatico" dove si sommano influenze continentali, oceaniche, polari, mediterranee e anche sahariane.

A questo proposito l'importanza della criosfera alpina, e in particolare il glacialismo, come indicatore climatico trova continuamente conferme a livello scientifico e a livello divulgativo (Haeberli & Beniston, 1998). La criosfera infatti è il sistema ambientale che sta rispondendo in modo più rapido e negativo all'incremento termico verificatosi in Europa con la conclusione della Piccola Età Glaciale alla metà del XIX secolo. Ciò deriva dal fatto che la maggior parte dei ghiacciai alpini ha una temperatura prossima al punto di fusione, per cui anche un lieve incremento termico in montagna può avere sulla loro evoluzione un impatto fortemente negativo. (Haeberli, 1995). Gli approcci modellistici evidenziano come la seconda parte del XXI secolo potrebbe essere caratterizzata da inverni più umidi e da estati molto più calde e secche (Beniston, 2006), senza tuttavia che il possibile lieve incremento delle nevicate possa compensare i bilanci glaciali negativi derivanti dalle alte temperature estive.

In altre parole si sta attuando una rapida transizione da un sistema *glaciale* a un sistema *paraglaciale* (Church & Ryder, 1972), che provoca alterazioni dei regimi idrologici e diminuzione della stabilità dei versanti, oltre ad effetti sensibili a livello biologico, con ricadute anche sui fattori di polarizzazione turistica (Smiraglia et al., 2008).

Il presente lavoro si inserisce in questo quadro concettuale di studi applicati della criosfera e si pone due obiettivi fondamentali:

- 1) analizzare la possibilità di attuare interventi attivi per ridurre la negatività dei bilanci energetici e di massa che hanno caratterizzato il glacialismo alpino ed in particolare italiano negli ultimi decenni, tema che solo in tempi recentissimi è stato affrontato
- 2) portare un contributo sulla modellazione dei bilanci di massa glaciale

Nel primo caso il lavoro si inquadra nelle ricerche sviluppatesi in Austria verso il 2004-2005 Olefs & Fischer (2008), finalizzate alla sperimentazione e teorizzazione di tecniche per la riduzione dell'ablazione di neve e ghiaccio, ricerche quindi che si inseriscono nelle strategie per uno sviluppo socio-economico sostenibile della montagna in relazione al cambiamento climatico in atto ed ai suoi effetti sulle risorse idriche glacio-nivali. E' appena il caso di ricordare che le prime applicazioni italiane di tipo sperimentale sono state realizzate nell'ambito del nostro dipartimento sul Ghiacciaio Dosdè Orientale in alta Valtellina (Diolaiuti et al., 2009). Nel presente lavori si farà riferimento a metodi e tecniche applicate e ai risultati ottenuti su un intero apparato glaciale e non su una parcella di limitate dimensioni, come è avvenuto per il Dosdè. In particolare si tratterà del Ghiacciaio Presena nel gruppo dell'Adamello al confine fra Lombardia e Trentino, utilizzato già dagli anni '70 del secolo scorso per lo sci estivo e che aveva visto una continua riduzione delle possibilità turistico-sciistiche. Su questo ghiacciaio, nell'ambito di un articolato progetto che hanno visto la collaborazione fra l'Università di Milano, la Provincia di Trento e la Società Impianti Tonale, si è proceduto alla stesura di coperture artificiali su buona parte del ghiacciaio e alla valutazione della sua efficacia. Si sono infatti calcolati i bilanci energetici e di massa puntuali e distribuiti sia in condizioni indisturbate sia in presenza di coperture. Nell'estate 2012 si è inoltre provveduto alla sperimentazione su piccole parcelle di altri tipi di teli di copertura, con varie tipologie di spessori e di materiali (biologici e non biologici).

Nel secondo caso (modellazione dei bilanci) si è cercato di portare un contributo ad un tema scientifico di grande attualità, in particolare sulle relazioni fra flussi energetici e processi di fusione (Hock, 2005). La modellazione di bilanci energetici e di massa, in particolar modo se distribuita, offre infatti notevoli spunti di interesse sia scientifico sia applicato, ad esempio per una migliore comprensione dei processi attivi nell'idrologia glaciale e nella previsionalità delle variazioni del regime dei corsi d'acqua in ambiente nivoglaciale di fronte ai nuovi possibili scenari climatici (Carturan et al., 2012). Questa parte del lavoro ha riguardato due ghiacciai italiani molto diversi per caratteristiche morfodinamiche, apparati che possono costituire due validi esempi dell'intero glacialismo italiano. Si tratta infatti di ghiacciai di dimensioni medio-piccole (non superiori al chilometro quadrato). Il primo, il Ghiacciaio Dosdè Orientale nel gruppo Piazzzi-Campo in alta Valtellina, è un esempio di ghiacciaio *debris free*, quasi completamente privo di copertura morenica

superficiale, il secondo, il Ghiacciaio del Venerocolo in alta Valcamonica nel gruppo dell'Adamello è uno dei pochi *debris covered glacier* delle Alpi Italiane, la cui lingua di ablazione è quasi completamente ricoperta di morenico. Su entrambi si è proceduto alla realizzazione di un bilancio energetico e di di massa distribuito per gli anni 2007-2008-2009, utilizzando un modello *degree day* corretto con fattore radiazione. Per il Dosdè si è anche proceduto alla valutazione dei flussi idrici derivanti.

Bibliografia

Beniston M. (2006) – *Mountain weather and climate: a general overview and a focus on Climatic Change in the Alps*. Hydrobiologia, 562,3-16.

Carturan L., Catorzi F. & Dalla Fontana GC: (2012) – *Distributed mass-balance modelling on two neighbouring glaciers in Ortles-Cevedale, Italy, from 2004 to 2009*. Journal of Glaciology, 209, 467-485.

Church M. & Ryder J.M. (1972) – *Paraglacial sedimentation, a consideration on fluvial processes conditioned by glaciation*. Geological Society Of America Bulletin, 83, 3059-3072.

Diolaiuti G., Smiraglia C. & Meraldi E. (2009) - *Strategie di protezione “attiva” dei ghiacciai. Prime applicazioni italiane e risultati*. Neve e Valanghe, 65, 58-64.

Haeberli W. (1995) – *Glacier fluctuations and climate change detection. Operational elements of a worldwide monitoring strategy*. WMO Bulletin, 44, 23-31.

Haeberli W. & Beniston M. (1998) – *Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps*. Ambio, 27, 258-265.

Hock R. (2005) – *Glacier melt: a review on processes and their modelling*. Progress Physical Geography, 29, 362-391.

Olefs M. & Fischer A. (2008) - *Comparative study of technical measures to reduce snow and ice ablation in Alpine glacier ski resorts*. Cold Regions Science and Technology, 52, 371–384

Smiraglia C., Diolaiuti G., Pelfini M., Belò M., Citterio M., Carnielli T. & D'Agata C. (2008) *Glacier changes and their impact on mountain tourism. Two cases of study from the Italian Alps*. In: Orlove B., Wiegandt E. & B. Luckman (eds): *The Darkening Peaks: Glacial Retreat in Scientificas and Social Context*. University of California Press, 206-215.

Smiraglia C. & Diolaiuti G. (2009) – *Alta montagna, un sistema ambientale particolarmente delicato*. In: Castellari S. & Artale V. (a cura di): *I cambiamenti climatici in Italia: evidenze, vulnerabilità e impatti*. Bonomia University Press, 215-220.

Whiteman D. (2000) – *Mountain Meteorology*. Oxford University Press.

1. Sperimentazione di geotessili per mitigare l'ablazione glaciale

In questo capitolo si espongono gli esperimenti per la mitigazione dell'ablazione glaciale eseguiti sui Ghiacciai Presena e Dosdè (dal 2008) attraverso l'utilizzo di differenti geotessili.



1.1 Misure di protezione glaciale attiva sul Ghiacciaio Presena nel 2010: applicazione e quantificazione dei risultati ottenuti

1. Introduzione: mitigare l'ablazione: un problema di glaciologia applicata

La sperimentazione di metodi per la mitigazione dell'ablazione glaciale ha una storia antica nell'ambito di quella che potremmo definire la *glaciologia applicata*; già da secoli si sono effettuati tentativi di ridurre la fusione della neve invernale, ad esempio con coperture di paglia, da utilizzare come riserva di freddo soprattutto per la conservazione degli alimenti e come sorgenti di acqua. In alcune zone delle grandi montagne asiatiche si sono addirittura usate per secoli tecniche per la creazione di ghiacciai artificiali. Queste metodologie sono tuttavia poco conosciute per il grande pubblico e in tempi recenti si sono divulgate notizie soprattutto sugli esperimenti compiuti in ambito alpino limitati ai ghiacciai utilizzati per la pratica dello sci (estivo o invernale).

Tra le prime ricerche moderne condotte in questo campo, vanno sicuramente ricordate quelle finalizzate a ridurre l'ablazione del ghiaccio nelle regioni dell'Artico a supporto di altre attività scientifiche e militari che richiedevano di ridurre le variazioni dello spessore glacio-nivale per consentire operazioni pratico-logistiche alle basi ed alle strumentazioni ivi localizzate (Kingery, 1960; Jordan, 1989; Diemand&Klokov, 1995). Questi primi approcci al problema di ridurre la fusione di neve e ghiaccio vedevano l'impiego di tecniche di compattazione del manto nevoso (per aumentarne la persistenza) e l'utilizzo di coperture superficiali con materiali isolanti per limitare l'assorbimento dell'energia solare e proteggere termicamente la neve ed il ghiaccio sottostanti. A questo scopo vennero impiegati segatura e trucioli di legno o schiuma di poliuretano che risultarono in grado di ridurre l'ablazione in misura variabile dal 60 al 96% (Grove et al., 1963; Herrmann et al., 1966).

Oltre a questi studi pionieristici vi sono state altre sperimentazioni, più recenti, come la protezione attiva della neve che, dal 2001, un ospedale svedese utilizza nel periodo estivo per il proprio impianto di condizionamento (Skogsberg&Nordell, 2001). L'idea sviluppata dagli studiosi svedesi è quella di utilizzare l'acqua di fusione nivale come refrigerante negli impianti di condizionamento evitando così di impiegare sostanze infiammabili o nocive o comunque costose. A questo scopo la neve invernale e primaverile viene stoccata in aree localizzate all'aperto dove deve quindi venire protetta dall'irraggiamento solare che ne promuoverebbe la fusione. Per proteggere termicamente (e quindi conservare) la neve da utilizzare a questo scopo, i ricercatori

svedesi hanno utilizzato frammenti di legno (*pellets* lignei o *wood chips* nell'accezione internazionale). La protezione con i *pellets* di legno (di dimensioni decimetriche), secondo le valutazioni condotte dai ricercatori svedesi (Skogsberg; 2002; Skogsberg & Lundberg, 2005), ridurrebbe il tasso di fusione della neve dal 70 all' 85% in funzione dello spessore dei frammenti lignei (variato nei diversi esperimenti tra 0.025 e 0.075 m). E' importante sottolineare che questa strategia non è volta a conservare la neve o parte di essa fino all'inverno successivo, ma vuole solo rallentare la fusione in modo da avere a disposizione - per l'intero periodo estivo - acqua di fusione a bassa temperatura da utilizzare nel sistema di raffreddamento. Alla fine dell'estate, quando tutta la neve è fusa, i *pellets* vengono utilizzati come combustibile per l'impianto di riscaldamento dell'ospedale svedese.

Una strategia di questo tipo non è sicuramente applicabile alle aree glaciali (dove il materiale sciolto di piccole dimensioni verrebbe letteralmente spazzato via dal vento catabatico che spira sulla superficie della maggior parte dei ghiacciai a velocità superiori ai 120 km/h), ma gli studi quantitativi condotti durante questa sperimentazione e volti a determinare l'intensità dei processi ablativi e l'efficacia delle misure di *protezione attiva* possono comunque utilmente contribuire alle ricerche glaciologiche nel settore della mitigazione dell'ablazione.

2. Dall'osservazione all'imitazione dei processi naturali

L'idea di coprire neve e ghiaccio per ridurre l'ablazione non nasce per caso, ma è invece basata sia su osservazioni empiriche dei fenomeni naturali sia su conoscenze scientifiche delle leggi che regolano l'equilibrio fra ablazione e accumulo su un ghiacciaio.

A tutti gli escursioni di alta montagna è nota, infatti, l'esistenza della "tavole del ghiacciaio" o "funghi di ghiaccio" (*glacier tables* nell'accezione scientifica internazionale). Si tratta di morfologie sopraglaciali a foggia di fungo, costituite da un masso o blocco roccioso da decimetrico a plurimetrico sostenuto da un gambo di ghiaccio che si eleva da pochi centimetri a più di un metro rispetto al livello del ghiaccio circostante (Smiraglia, 1984) (Fig. 1).



Fig. 1: Fungo di ghiaccio sulla superficie del Ghiacciaio del Morteratsch (Gruppo del Bernina, Svizzera). Il gambo di ghiaccio del fungo si eleva di oltre un metro dalla superficie del ghiacciaio a testimonianza della minor fusione subita grazie all'efficace protezione offerta dal masso (foto G. Diolaiuti).

Questa morfologia è frutto dell'*ablazione differenziale*. Con questo termine si intende la differenza fra l'ablazione (alle nostre latitudini dovuta per la quasi totalità dovuta a fusione) che avviene sulla superficie di ghiaccio "pulito" e quella che avviene sulla superficie di ghiaccio coperto da detrito di vario spessore e granulometria. Il ghiaccio vivo e pulito in parte assorbe (al 70% circa) ed in parte riflette (al 30% circa) l'energia solare; l'energia assorbita viene utilizzata dal ghiaccio per fondere e quindi per perdere massa. Se la superficie del ghiacciaio è coperta da un sottile spessore detritico (pochi cm) o da detrito sparso a granulometria fine (sabbia, ghiaia e ciottoli), questo comporta una minore riflessione (detta *albedo*) dell'energia solare e conseguentemente un maggiore assorbimento. Il flusso di calore conseguente all'assorbimento dell'energia solare viene trasferito al ghiaccio che quindi intensifica la sua fusione. Nel caso di copertura detritica sparsa e sottile si osserva pertanto la formazione di depressioni o concavità conseguenti all'aumentare di intensità dell'ablazione. Diversamente, se la copertura detritica è particolarmente abbondante e se essa raggiunge spessori consistenti (in genere maggiori di 4-5 cm, ma il valore è comunque funzione di litologia e granulometria del detrito roccioso), la radiazione solare assorbita alla superficie non è in grado di raggiungere -come flusso di calore- il ghiaccio sottostante e la fusione e le perdite risultano ridotte rispetto a quelle che avvengono alla stessa quota su ghiaccio pulito (ovvero privo di copertura detritica). Nel caso di copertura detritica abbondante o di grandi massi si osserva quindi la formazione di forme emergenti, conseguenti alla riduzione dell'intensità dell'ablazione (è questo il caso dei *funghi di ghiaccio* prima descritti).

Diversi autori hanno trattato lo studio delle relazioni tra copertura detritica, assorbimento energetico ed ablazione, tra gli altri ricordiamo Oestrem, 1959; Fujii, 1977; Nakawo & Young,

1981; Nakawo & Young, 1982; Smiraglia, 1986; Mattson et al., 1993; Shroder et al., 2000, Kirkbride & Warren, 1999, Hardy et al. 2000 e Tribbeck et al., 2004. In questo contesto, il tema scientifico di maggior interesse è la determinazione dello “*spessore critico*”, ovvero dello spessore di copertura detritica minima al di sopra del quale l’ablazione glaciale inizia a ridursi rispetto a quella che -a parità di quota ed esposizione -avviene sul ghiaccio pulito. Questo spessore è risultato variare tra i 3 ed i 7 cm in funzione della litologia (tipo di roccia) e granulometria (dimensioni dei frammenti rocciosi) del detrito roccioso e della latitudine ove è ubicato il ghiacciaio. Anche sulle Alpi Italiane sono state svolte ricerche su questo argomento, tra quelle note anche a livello internazionale segnaliamo Smiraglia, 1989; Diolaiuti et al, 2006; Mihalcea et al, 2006, 2008. Queste ricerche hanno dimostrato che una copertura detritica omogenea superiore ai 30 cm può efficacemente ridurre l’ablazione anche del 70%.

Non sono nuovi, quindi, in glaciologia studi scientifici che mettono in relazione, a livello quantitativo, le caratteristiche della copertura sopragliaciale naturale, in genere detrito roccioso, con l’ablazione del ghiaccio sottostante. Sulla scorta di questi studi sono nate e si sono sviluppate le ricerche volte alla *mitigazione artificiale* dell’ablazione che tentano di riprodurre artificialmente quanto in natura avviene spontaneamente.

3. Le sperimentazioni alpine per proteggere neve e ghiacciai

Le attuali ricerche finalizzate alla riduzione dell’ablazione di neve e ghiaccio sono da inserire nelle strategie per uno sviluppo socio-economico sostenibile in relazione al cambiamento climatico in atto ed ai suoi effetti sulle risorse idriche glacio-nivali.

Haeberli (1990) valuta che dal 1850 i ghiacciai delle Alpi abbiano perso a causa del cambiamento climatico il 40% della superficie ed oltre il 50% del volume. Per quanto riguarda l’Italia il Catasto dei Ghiacciai Italiani del 1961 (CNR-CGI, 1961) elenca 838 apparati, di cui 745 inventariati come “glaciers” e 93 come glacionevati o “glacierets” (sensu WGMS in IUGG-UNEP-UNESCO, 2005).

Il Catasto del 1989 riporta 807 apparati, 706 inventariati come “ghiacciai” e 101 come “glacionevati” (Biancotti & Motta, 2000), segnalando quindi una perdita di 31 apparati in 28 anni con un incremento del numero dei glacionevati che sottolinea ulteriormente la degradazione glaciale (il glacionevato rappresenta infatti lo stadio finale di un ghiacciaio prima della sua estinzione). La superficie totale dei ghiacciai italiani si è ridotta da 525 km² nel 1961 a 482 km² nel 1989, (-43 km², equivalenti a -1.5 km²/anno). Non vi è disponibilità di dati complessivi sui ghiacciai italiani più recenti del 1989. Per questo ci si può riferire a catasti regionali, come quello

della Lombardia, un'importante area glacializzata che può essere considerata ben rappresentativa dell'intero glacialismo italiano. Per questa zona sono disponibili due serie di dati delle superficie glaciali risalenti al 1992 (Servizio Glaciologico Lombardo, 1992) e al 1999. Nel 1999 i ghiacciai lombardi coprivano una superficie di $104 \text{ km}^2 \pm 0.3 \%$; la perdita areale totale rispetto al 1992 assomma a $13 \text{ km}^2 \pm 3.3\%$. La maggior parte dei ghiacciai lombardi (e italiani) appartiene alle classi dimensionali più piccole. In Lombardia nel 1992, 227 ghiacciai (c. 90% del totale) erano più piccoli di 1 km^2 coprendo complessivamente una superficie di 34.6 km^2 (meno del 30% del totale). Questa classe dimensionale pesa tuttavia per il 58% della perdita totale (-7.4 km^2). Inoltre nel 1999 si è verificato un incremento degli apparati appartenenti alle classi dimensionali più piccole (154 rispetto ai 132 del 1992), sottolineando ulteriormente la forte tendenza alla degradazione (Citterio et al., 2007).

La riduzione dei ghiacciai è conseguente sia alle elevate temperature estive che alle scarse precipitazioni nevose degli ultimi decenni (se si eccettuano gli ultimi tre inverni). Questi due fattori hanno portato sia alla contrazione glaciale attuale che ad altri impatti, ambientali ed economici in aree alpine glacializzate e non.

Per meglio chiarire questo punto può bastare l'esempio di paesi come l'Austria, dove il turismo invernale è un fattore di sviluppo economico piuttosto rilevante. In Austria, negli ultimi anni, i comprensori sciistici hanno attraversato una seria crisi conseguente ad inverni caratterizzati da condizioni meteorologiche dominate da innevamento minore e temperature miti che hanno notevolmente ridotto entità e persistenza del manto nevoso (Kuhn et al., 1992; Breiling & Charamza, 1999 ; Elsasser & Bürki, 2002). Per far fronte a condizioni meteorologiche "avverse" alla pratica dello sci sono scesi in campo ingegneri ed esperti per predisporre strategie di innevamento programmato e *protezione attiva* del manto nevoso (Fauve et al., 2002) senza dimenticare di considerare ed analizzare le conseguenze ecologiche ed ambientali di queste pratiche (e.g. Keller et al., 2004).

Queste sperimentazioni hanno trovato applicazione non solo nelle aree adibite allo sci invernale ma anche alla superficie dei ghiacciai alpini che, a seguito del riscaldamento atmosferico degli ultimi anni, stanno riducendosi assai intensamente (Citterio et al., 2007). In particolare i ghiacciai utilizzati per lo sci estivo, dove la neve viene continuamente sottratta ai bacini di alimentazione superiori per venire distribuita sulle piste da sci localizzate nelle porzioni inferiori del ghiacciaio, stanno manifestando bilanci di massa negativi ed un'intensa riduzione areale e volumetrica. L'impatto sul bilancio di massa glaciale delle attività sciistiche estive è senza dubbio aumentato negli ultimi anni (Diolaiuti et al., 2006), anche a seguito delle condizioni meteorologiche avverse alla persistenza del manto nevoso, e quindi sempre più comprensori sciistici glaciali stanno

seriamente considerando la possibilità di applicare strategie di *protezione attiva* del manto nevoso.

Le aree dove maggiormente si sono concentrate queste attività sono le zone glaciali ove sono localizzati i piloni di sostegno degli impianti di risalita. Questo tipo di strutture, in metallo e cemento, quando non sono edificate su roccia affiorante ma sono solo appoggiate (o inserite con perforazioni leggere) sul ghiaccio di ghiacciaio subiscono una rapida evoluzione nel periodo estivo richiedendo frequenti opere di manutenzione e ripristino. L'ablazione glaciale, riducendo lo spessore di neve e ghiaccio ne mina infatti la stabilità.

Tra i metodi più utilizzati per aumentare la persistenza estiva della copertura nevosa stabilizzando le infrastrutture vi sono *l'iniezione di acqua*- effettuata con continuità - nella coltre nevosa e lo stendimento sulla superficie nevosa da proteggere di *coperture artificiali* (in materiali definiti *geotessili*) (<http://imgi.uibk.ac.at/IceClim/alpS/>).

I primi esperimenti, divulgati ampiamente dai mezzi di comunicazione, sono stati effettuati nel 2005 in Svizzera nella zona di Andermatt sul Ghiacciaio Gurschen con finalità eminentemente pratiche; per garantire tutto l'anno la persistenza della neve e l'accesso estivo al ghiacciaio da parte degli sciatori, si sono collocati teli di protezione già testati in Austria. Esperimenti simili sono stati condotti anche in Germania sul piccolo Ghiacciaio della Zugspitze.

A livello scientifico gli studi più approfonditi sono quelli effettuati in Austria, dove sono stati svolti esperimenti comparativi per valutare l'applicabilità, l'efficacia e i rapporti costo/beneficio delle diverse strategie. Lo studio più noto in letteratura internazionale è quello condotto da Olefs & Fischer (2008) che hanno non solo sperimentato sullo stesso ghiacciaio diverse strategie di protezione attiva, ma ne hanno anche quantificato gli effetti sia attraverso misure di campo svolte durante tutta la stagione estiva che mediante l'applicazione di un modello numerico (i.e.: SNTHERM, introdotto da Jordan, 1991) che -note le condizioni micrometeorologiche locali ed i flussi energetici entranti ed uscenti - simula su base fisica l'evoluzione del manto nevoso (Olefs & Obleitner, 2007). Gli studiosi austriaci hanno applicato il modello sia alla neve presente sul ghiacciaio e soggetta a naturale evoluzione (ovvero a fusione stagionale) che alla neve sottoposta alle diverse strategie di mitigazione dell'ablazione.

Le parcelle sperimentali dove i ricercatori austriaci, nelle estati 2004 e 2005, hanno applicato e confrontato le diverse strategie di mitigazione dell'ablazione sono state localizzate sui Ghiacciai Schaufelferner e Gaißkarferner (46°59'N, 11°07'E, StubaiAlps, Austria) a quota compresa tra 2870 e 3100 m. I due ghiacciai presi in esame sono entrambi utilizzati per la pratica dello sci estivo e non distano molto dallo Hintereisferner, un grande ghiacciaio austriaco studiato da oltre 40 anni per la determinazione del bilancio di massa glaciale. Questo punto è di particolare

importanza in quanto i risultati ottenuti durante due sole stagioni estive su aree glaciali sia naturali che protette attivamente potevano venire utilmente confrontati con l'evoluzione glaciale decennale.

Sulla superficie dei ghiacciai presi in esame sono state localizzate, in prossimità delle parcelle sperimentali, stazioni meteorologiche automatiche (*Automatic Weather Station* o AWS) per rilevare con continuità durante le due stagioni estive dati termici ed energetici (flussi entranti ed uscenti, ad onda corta e ad onda lunga). Le parcelle sperimentali attrezzate sono state tre per testare le tre principali modalità di protezione attiva dei ghiacciai:

- 1) attraverso l'iniezione di acqua;
- 2) attraverso la compattazione meccanica della neve;
- 3) attraverso la copertura della neve con vari materiali.

La prima parcella ha richiesto l'iniezione di acqua durante tutta la primavera 2005. L'acqua, infatti, agisce aumentando la massa glaciale solo attraverso il suo congelamento. Questo avviene con neve a bassa temperatura, ovvero nelle ore notturne e nel periodo di fine inverno-inizio primavera. Tra il 23/02/2005 ed il 20/04/2005 i ricercatori austriaci hanno effettuato 12 iniezioni di acqua utilizzandone ogni volta 2300 litri. Alla fine della stagione erano stati impiegati complessivamente a questo scopo 27600 litri di acqua iniettati su una superficie di 104 m².

La seconda parcella ha visto l'azione di diversi *gatti delle nevi* per compattare la neve qui accumulata. La compattazione, infatti, accresce la conducibilità termica della neve (Yen, 1969; Kattelmann, 1985; Sturm et al., 1997), caratteristica che può risultare in un minore tasso di fusione di neve e ghiaccio sottostanti questo strato compattato e più freddo.

La terza parcella ha visto la copertura della neve con diversi materiali (oltre 40 tipi, diversi per caratteristiche fisiche) ognuno steso su 4 m² di superficie glaciale. Oltre a questi micro-test (effettuati sia nel 2004 che nel 2005) nelle due estati su due aree campione ciascuna di oltre 100 m² di superficie è stata stesa una copertura di *geotessile* per verificarne l'effetto sul bilancio di massa glaciale di una vasta area. Le coperture sono state allestite quando l'accumulo era giunto al massimo (alla fine della primavera, prima dell'inizio della stagione di ablazione) e sono state mantenute per tutta l'estate sino al termine dei processi ablativi.

E' importante sottolineare che gli interventi di protezione attiva svolti presso le tre parcelle sopradescritte differiscono profondamente tra loro per finalità e strategia di azione: la prima modalità di protezione attiva è l'unica che porta, nell'immediato, ad un aumento di massa glaciale attraverso l'iniezione di acqua. Gli interventi si concentrano nel periodo invernale mentre nel periodo estivo ci si limita ad osservare l'evoluzione e l'intensità dei processi ablativi sulla massa di neve addizionata con acqua.

Le altre due strategie testate e descritte sono invece entrambe finalizzate a ridurre l'ablazione e non comportano addizione di massa. La differenza tra questi due ultimi approcci è nel periodo di operatività. Nel caso della compattazione della neve questa viene svolta durante tutto il periodo di accumulo, nel periodo di ablazione si osserva e quantifica solo l'evoluzione del manto nevoso compattato e del ghiaccio sottostante. Nel caso dell'utilizzo di coperture artificiali, l'intervento è svolto a fine stagione di accumulo (fine primavera) e le osservazioni sono invece condotte per tutto il periodo di ablazione.

I risultati ottenuti dai ricercatori austriaci hanno evidenziato che la strategia di maggior successo è senza dubbio quella volta a mitigare l'ablazione con una copertura artificiale. L'addizione di acqua, che inizialmente si era concretizzata in un aumento di massa glaciale di 22 l/m^2 , non è infatti in grado di contrastare l'ablazione estiva, che avviene comunque e mostra solo un lieve ritardo (qualche giorno) rispetto alle altre aree glaciali non sottoposte a questo tipo di trattamento. Analogamente le operazioni di compattazione hanno solo prolungato di qualche giorno (in media 4 in più rispetto alla neve non trattata) la persistenza del manto nevoso che comunque è poi andato soggetto a fusione completa nel corso dell'estate.

Diversamente dai due casi precedenti, le strategie di copertura della neve con *geotessile* hanno permesso di conservare sino alla fine della stagione di ablazione il 60% circa della neve sottoposta a protezione attiva. In questo modo è stato "salvato" uno spessore di circa 0.5 m di neve precipitata l'inverno precedente e grazie alla persistenza di questa escludere completamente dalla fusione il ghiaccio localizzato al di sotto della neve protetta con il telo. Questi positivi risultati sono stati conseguiti sia nel 2004 che nel 2005 (Olefs & Fisher, 2008).

Il confronto di oltre 40 diversi tipi di materiale ha inoltre evidenziato che un geotessile bianco spesso 0.004 m rappresenta la miglior soluzione (per spessore, permeabilità, rugosità superficiale, resistenza alla tensione e caratteristiche termiche e radiative) come materiale di copertura glaciale per ottenere un bilancio di massa localmente positivo.

I ricercatori austriaci concludevano poi rimarcando l'impossibilità di applicare su vaste aree glaciali questo tipo di copertura per mitigare l'ablazione di neve e ghiaccio e ne suggerivano invece l'applicazione a porzioni minori di ghiacciai alpini- per i quali siano noti intensità e *pattern* dell'ablazione superficiale -da variare di anno in anno per mitigare l'ablazione nelle aree considerate critiche o dove lo spessore si stia riducendo con ritmi accelerati.

In Italia il primo esperimento scientifico per valutare l'efficacia delle strategie di protezione glaciale attiva è quello svolto sul Ghiacciaio Dosdè Orientale (Alta Valtellina, Lombardia) dal Gruppo di ricerca Glaciologia dell'Università di Milano nell'ambito di un progetto di ricerca sostenuto da San Pellegrino-Levissima SpA (si veda anche Diolaiuti et al., 2009a). L'esperimento

si è svolto negli anni idrologici 2007-2008 e 2008-2009 ed ha visto lo stendimento di parcelle sperimentali di geotessile (ICEPROTECTOR 500[®]) rispettivamente di 150 m² e di 100 m². Il geotessile è stato posto alla superficie del ghiacciaio nell'area di ablazione al limite con il settore di accumulo a fine primavera ed è stato mantenuto in posizione sino alla fine della stagione ablativa (fine settembre 2008 e 2009). Dal momento dello stendimento sino al momento della rimozione l'area sottoposta a protezione è stata continuamente monitorata per rilevare nel tempo l'evoluzione della coltre nevosa (spessore, densità, cristallografia, parametri termici), in parallelo analoghe analisi sono state svolte per i settori attigui del ghiacciaio lasciati in condizioni naturali. I dati raccolti, analizzati anche rispetto ai flussi energetici calcolati alla superficie del ghiacciaio, hanno permesso di quantificare i diversi bilanci energetici e di massa delle aree glaciali protette e naturali.

In entrambi gli anni idrologici i risultati conseguiti hanno evidenziato l'efficace azione del geotessile nel ridurre le perdite per fusione di neve e ghiaccio sottostanti. Questa azione è da attribuire non solo alle caratteristiche di composizione e tessitura del telo che lo rendono un'ottima barriera fisica alla penetrazione della radiazione UV (altamente energetica) e dei flussi termici atmosferici ma anche alla sua colorazione (bianco puro) che ne garantisce una elevata e stabile *albedo* o riflettività. L'*albedo* del geotessile è infatti rimasta pressoché costante e pari a quella della neve a inizio giugno (circa 0.62); diversamente sul resto della superficie glaciale l'*albedo* è diminuita, raggiungendo valori a fine stagione di circa 0.31 (corrispondenti ad un assorbimento di energia solare del 69%) e questo ha comportato una maggior fusione nivoglaciale.

Nel 2008 l'ultimo rilievo svolto al momento della rimozione del geotessile ha permesso di quantificare spessore e densità di neve e ghiaccio al di sotto dello stesso. Lo spessore complessivo è risultato pari ad un valor medio di 190 cm; di questi i 115 cm di base erano costituiti da ghiaccio di ghiacciaio (densità c. 917 kg/m³). Gli altri 75 cm di materiale preservato alla fusione erano costituiti da neve densa e compatta (densità di circa 750 kg/m³). Se confrontiamo questi dati con quelli iniziali, rilevati in primavera al momento dello stendimento del telo, possiamo valutare meglio l'efficacia dello stesso. A fine stagione invernale sulla superficie glaciale sottoposta a protezione con geotessile lo spessore iniziale di equivalente in acqua (w.e.) della neve era 1.29 m, mentre a fine stagione estiva 2008 è risultato di 0.56 m, pari al 43.4% dello spessore iniziale. Inoltre, mentre nella zona non protetta si è avuta l'ablazione di uno spessore di ghiaccio di 1.15 m (pari a 1.05 m w.e.), nella zona protetta l'ablazione del ghiaccio è stata nulla. Nel complesso a fronte di un'ablazione totale nella zona non protetta di 2.34 m w.e., (1.29 m w.e. di neve e di 1.05 m w.e. di ghiaccio), nella zona protetta l'ablazione è stata di 0.73 m w.e. derivanti totalmente

dalla neve. Il guadagno complessivo è stato quindi di 1.61 m w.e., pari al 68.8% dello spessore perso nell'area non sottoposta a protezione glaciale attiva. Sul Dosedè est, quindi, il geotessile ha evitato completamente l'ablazione del ghiaccio localizzato al di sotto della neve invernale e primaverile ed ha anche ridotto l'ablazione di quest'ultima preservandone oltre il 43%.

Nell'anno idrologico successivo (2008-2009) i ricercatori di UNIMI hanno ripetuto l'esperimento valutando anche il bilancio energetico nell'area protetta ed in quella naturale. E' risultata una differenza complessiva di $101 \times 10^6 \text{ W/m}^2$ conseguente al solo bilancio radiativo, questo valore rappresenta l'energia non giunta a neve e ghiaccio grazie alla protezione offerta dal geotessile e corrisponde ad un risparmio ablativo di 30 cm di equivalenti in acqua. A questo si aggiunge l'effetto barriera termica offerto dal geotessile che ha ulteriormente ridotta l'ablazione smorzando il flusso di calore per conduzione tra superficie e strati nevosi profondi.

4. Il Ghiacciaio di Presena (Trentino): un interessante caso italiano per l'applicazione di strategie di protezione attiva di un ghiacciaio

4.1 Il Ghiacciaio di Presena

Fonte dati: Archivio CGI (Comitato Glaciologico Italiano) e SAT (Società Alpinisti Tridentini)

Il Ghiacciaio di Presena Occidentale ($46^{\circ}13'30''$, $10^{\circ}34'50''$) fa parte delle Alpi Retiche, nel gruppo Adamello-Presanella ed è compreso nel bacino idrografico Vermigliana-Noce-Adige. Il Ghiacciaio di Presena Occidentale si trova alla testata della Val Presena, in un ampio circo delimitato dal Cornicciolo di Presena, da Cima Presena e dal Corno di Lago Scuro. Il settore glacializzato della Presanella si estende per complessivi 1050,96 ha (SAT, 2005). Il Presena Occidentale occupa la parte centrale del regolare versante che da Capanna Presena sale verso il Passo del Maroccaro e la Bocchetta degli Sciatori, dopo che la porzione più orientale del ghiacciaio è scomparsa e la parte più occidentale, situata sotto il Corno di Lago Scuro, si è completamente staccata dal corpo principale.

Il Ghiacciaio del Presena Occidentale è catastato con il numero 684 nel catasto CGI del 1962 (relativo alle annate idrologiche 1957-1958) e lo stesso codice gli viene attribuito nel più recente Catasto Glaciologico SAT; nel Catasto Internazionale WGI (*World Glacier Inventory*) gli è invece attribuito il codice I-4L00102418.

La fronte appiattita terminava nel 1962 in una piccola conca a quota 2673m. Il ghiacciaio veniva classificato come di tipologia pirenaica. Attualmente si preferisce classificarlo di tipo *Montano* (pendio).

Nel Catasto dei Ghiacciai Italiani (CGI, 1962), si riportava una superficie pari a 82 ha con lunghezza massima di 1200m e larghezza di 1100 m. La superficie glaciale si è ridotta a poco più di 65 ha all'inizio degli anni '90, dal DEM più recente fornito da PAT risulta un'estensione areale di circa 33 ha.

La superficie del ghiacciaio è regolare e priva di crepacci. È alimentato soprattutto dalle precipitazioni nevose dirette, data l'assenza di grandi pareti rocciose a monte. Negli anni meno favorevoli, in effetti, il ghiacciaio si è trovato alla fine dell'estate completamente privo di innevamento residuo, nonostante la sua esposizione Nord. Negli ultimi dieci anni il controllo delle fluttuazioni della fronte (a cura della SAT) ha messo in evidenza un costante ritiro e intere porzioni del ghiacciaio sono scomparse. In alcuni settori la fronte si è ritirata di più di 50 m dal 1990 al 1999.

Questo ghiacciaio è molto conosciuto in quanto su di esso si pratica lo sci estivo, grazie agli impianti di risalita che partono dal Passo del Tonale e raggiungono i 2730 m di Capanna Presena. Negli ultimi anni, caratterizzati da scarso innevamento invernale ed elevate temperature estive, lo sci è stato interrotto alla fine del mese di luglio. Gli impianti di risalita permettono a chiunque di raggiungere e osservare questo ghiacciaio e le interessanti morfologie presenti nei dintorni, anche se l'ambiente è stato fortemente modificato dall'intervento dell'uomo.

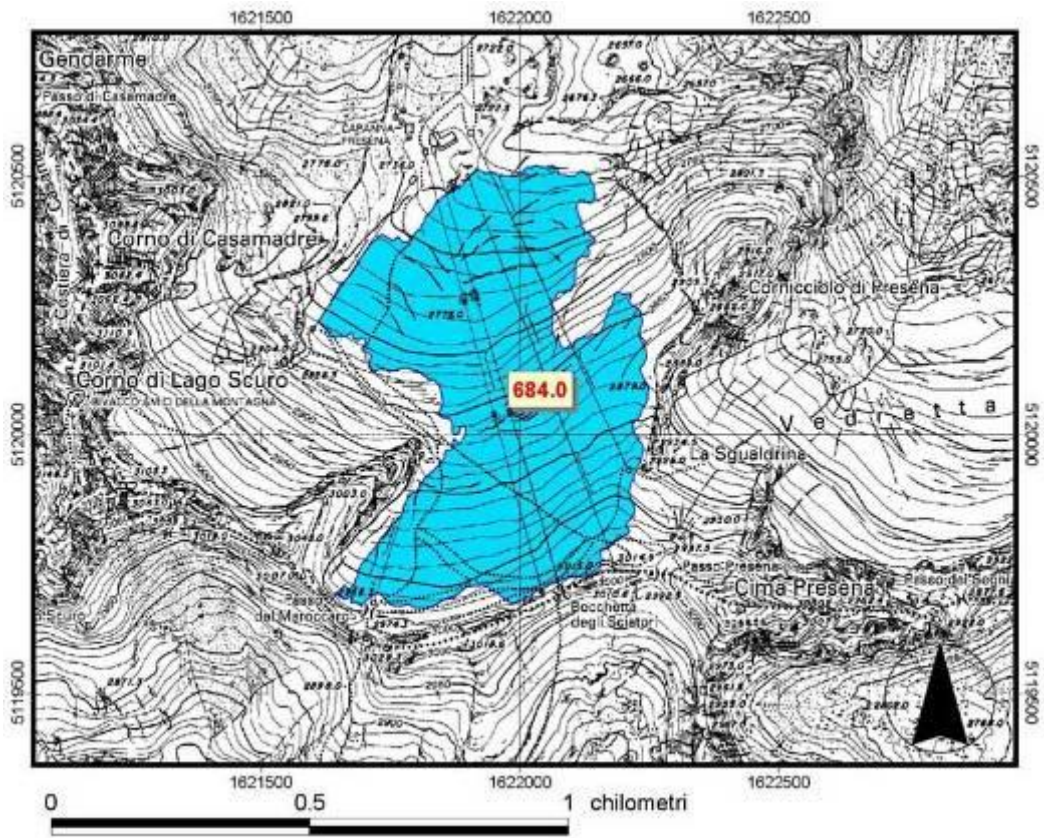


Fig.2: Il Ghiacciaio di Presena Occidentale nel catasto regionale a cura della SAT.

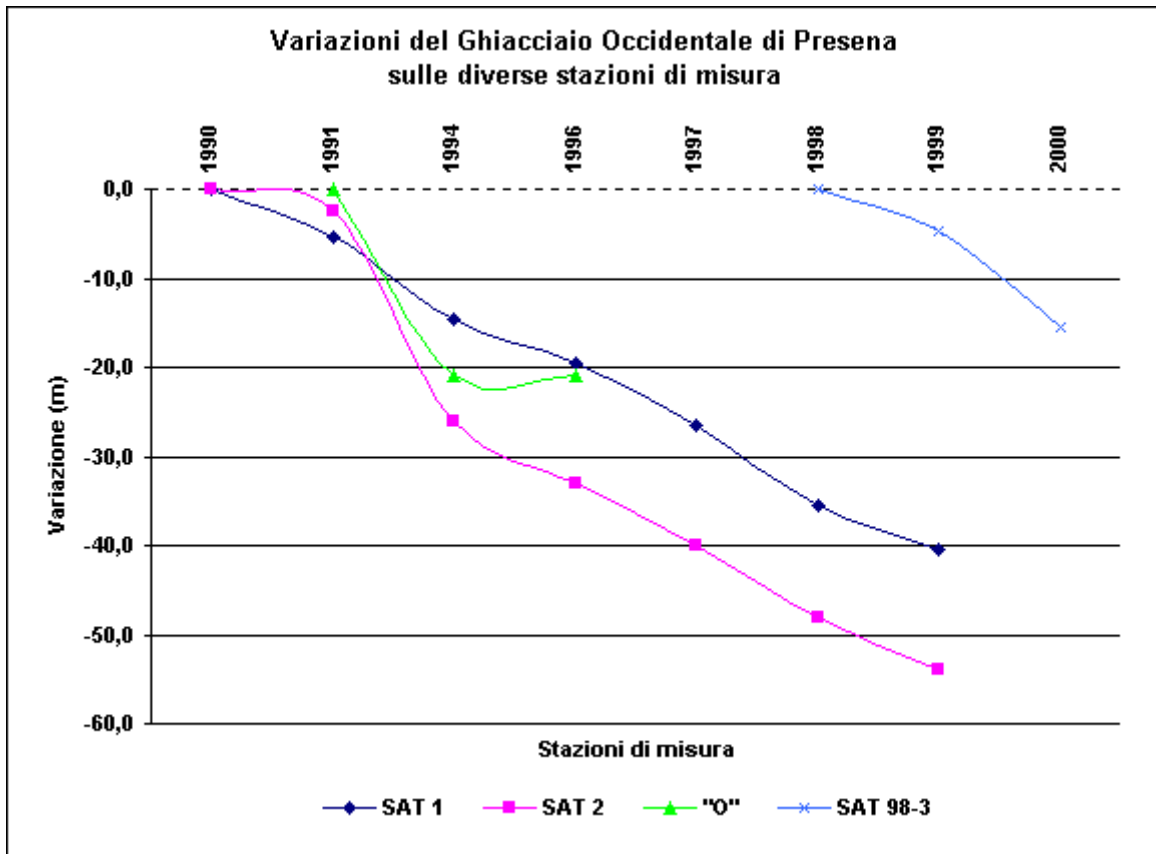


Fig. 3: Variazioni frontali del Ghiacciaio di Presena Occidentale in relazione alle stazioni di misura controllate dal C.G.T



*Fig. 4: Il Ghiacciaio di Presena Occidentale nel 1991 - Stazione fotografica: SAT 90
(Autore: Giovanni Mosconi)*



Fig. 5: Il settore Ovest del Ghiacciaio di Presena Occidentale, recentemente staccatosi dal corpo principale. Immagine del 2005 da Stazione fotografica: non documentata (Autore: Roberto Seppi)



Fig. 6: Il Ghiacciaio di Presena Occidentale nel 2005 da Stazione fotografica: non documentata (Autore: Roberto Seppi)

4.2 Inquadramento meteoclimatico

Per un sintetico inquadramento climatico dell'area del Ghiacciaio Presena si sono analizzati i dati termici rilevati presso la Capanna Presena (quota 2730 m) forniti da PAT.

I dati sono rilevati in modo continuativo dal 1999. La serie, seppure ridotta temporalmente, è rappresentativa delle condizioni termiche alla quota del ghiacciaio. I dati sono stati elaborati allo scopo di calcolare il regime termico (Fig. 7).

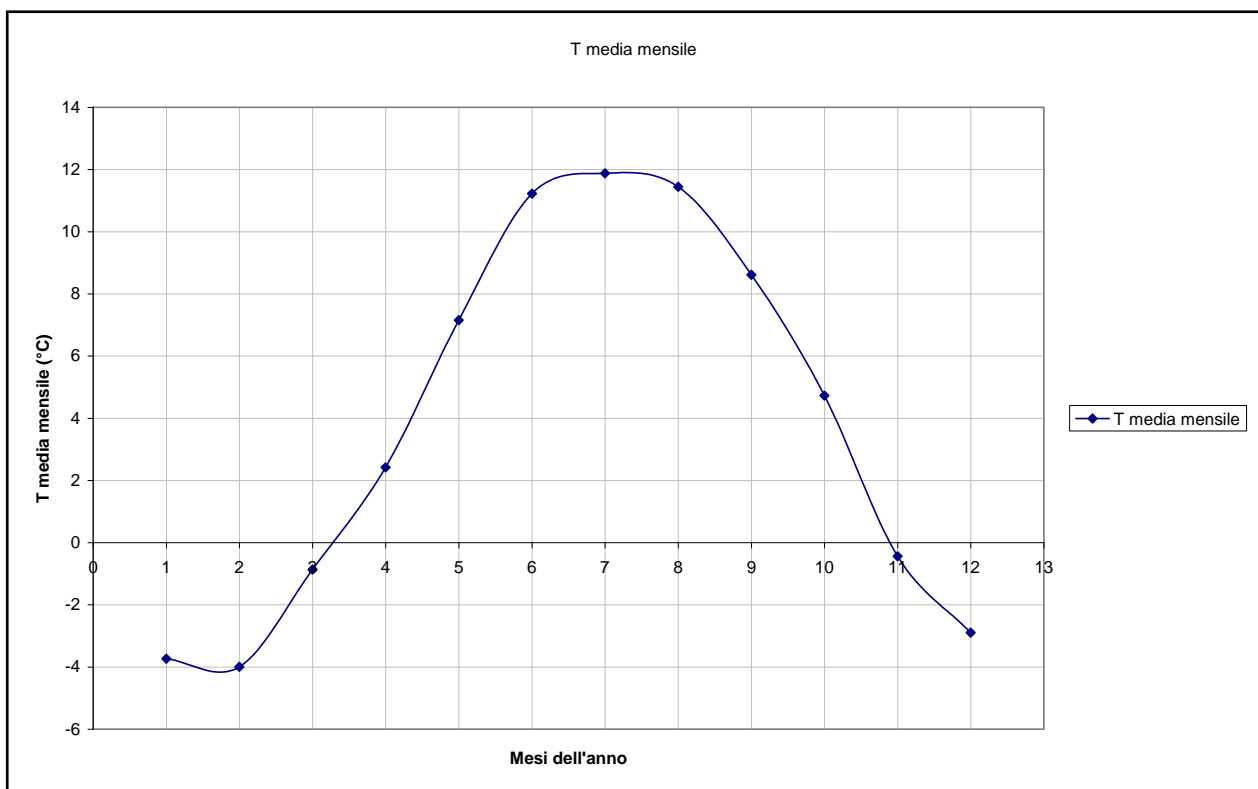


Fig. 7: Regime termico calcolato con i dati di temperatura rilevati presso la Capanna Presena.

Risultano particolarmente elevate ($>10^{\circ}\text{C}$) le temperature medie di Giugno, Luglio ed Agosto con Luglio mese più caldo per il quale potrebbe essere utile la riduzione o sospensione dell'attività sciistica.

Il confronto delle temperature medie 1999-2003 registrate alla Capanna Presena con quelle più recenti registrate presso la stessa stazione nel periodo 2004-2007 indica una tendenza al riscaldamento nei mesi di Luglio ($+0.75^{\circ}\text{C}$ nel periodo recente), Settembre ed Ottobre. Anche questo dato suggerirebbe di sospendere in tale periodo o ridurre la pratica sciistica

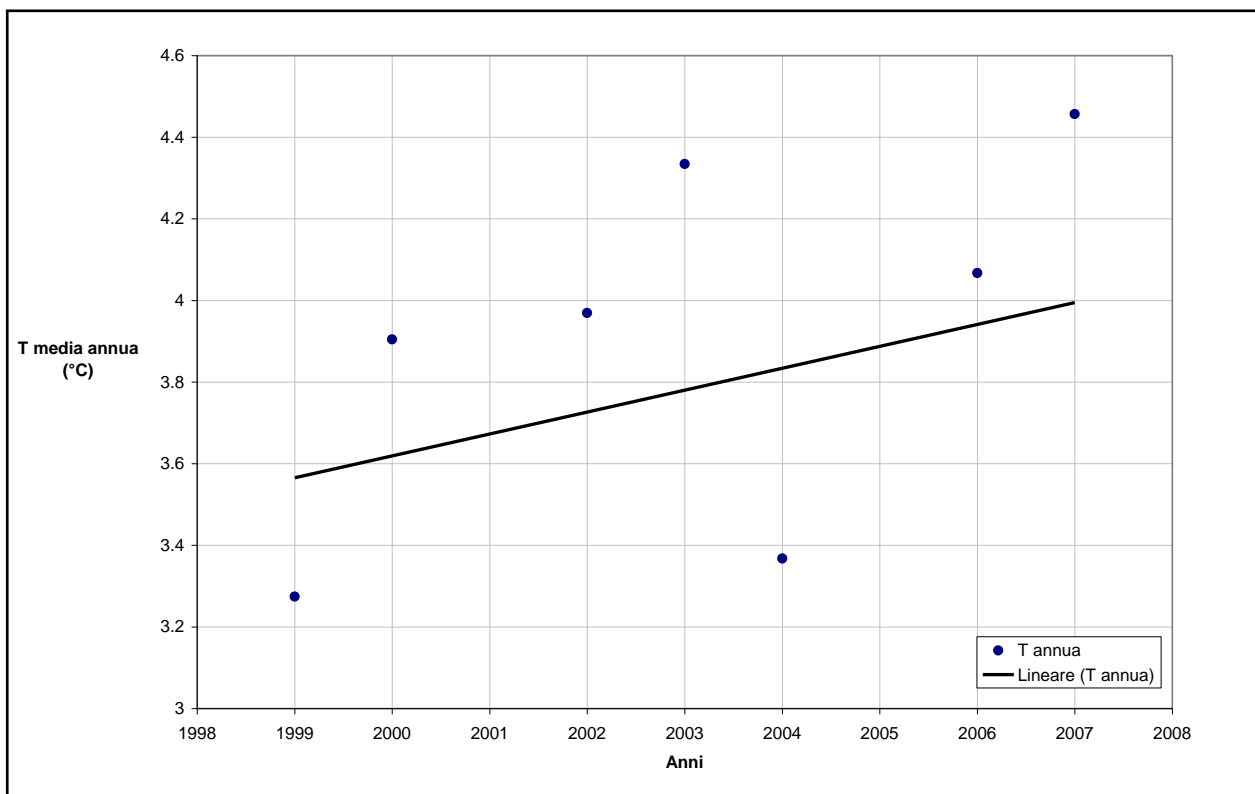


Fig. 8: Temperatura media annua alla Capanna Presena negli anni con misure continue ed ininterrotte. La tendenza è all'incremento.

L'analisi dei dati medi annui ha evidenziato un chiaro seppur lieve trend al riscaldamento che suggerisce di applicare strategie di mitigazione dell'ablazione glacio-nivale e di applicare un protocollo di regolamentazione alla pratica dello sci estivo.

4.3 Analisi del bisogno

Come è stato evidenziato dalla letteratura sopra riportata, relativa agli studi svolti a livello internazionale per la *protezione glaciale attiva*, le diverse strategie di mitigazione dell'ablazione sono sempre state pensate ed attuate per e su ghiacciai adibiti ad utilizzo turistico quale lo sci estivo. Su questi ghiacciai la persistenza della coltre nevosa è un fattore critico per permettere la pratica dello sci e per garantire la stabilità delle infrastrutture sopragliaciali. Consistenti esigenze economiche hanno quindi portato le ricerche a concentrarsi su apparati glaciali adibiti ad usi turistico-ricreativi per limitarne le perdite stagionali e ridurre l'intensità e quindi gli effetti dell'ablazione nivo-glaciale. Tentativi di ridurre l'ablazione nelle aree prossime ai piloni degli impianti di risalita sopragliaciali erano stati già condotti anche in Italia sul Ghiacciaio Presena (Trentino) anche se questi primi approcci non sono stati seguiti da valutazioni scientifiche per quantificare l'efficacia delle strategie adottate e soprattutto non sono stati condotti nelle aree

glaciali lontane dai piloni ma esposte ad altre criticità quali l'apertura ed allargamento di finestre rocciose e *nunatake* l'ampliamento di collassi strutturali e crepacci.

Come è noto, la quasi totalità dei ghiacciai alpini (oltre l'80%) sta manifestando chiari impatti del cambiamento climatico in atto e quindi anche per questi ghiacciai interventi volti a sperimentare metodi per limitare intensità ed effetti della deglaciazione, al di là delle motivazioni derivanti dall'utilizzo per lo sci estivo, sarebbero di indubbia utilità. Lo studio pilota condotto in Austria da Oelefs & Fisher (2008) e quello svolto in Italia da Diolaiuti et al. (2009a) suggerisce l'applicazione dei metodi di mitigazione dell'ablazione da loro testati (in particolare delle strategie di copertura artificiale) su quei ghiacciai affetti da intensa e accelerata riduzione. Le azioni di mitigazione dell'ablazione andrebbero qui concentrate nelle aree dove questi effetti stanno evidenziando conseguenze anche di tipo morfologico (e.g.: apertura di finestre rocciose che successivamente portano alla separazione o frammentazione del ghiacciaio, allargamento di crepacci e formazione di depressioni, etc..). È consigliabile inoltre di variare da un anno all'altro la porzione glaciale protetta per consentire una migliore distribuzione degli effetti positivi ottenuti.

Sulla base pertanto di questi esperimenti pilota si è deciso con la Provincia Autonoma di Trento e in collaborazione con La Società Impianti Tonale di applicare strategie di mitigazione dell'ablazione anche sul Ghiacciaio Presena che presenta criticità tali da richiedere un rapido ed efficace intervento per evitare che si sviluppino situazioni quali quelle che hanno portato alla frammentazione di un gran numero di ghiacciai alpini italiani (Fig. 9).



Fig. 9 Ghiacciaio Fellaria Est (Gruppo Bernina, Lombardia). La foto mostra la frammentazione della lingua glaciale avvenuta nell'estate 2006 (Foto di G. Kappenberger).

L'apertura e l'allargamento di finestre rocciose e *nunatak* secondo gli esperti del WGMS (World Glacier Monitoring Service, Paul et al., 2007) sta accelerando in quasi tutto l'emisfero nord la riduzione dei ghiacciai con particolare riguardo per i ghiacciai di minori dimensioni (< 1 km² di area) che hanno visto riduzioni intensissime negli ultimi due decenni. I ghiacciai di limitate dimensioni, infatti, hanno evidenziato una maggiore riduzione areale (Paul et al., 2004; Citterio et al., 2007). Questo comportamento è dovuto alla loro dinamica ed al loro rapporto superficie/volume che non permette, anche nel caso di fasi climatiche positive, di modificare sensibilmente la massa glaciale e, in generale, di influenzare il clima locale in modo sensibile. Questi due fattori fanno sì che il regresso registrato dai ghiacciai minori sia più rapido e più intenso (Paul et al., 2007).

Nel periodo recente (1999-2005) si è inoltre osservato (fonte dati UNIMI, SIT Ghiacciai Regione Lombardia e SIT Regione Valle d'Aosta) che i ghiacciai di maggiori dimensioni stanno

accelerando il tasso di ritiro diminuendo la forbice rispetto alle variazioni osservate per i ghiacciai minori. Questa accelerazione nella degradazione del glacialismo è da attribuire a fenomeni quali collassi strutturali, aumento della coltre detritica superficiale e concomitante riduzione dell'albedo, ampliamento di emersioni rocciose (*outcrop* e *nunatak*) in area glaciale, formazione di laghi *suprae* proglaciali ed innesco di *calving phenomena*, crolli alle fronti, biforcazione delle lingue, frammentazione degli apparati. Tutti questi eventi concorrono a determinare feedback positivi che ampliano l'intensità e la velocità della riduzione dei ghiacciai maggiori. Queste evidenze sono note anche in altri settori delle Alpi (Paul et al., 2007); è importante inoltre sottolineare che i feedback positivi instauratisi rendono molto improbabile un'inversione della tendenza.

Per questa ragione per ghiacciai come il Presena, che presentano un'elevata probabilità di sviluppare criticità quali ampliamento di crepacci ed esposizione di finestre rocciose, si è suggerito di intervenire con una strategia di *protezione attiva*.

5. Modalità di intervento di protezione glaciale attiva attuato sul Ghiacciaio Presena

In accordo a quanto sopra riportato per evitare che a breve termine si aprissero e si ampliarono finestre rocciose alla superficie del Ghiacciaio Presena si è deciso di intervenire con strategie di protezione glaciale attiva negli anni idrologici 2008-2009 e 2009-2010.

Il primo anno la sperimentazione ha interessato una piccola porzione del ghiacciaio, diversamente il secondo anno è stata sottoposta a protezione un'area più estesa. Le modalità di intervento sono state le seguenti:

1) Copertura del settore centrale del ghiacciaio con materiale geotessile, dove si è osservato un notevole assottigliamento e dove potrebbe rapidamente svilupparsi una finestra rocciosa (definita "ginocchio") che porterebbe alla separazione dell'apparato glaciale in due corpi distinti. Il materiale utilizzato è caratterizzato da un peso (asciutto) di 500 g al metro quadro, da uno spessore di 3.8 mm e da una forza massima alla trazione sia longitudinale che trasversale superiore ai 25 kN/m. Il materiale utilizzato per questo intervento è un *non tessuto* caratterizzato dal fatto di agire come stabilizzante termico ed ai raggi UV, nonché di assorbire i raggi UV non permettendo a questi ultimi di raggiungere la neve sottostante. La sua azione si esplica riducendo il processo di fusione della neve tramite la formazione di barriere termiche tra l'atmosfera e gli strati sottostanti. Il materiale in oggetto è applicato in glaciologia anche per la sua caratteristica di essere esente da sostanze nocive e smaltibile termicamente. La scelta di applicare sul Presena

questa tipologia di intervento di protezione attiva è sostenuta dai brillanti risultati conseguiti in Austria con questa tipologia di approccio (c. 60% della neve preservata dalla fusione) e dalla semplicità di applicazione di questa strategia, che richiede solo lo stendimento a fine stagione di accumulo e non richiede utilizzo di mezzi meccanici o iniettori d'acqua abbassando i costi, la logistica e l'impatto ambientale delle operazioni. A fine stagione di ablazione il telo è stato rimosso dal ghiacciaio e riposto per recuperarlo l'anno successivo per ricollocarlo su una diversa porzione di superficie glaciale esposta alla criticità e distribuire il beneficio ottenuto con il suo posizionamento. Un singolo telo può venire impiegato quindi più volte permettendo un risparmio economico e la protezione di nuova coltre nevosa a vantaggio del ghiacciaio. Il materiale è stato steso al termine della stagione di accumulo ed all'inizio della stagione di ablazione (28 giugno 2010) in modo da preservare buona parte dell'innnevamento primaverile ed invernale. La superficie coperta è circa 7 ettari (70000 m²). Il geotessile è stato mantenuto per buona parte della stagione di ablazione (sino al 14 Settembre 2010), al termine della quale è stato rimosso per permettere alla neve invernale di deporsi sopra gli stati preservati all'ablazione estiva 2010.

2) Al momento dello stendimento del geotessile sono state condotte, nell'area da ricoprire, delle trincee nivologiche per valutare spessore, densità e caratteristiche del manto nevoso e quantificare il valore dell'accumulo al momento iniziale dell'intervento di *protezione attiva*. Il profilo nivologico, in accordo ai protocolli AINEVA, è stato rilevato non solo nella zona sottoposta a copertura con geotessile ma anche in due aree attigue non sottoposte a copertura e definite *di controllo*. Parallelamente ai margini delle aree sottoposte a copertura con geotessile ed in altre aree esterne alla zona trattata sono state collocate paline ablatometriche per seguire l'evoluzione dell'ablazione di neve e ghiaccio. Le paline sono state monitorate a cadenza quindicinale.

3) Installazione di una stazione meteorologica automatica (Automatic Weather Station o AWS) sulla superficie del ghiacciaio in un'area lontana da finestre rocciose e *nunatak* che influenzano i flussi energetici e la temperatura dell'aria circostante. L'area dove PAT ha ubicato la stazione è mediamente rappresentativa dell'intera superficie glacializzata non sottoposta ad interventi di protezione attiva ed è sufficientemente lontana dalle piste da sci per non venire interessata dal passaggio di sciatori-turisti che potrebbero minarne la stabilità. La stazione è stata appoggiata sulla superficie glaciale tramite un treppiede in acciaio inox ed ha rilevato la temperatura dell'aria ed i flussi energetici in entrata ed in uscita alla superficie del ghiacciaio. Questi dati sono di fondamentale importanza per la calibrazione e validazione dei modelli energetici di fusione

glaciale che utilizzano come input dati meteo e radiativi calcolati attraverso modelli climatici fisici. I flussi energetici sono stati rilevati dalla stazione meteo sopragliaciale tramite un radiometro netto ovvero uno strumento dotato di due piranometri e due pirgeometri e di un termometro per la calibrazione dei dati radiativi. La stazione era dotata di un *sonic ranger* o nivometro ad ultrasuoni, di un pluviometro per misurare le precipitazioni liquide estive (che concorrono all'ablazione superficiale), di un anemometro, di un termoigrometro e di un barometro compensato attivo nel range 400-800 hPa (per misure di pressione atmosferica in quota). Nel periodo ablativo, inoltre, i flussi energetici sono stati misurati non solo presso la stazione (i.e.: sulla superficie glaciale non trattata) ma anche che nell'area ricoperta con geotessile. A questo scopo un secondo radiometro netto, alimentato da una singola batteria e dotato di un *data logger*, è stato collocato da PAT sulla superficie (a 1.5 m altezza) del geotessile. Questa seconda stazione satellite ha funzionato per il periodo fine luglio-inizio settembre 2010 permettendo di raccogliere dati utili al confronto tra il bilancio energetico calcolato per la zona sottoposta a protezione ed il bilancio energetico calcolato per la superficie glaciale naturale. Al momento della rimozione del geotessile la stazione satellite è stata rimossa.

6. Risultati ottenuti

Di seguito verranno esposti i risultati ottenuti nell'anno idrologico 2009-2010 relativi alla quantificazione dell'ablazione glaciale e del bilancio energetico superficiale in condizioni naturali e sotto l'azione di strategie di "protezione glaciale attiva".

6.1. Descrizione delle condizioni micrometeorologiche sopragliaciali

6.1.1. Premessa e descrizione della strumentazione

La superficie di un ghiacciaio differisce dalle zone circostanti e questa differenza è meno evidente in inverno a causa della neve che ricopre sia la superficie del ghiacciaio che i versanti delle montagne circostanti. Diversamente, durante i mesi estivi le differenze sono più marcate: la copertura nevosa non è più omogenea e mentre il ghiaccio del ghiacciaio nei settori inferiori è esposto ai processi di ablazione, nelle aree superiori esso è spesso coperto da neve e nevato (che con un'albedo elevata riflettono buona parte della radiazione solare); le aree rocciose esterne al

ghiacciaio sono invece per buona parte dell'estate prive di copertura nevosa ed assorbono efficacemente la radiazione solare. Il bilancio energetico di queste zone e di conseguenza la temperatura dell'aria saranno quindi profondamente diversi da quelli dell'atmosfera a contatto ed al di sopra del ghiacciaio.

È di fondamentale importanza, per calcolare il bilancio energetico di un ghiacciaio, quantificare gli scambi di energia e di massa a livello dell'*atmospheric boundary layer* (i.e.: lo strato limite atmosferico, ovvero quello strato di atmosfera immediatamente al di sopra -si estende per pochi metri- della superficie terrestre dove avvengono scambi di massa e di energia tra i due sistemi- la superficie terrestre e l'atmosfera), scambi che non possono essere stimati sulla superficie del ghiacciaio senza delle misure dirette. Per questi motivi, è indispensabile possedere misure dirette dei parametri meteorologici alla superficie del ghiacciaio. Le ricerche sul bilancio energetico glaciale hanno avuto inizio dopo la Seconda Guerra Mondiale, i primi lavori furono svolti da Ambach (1963), a cui seguì una serie di altre ricerche (e.g. Björnsson, 1972; Hogg & alii, 1982; Ishikawa & alii, 1999) che hanno fornito le basi dell'attuale conoscenza sul bilancio energetico superficiale di un ghiacciaio.

Serie di dati estese temporalmente per decenni o più sono state ottenute applicando il gradiente altitudinale (i.e.: *lapse rate*) ai parametri meteorologici; ovviamente in questo caso i dati di partenza erano misurati a valle e semplicemente traslati alla quota del ghiacciaio. Sono anche stati applicati modelli climatici fisici per la ricostruzione di climatologie alle aree di alta quota (Brunetti et al., 2009a; 2009b). Il limite di questi approcci sino a qualche decennio fa consisteva nella difficoltà di calibrazione e validazione dei dati ricostruiti e modellati vista l'assenza di serie meteo-climatiche direttamente acquisite sulla superficie di un ghiacciaio. Per contribuire a colmare questa lacuna, negli ultimi anni, sono stati realizzati esperimenti glacio-meteorologici misurando gli elementi del flusso energetico superficiale contemporaneamente in molte stazioni supraglaciali (Oerlemans & Vugts, 1993; Greuell & alii, 1997; Oerlemans & alii, 1999). Questi ultimi studi hanno fornito dati meteorologici supraglaciali e misure di terreno dei flussi solari sebbene per periodi limitati (una o più estati). Questi risultati, che hanno sicuramente aumentato le nostre conoscenze sulla micrometeorologia glaciale, devono venire completati da serie di dati più lunghe, raccolte da stazioni meteorologiche permanenti (*Automatic Weather Station* o AWS) situate sulla superficie di ghiacciai.

La maggior parte delle AWS supraglaciali attualmente attive sono situate su zone d'accumulo, principalmente a causa di una più alta stabilità di questi settori del ghiacciaio; meno numerose sono invece quelle localizzate in zone d'ablazione. Il motivo di questa diversa distribuzione è prima di tutto l'elevato tasso d'ablazione che riduce la stabilità delle AWS durante la stagione

estiva. Inoltre, le morfologie supraglaciali e i crepacci che caratterizzano le aree d'ablazione, variano ampiamente durante la stagione estiva rendendo più complesse le operazioni di manutenzione delle stazioni ubicate in quest'area. Solo recentemente (dopo il 1987) ha avuto inizio un programma di ricerca ad opera dell'*Institute for Marine and Atmospheric Research of Utrecht University* (IMAU) che ha previsto l'installazione di stazioni meteorologiche automatiche permanenti in area di ablazione glaciale. Le AWS predisposte nell'ambito di questo programma sono sorrette da un quadripode metallico con sostegni mobili appoggiato direttamente sulla superficie del ghiacciaio. Le quattro estremità del quadripode terminano con un piccolo pattino che poggia sul ghiaccio di ghiacciaio e riscaldandosi a seguito dell'insolazione penetra per qualche centimetro all'interno dello stesso assicurando la stabilità alla stazione. Questo tipo di costruzione ha permesso l'installazione delle AWS finalizzate alla raccolta di dati per tutto l'anno delle zone d'ablazione della calotta groenlandese, del Ghiacciaio dell'Hardangerjokulen (Norvegia) e del Morteratschgletscher (Svizzera) (Oerlemans et al., 2004). La serie di dati migliori è stata ottenuta da quest'ultima stazione grazie alla possibilità di visitarla con regolarità ed alle condizioni atmosferiche favorevoli (i.e.: ridotto o quasi nullo congelamento di vapore acqueo e neve fusa che altrove provocano lenti di ghiaccio sui sensori) (Oerlemans, 2001). La AWS ubicata sul Morteratschgletscher è servita come esempio prezioso per l'installazione della prima AWS permanente in un'area d'ablazione di un ghiacciaio sulle Alpi Italiane e di fondamentale importanza sono stati i consigli e le raccomandazioni fornite da parte dei ricercatori dell'IMAU. Nonostante la lunga tradizione in campo glaciologico presente sulle Alpi Italiane - con le prime misure della variazione della lunghezza e del bilancio di massa iniziati rispettivamente nel 1895 (Ghiacciaio dei Forni, Lombardia) e nel 1967 (Ghiacciaio del Careser, Trentino) (Smiraglia 2003) - dati meteorologici e flussi solari misurati direttamente alla superficie d'ablazione di un ghiacciaio in Italia non sono stati disponibili fino all'installazione della prima AWS permanente, collocata sul Ghiacciaio dei Forni (Alta Valtellina, Alpi Lombarde) il 26 Settembre 2005 (Senese et al., 2012).

Prima di quei dati, tutte le altre AWS italiane erano localizzate su rocce emergenti ("isole perse" o *nunatak*) o sopra i tetti di rifugi e bivacchi di alta quota. Mentre i dati da queste altre AWS possono essere interessanti per lo studio delle condizioni meteorologiche d'alta montagna, non sono parimenti utili per le ricerche della micrometeorologia supraglaciale.

Dal 2005, anno di installazione della stazione meteorologica supraglaciale dei Forni, è iniziato un progetto a cura dei ricercatori dell'Università degli Studi di Milano per l'allestimento di una vera e propria rete di monitoraggio meteorologico in quota sui più rappresentativi ghiacciai alpini Italiani.

Alla prima stazione installata sul Ghiacciaio dei Forni nel 2005 sono seguite le installazioni nel 2007 di altre due importanti stazioni, una localizzata sul Ghiacciaio Dosdè Orientale (Alta Valtellina, Alpi Lombarde) ed una localizzata sul Ghiacciaio del Gigante (Gruppo del Monte Bianco, Valle d'Aosta).

La stazione ubicata da PAT sul Ghiacciaio del Presena nel Settembre 2009 nell'ambito di un progetto (Fig. 10) ha permesso di raccogliere informazioni quantitative sull'intensità dei flussi energetici e sulle condizioni meteorologiche alla superficie del ghiacciaio; quest'ultimo ha la peculiarità di venire utilizzato per la pratica dello sci e presenta quindi condizioni superficiali modificate dall'intervento dei "gatti" e quindi diverse da quelle dei ghiacciai italiani sinora monitorati a livello micro-meteorologico. I dati raccolti dalla AWS Presena Ghiacciaio sono stati utilizzati per calibrare e validare serie di dati ricostruiti tramite climatologie fisiche in accordo al metodo illustrato da Brunetti et al. (2009 a; 2009b).



Fig. 10: Stazione meteorologica automatica (AWS) installata da PAT sulla superficie del Ghiacciaio Presena scattata a febbraio 2010 durante un'operazione di manutenzione. (Foto A. Senese)

La stazione Presena Ghiacciaio è stata localizzata da PAT nel settore sinistro idrografico del ghiacciaio, a margine dell'area utilizzata per la pratica dello sci ad una quota di poco inferiore ai 2900 m. La AWS è fornita di un *data logger* e di sensori per misurare la temperatura dell'aria, l'umidità relativa, la velocità e la direzione del vento, la pressione atmosferica, la radiazione solare in entrata ed in uscita in un *range* dello spettro di 0.3 - 3 μm e la radiazione ad infrarossi in un intervallo di 5 - 50 μm proveniente dall'atmosfera e dalla superficie del ghiacciaio (dati rilevati tramite quattro elementi del radiometro netto Kipp & Zonen, CNR-1). Sono stati anche installati un pluviometro (dimensioni di 1000 cm^2) e un nivometro ad ultrasuoni (*sonic ranger*) per misurare il livello, rispettivamente, della pioggia e della neve. L'alimentazione della stazione è fornita da un pannello solare (40 W di potenza) che tampona una batteria di 100 Ah e 12 V. L'intero sistema è appoggiato direttamente alla superficie del ghiacciaio tramite un supporto metallico. I sensori sono localizzati sul palo stazionario (altezza complessiva m 5) a diversa altezza in accordo ad un compromesso tecnico-pratico tra i suggerimenti del WMO (*World Meteorological Organization*) e le peculiari condizioni ambientali sopragliaciali.

Le osservazioni e i dati provenienti dalla stazione Presena Ghiacciaio, sono stati utilizzati per calibrare e validare i dati ottenuti applicando modelli climatico-fisici (in accordo a quanto esposto in Brunetti et al., 2009a; 2009b), per descrivere la micrometeorologia supragliaciale locale e per calcolare il bilancio energetico e di massa del ghiacciaio.

6.1.2. Le condizioni micrometeorologiche superficiali del Ghiacciaio Presena

L'analisi dei dati meteorologici registrati dalla stazione Presena Ghiacciaio ha permesso la validazione dell'intera serie annuale ricostruita attraverso modellazione climatico-fisica (in accordo a Brunetti et al., 2009a; 2009b) e la successiva descrizione delle peculiari caratteristiche dell'*atmospheric boundary layer* alla superficie del ghiacciaio.

La Fig. 11 riporta i dati di radiazione globale in entrata registrata durante la fine di aprile 2010. Si può osservare il caratteristico andamento a campana dei dati radiativi. L'andamento può presentarsi regolare nel caso di condizioni di cielo terso senza passaggio di nubi o irregolare e dentellato nel caso di presenza e/o passaggio di nubi. In questo modo i dati radiativi divengono diagnostici per descrivere lo stato del cielo. L'intensità massima raggiunta dalla radiazione solare in entrata è funzione della latitudine, dell'angolo zenitale solare e della quota. Nel dettaglio, nel grafico riportato in Fig. 11, i dati evidenziano che il 27 aprile 2010 vi era una consistente copertura nuvolosa mentre il 25 e 26 aprile erano presenti solo poche nubi e negli altri giorni lo

stato del cielo è stato terso (*clearskyconditions*). Durante le giornate di cielo terso e/o con poche nubi le riflessioni multiple della radiazione incidente conseguenti alla neve e al ghiaccio presente sui versanti montani e sulla superficie del ghiacciaio, fanno sì che i valori radiativi in entrata raggiungano picchi così elevati da essere confrontabili con l'intensità della radiazione solare al limite superiore dell'atmosfera terrestre (valore della costante solare), come si evince dai dati rilevati il 28 e 29 aprile 2010 dove al mezzogiorno solare si superano i 1000 W/m².

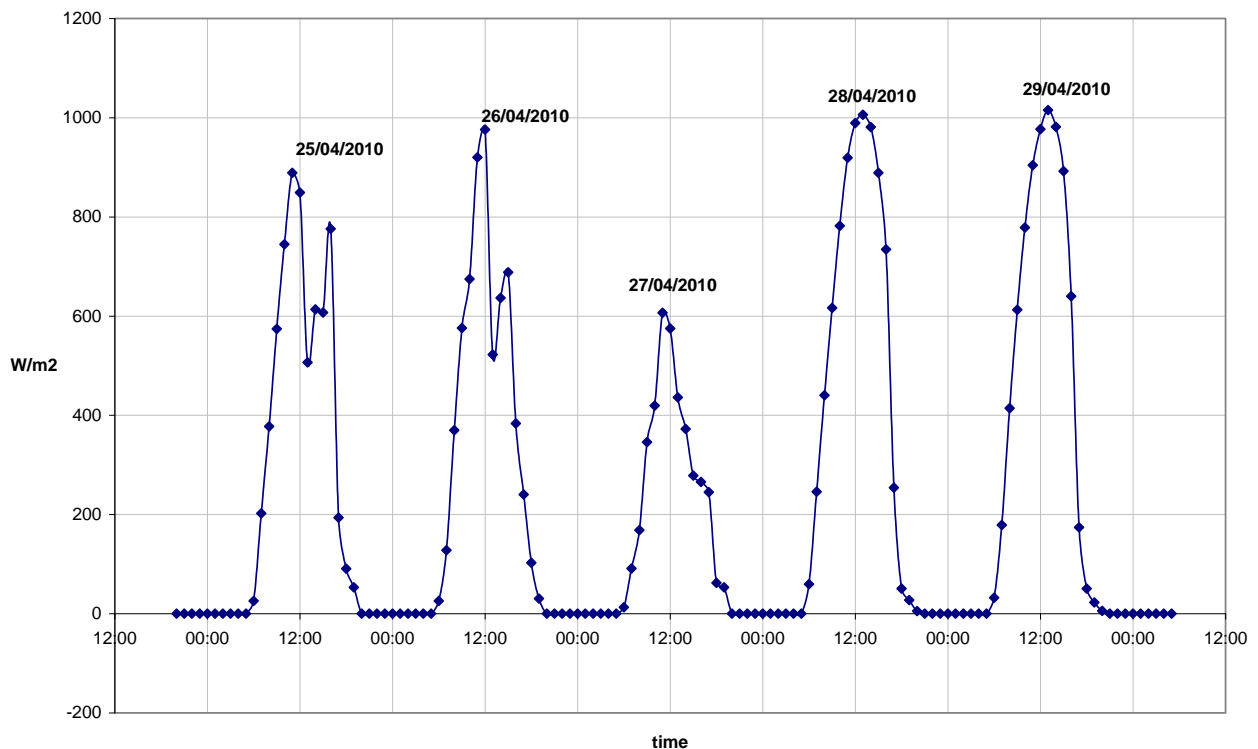


Fig. 11: Dati di radiazione globale registrata dalla AWS Presena (aprile 2010).

In Fig12 è stato riportato un anno di dati medi radiativi rappresentativi della superficie glaciale del Presena (ottenuti per ricostruzione tramite modelli climatico-fisici e successiva validazione con quanto rilevato dalla AWS Presena nei mesi di funzionamento della stessa). A causa dell'elevato ombreggiamento conseguente ai versanti montuosi incassanti il ghiacciaio, il valore medio annuo di radiazione globale è pari a meno della metà del corrispondente valore di radiazione extra-terrestre. Il grafico permette inoltre di osservare una notevole variabilità giornaliera nella radiazione globale da attribuire alla elevata frequenza con cui cambiano le condizioni di copertura nuvolosa. Se si mediano i dati radiativi globali relativi dal 1 ottobre 2009

al 27 settembre 2010 il valore ottenuto è pari a 221 W/m^2 contro i circa 285 W/m^2 teorici stimati per la radiazione globale in condizioni di cielo terso (*clearskyconditions*). La riduzione della radiazione globale conseguente alla presenza di nubi è quindi quantificabile in circa il 22.5%.

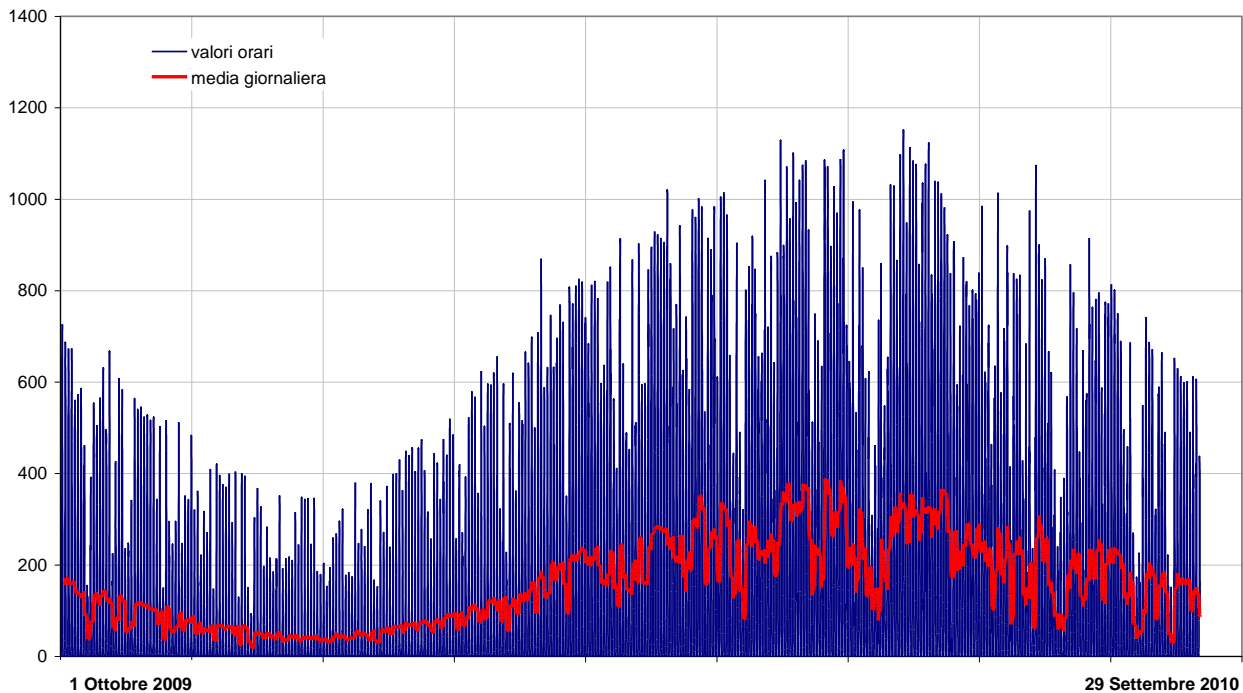


Fig. 12: Dati radiativi medi orari e medi giornalieri rappresentativi della superficie del Ghiacciaio Presena nel periodo 1 Ottobre 2009 –29 Settembre 2010. I dati sono espressi in W/m^2 .

In Figura 13 sono stati riportati i dati radiativi ad onda corta sia incidente (*SW in*) che riflessa (*SW out*) relativi al periodo 1 ottobre 2009 - 27 settembre 2010. Nel corso di un anno la curva della radiazione in entrata, come evidenziato anche dal grafico di Fig. 12, ha un andamento quasi sinusoidale con una progressiva diminuzione della differenza tra i picchi di massimo e quelli di minimo durante i mesi più freddi. In generale, la presenza di picchi invernali e primaverili è dovuta al fenomeno della multi-riflessione già introdotto con il grafico di Fig. 11, ossia dal fatto che la radiazione non proviene soltanto dal Sole, ma è anche riflessa dalle pareti coperte dalla neve o dal ghiaccio che presentano un'elevata riflettività. Oltre alla multi-riflessione vi è poi l'effetto quota che porta a valori radiativi molto più elevati che in pianura (a parità di latitudine), questo a causa del minore spessore di atmosfera che la radiazione deve attraversare per giungere sino alla superficie del ghiacciaio. Il valore massimo della *SW in* registrato sul Ghiacciaio

Presenaè stato pari a 1146 W/m^2 (il 25 giugno 2010 alle ore 13:00). Il massimo dell'onda corta riflessa o *SW out* (a differenza di quella in entrata) non si raggiunge in estate in coincidenza delle giornate con maggior insolazione ed elevazione solare, ma è invece registrato a fine primavera (il 17 maggio 2010 alle ore 12:00 con un valore pari a 896 W/m^2) quando la coltre nevosa è ancora presente sul ghiacciaio e le giornate sono caratterizzate da intensa *SW in* (pari a 1127 W/m^2). In estate, anche se il numero di ore di insolazione è maggiore e l'elevazione solare aumenta, prevale l'effetto di minor riflettività dalla superficie glaciale a ghiaccio vivo, priva o con scarsa copertura nevosa. Nel mese di agosto si possono osservare dei picchi di massimo della *SW out* in corrispondenza delle nevicate estive.

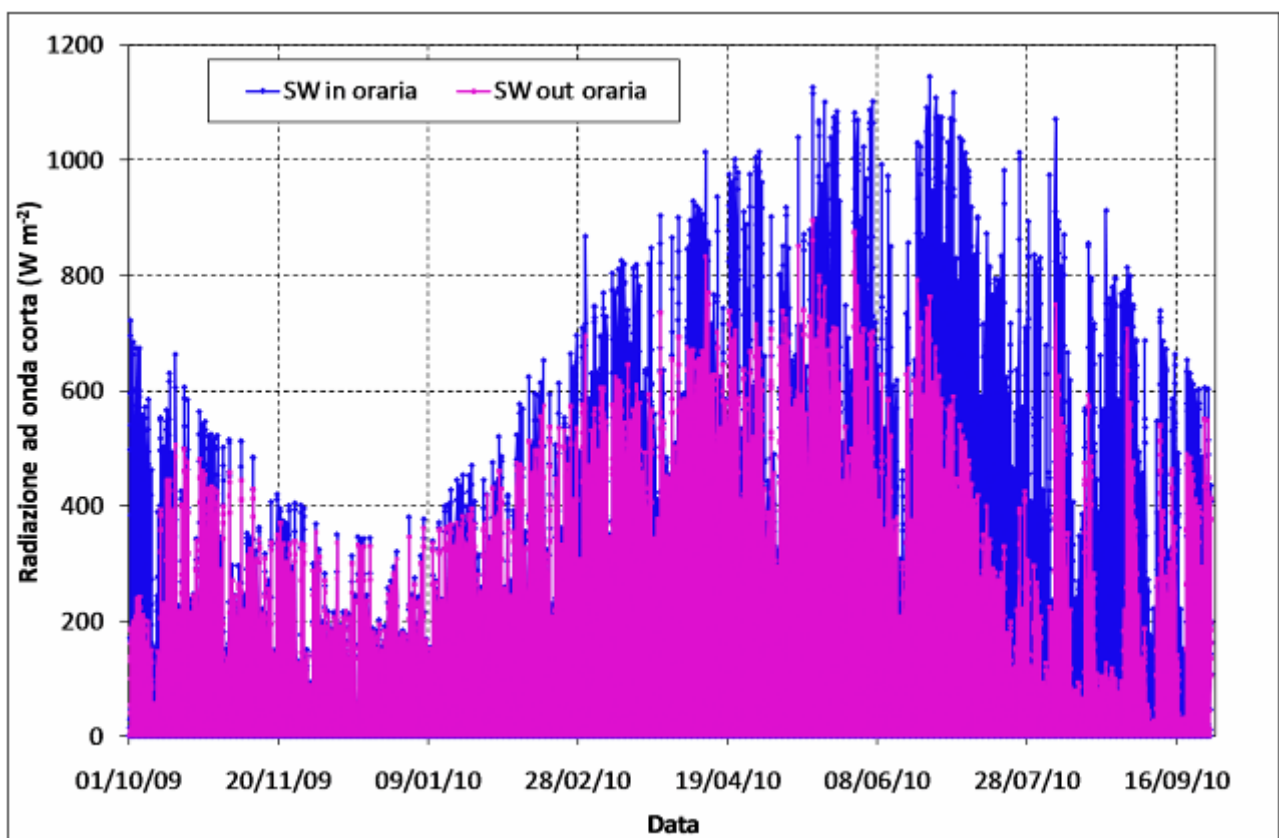


Fig. 13: Andamento dei valori orari di radiazione solare ad onda corta in ingresso (*SW in*) e riflessa dalla superficie (*SW out*) dall'1 ottobre 2009 al 27 settembre 2010.

Considerando invece i valori medi giornalieri (Fig. 14) della radiazione *SW in* e *SW out*, la prima risulta caratterizzata da valori assai minori di quelli registrati a livello orario e spesso inferiori anche alla metà del valore massimo dei dati orari. Questa intensa riduzione è dovuta ai valori nulli notturni, infatti, in base al periodo dell'anno, le ore di buio possono essere più numerose di quelle

in cui si ha irraggiamento solare. Una radiazione giornaliera inferiore della metà del valore orario è dovuta anche all'ombreggiatura offerta dalle pareti rocciose incassanti, le quali diminuiscono ulteriormente le ore di irraggiamento. Il picco di massimo della radiazione giornaliera sia in entrata che in uscita è stato registrato il giorno 31 maggio 2010 con, rispettivamente, un valore pari a 382W/m^2 e 310W/m^2 .

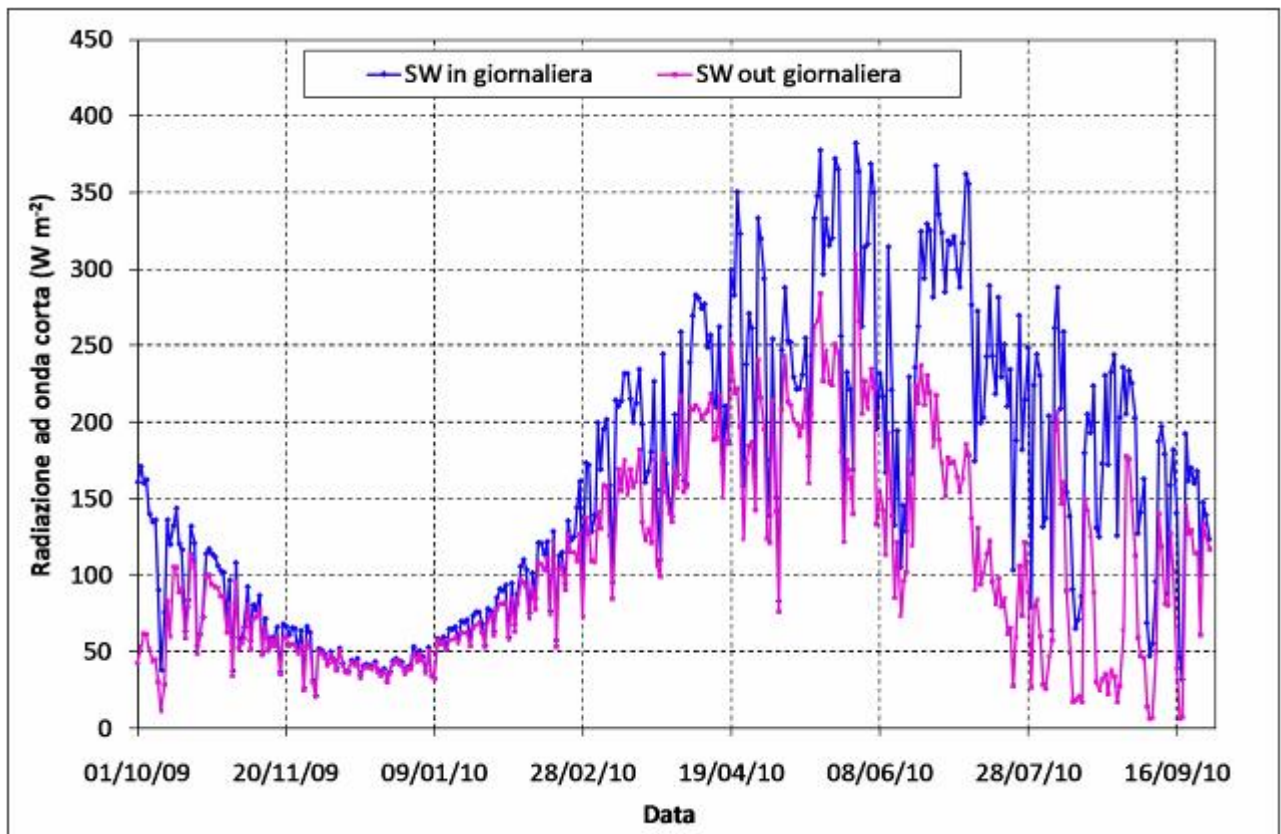


Fig. 14: Andamento dei valori medi giornalieri di radiazione ad onda corta solare in ingresso (SW in) e riflessa dalla superficie (SW out) dall'1 ottobre 2009 al 27 settembre 2010.

Sulla superficie di un ghiacciaio la radiazione solare costituisce sicuramente il maggior contributo ai flussi energetici superficiali che governano i processi ablativi.

Per questo motivo la quantificazione dell'*albedo* o riflettività superficiale è un punto cruciale per il calcolo del bilancio energetico superficiale e delle conseguenti variazioni glaciali. L'*albedo* dipende in modo non lineare dalla struttura dei cristalli, dalla morfologia superficiale, dalla presenza di polvere e impurità, di materiale morenico, dalla presenza di acqua allo stato liquido sia a livello superficiale che incanalato (in ruscelli detti *bedieres* o in piccole vene che solcano la superficie glaciale), dall'angolo zenitale solare, dalla copertura nuvolosa. Oltre a tutto ciò va anche detto che la variabilità spaziale e temporale dell'*albedo* è assai ampia. Questo è

particolarmente evidente quando si percorre a piedi un ghiacciaio ma è altrettanto evidente anche da lontano, per esempio osservando immagini satellitari di ghiacciai ad una risoluzione sufficientemente alta. L'albedo se quantificata da immagini satellitari può coprire un'elevata variabilità spaziale (i.e.: si può analizzare l'intero ghiacciaio dal bacino di accumulo alla fronte) ma ha altresì il grande limite di essere relativa al singolo istante in cui l'immagine è stata acquisita e nelle zone di ombra l'immagine satellitare è pressoché inutilizzabile per quantificare l'albedo (Klok et al., 2003).

Per avere un'idea della variabilità annuale della albedo nell'area di ablazione di un ghiacciaio si faccia riferimento alla Fig. 15 dove in un grafico a dispersione sono stati riportati i valori di radiazione ad onda corta sia incidente che riflessa rappresentativi della superficie del Ghiacciaio Presena durante il primo anno di attività. Sull'asse delle ordinate (y) sono riportati i valori di radiazione riflessa mentre su quello delle ascisse (x) i valori di radiazione in entrata. La retta interpolante la nube di punti, passante per l'origine (poiché a radiazione solare entrante nulla- di notte-corrisponde radiazione ad onda corta uscente nulla) ha coefficiente angolare ($\alpha=y/x$) pari all'albedo superficiale media verificatasi nel periodo di analisi.

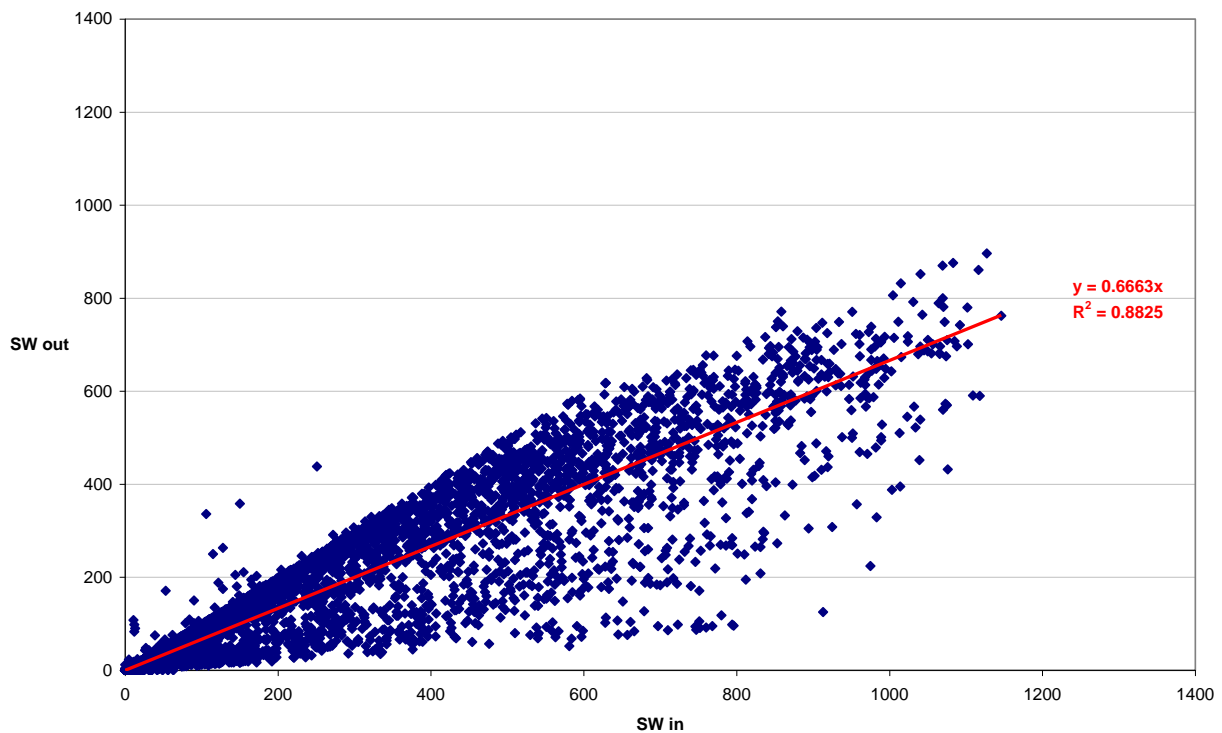


Fig. 15: Un anno di dati radiativi ad onda corta uscenti (y) ed entranti (x) rappresentativi della superficie del Ghiacciaio Presena.

In Fig.15i punti sono interpolati da una retta che porta a stimare l' albedo media pari a 0.666ad indicare che per buona parte dell'anno la superficie del ghiacciaio è stata ammantata da una coltre nevosa (naturale o anche conseguente all'azione di trasporto dei "gatti"). Per un ghiacciaio non utilizzato per lo sci estivo (come ad esempio il Ghiacciaio dei Forni in Alta Valtellina, si veda Citterio et al., 2007) e quindi non sottoposto a rimozione ed accumulo della neve il valore medio annuo è lievemente inferiore a quello registrato sul Presena. Su quest'ultimo invece l'albedo media annua lievemente superiore ai valori tipici dei ghiacciai naturali indica una maggiore permanenza a valle della coltre nevosa che potrebbe essere attribuita alla movimentazione del manto nevoso ad opera dei mezzi meccanici. In Fig. 15 alcuni punti risultano *outline*, ovvero con valore riflesso maggiore di quello incidente e sono tipici dei momenti di forte nevicata quando per qualche ora il cupolino del piranometro superiore (il sensore del radiometro netto che registra appunto la radiazione solare incidente) viene oscurato dall'accumulo della neve precipitata. Nel corso di qualche ora questa neve viene asportata dal vento o fonde lasciando di nuovo esposto alla radiazione lo strumento ed i dati riprendono ad essere correttamente registrati.

Per calcolare il valore medio dell'albedo in estate e in inverno sul Ghiacciaio Presena ovvero in condizioni di ablazione (ghiaccio esposto) e di accumulo (presenza di neve), i dati radiativi del grafico a dispersione di Fig. 16 sono stati analizzati considerando due sub-serie, una relativa alle acquisizioni invernali e primaverili ed una relativa alle condizioni estive ed autunnali. Per entrambi i raggruppamenti è stato successivamente calcolata l'equazione della linea interpolante che è risultata avere coefficiente angolare (pari all'albedo α media) rispettivamente di 0.29 e di 0.69. Il valore del coefficiente angolare delle due rette interpolanti (pari al rapporto fra i valori delle ordinate e quelli rispettivi delle ascisse e, quindi, al rapporto tra SW_{out} e SW_{in}) è pari al valore medio dell'albedo in condizioni di superficie di ghiaccio esposto e di innevamento.

I risultati ottenuti risultano in accordo alla letteratura disponibile sull'argomento (Oerlemans, 2005). Il valore medio di α su una superficie innevata è infatti in genere pari a 0.7, mentre quello su una superficie ricoperta da ghiaccio è in media 0.3.

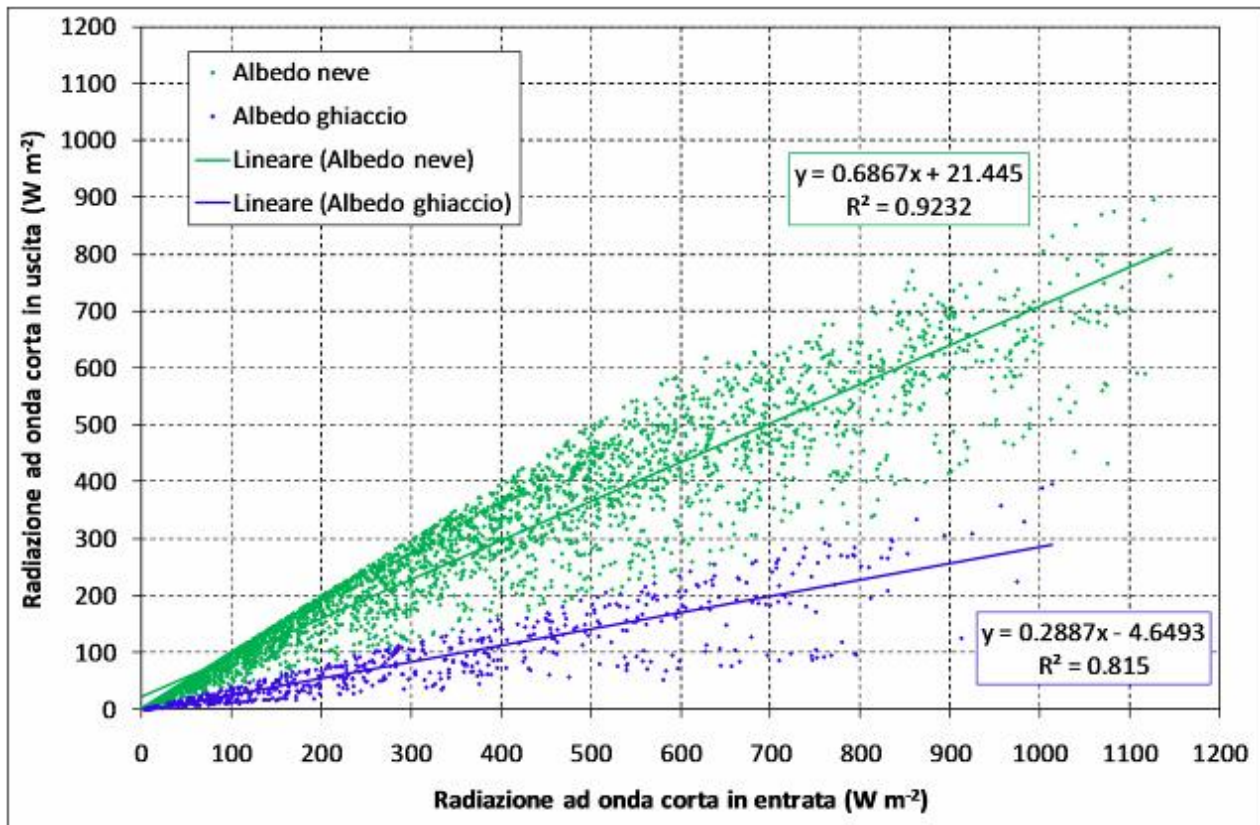


Fig. 16: Andamento dell'albedo dall'1 ottobre 2009 al 27 settembre 2010 sul Ghiacciaio Presena. I dati sono stati analizzati in accordo a due sub-serie, una rappresentativa delle condizioni estive ed autunnali (albedo ghiaccio) ed una rappresentativa delle condizioni invernali e primaverili (albedo neve).

Per un'ulteriore analisi, sono stati inseriti in un unico grafico i valori medi mensili di SW_{in} , SW_{out} e dell'albedo (Fig. 17). Quest'ultimi sono stati calcolati mediando prima a scala giornaliera, poi mensile, i dati orari ottenuti da quelli della radiazione. Si sono poi confrontate le medie mensili della radiazione in entrata con quelle della radiazione in uscita (grafici a barre) e con quelle dell'albedo (grafico a linee). Avvicinandosi al solstizio d'estate (21 giugno), le ore di luce aumentano rispetto a quelle di assenza di illuminazione e, coerentemente, sono stati registrati valori della radiazione a onda corta in entrata più elevati nei mesi di maggio, giugno e luglio. Valori pressoché simili dei due flussi di radiazione a onda corta stanno a indicare invece la presenza sulla superficie di neve (altamente riflettente). In estate, infatti, si osserva un'albedo ridotta dovuta alla marcata differenza fra i valori di SW_{in} e SW_{out} . In Fig.17 i valori di albedo rimangono superiori a 0.8 da novembre a maggio, dopodiché si registra una graduale diminuzione (dovuta alla maggiore differenza della radiazione in entrata e in uscita) seguita da una nuova crescita. In particolare, i mesi invernali sono sempre caratterizzati da valori maggiori rispetto a quelli estivi: il picco di minimo è risultato pari a 0.42 (agosto 2010) e di massimo pari a 0.97

(dicembre 2009). Dall'andamento dell'albedo è possibile dedurre quello dell'innevamento, poiché la radiazione ad onda corta in uscita è direttamente proporzionale alle condizioni della neve: neve appena precipitata ed asciutta è molto più riflettente di neve deposta da qualche giorno e carica di umidità. Quindi un maggiore innevamento implica una *SW out* maggiore e di conseguenza valori maggiori anche dell'albedo (osservati infatti durante i mesi invernali).

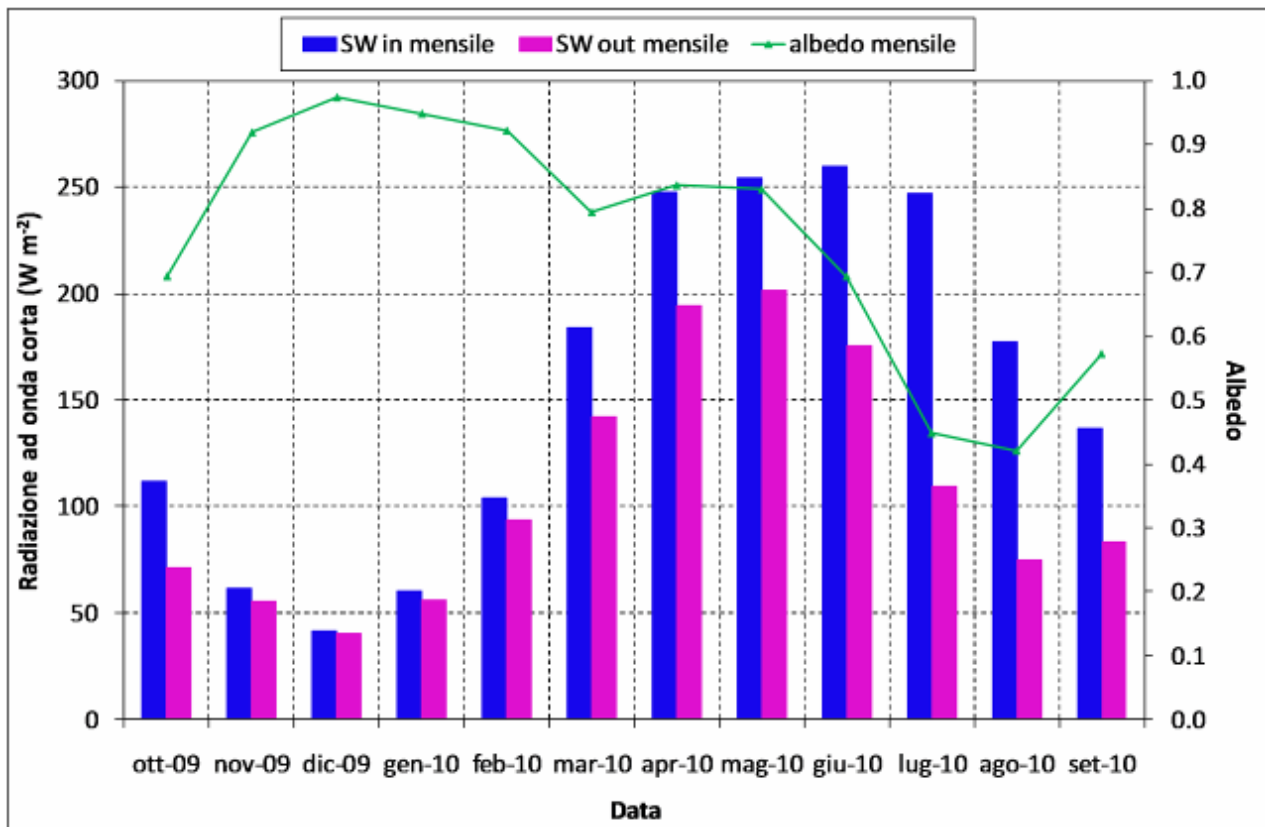


Fig. 17: Andamento dei valori medi mensili di radiazione ad onda corta solare in ingresso (*SW in*) e riflessa dalla superficie (*SW out*) e dell'albedo da ottobre 2009 a settembre 2010.

Le temperature dell'aria medie sono state riportate nel grafico di Fig. 18. Si osserva una rapida risalita delle temperature a partire da Marzo 2010.

Le temperature dell'aria medie sono state riportate insieme ai valori medi di pressione atmosferica nel grafico di Fig. 19. I valori di pressione atmosferica sono tipici di un ambiente di alta quota (valore medio annuo circa 700 hPa) e le variazioni a scala oraria sono correlate con quelle termiche medie. In Fig. 20 sono riportati i dati termici estremi (massima delle massime e minima delle minime) a scala giornaliera. La giornata più fredda è risultata il 20/12/2009 con una temperatura minima di -23.1°C mentre la giornata più calda è risultata il 9/07/2010 con una temperatura massima di +13.9°C. L'escursione termica massima giornaliera (differenza tra la minima e la massima assolute a scala diurna) è stata riportata nel grafico di Fig. 21. Il valore

massimo di 16.4°C si colloca il 6 aprile 2010 mentre il valore minimo di 2.1°C si colloca il 7 Settembre 2010. L'escursione termica su un ghiacciaio è funzione delle ore di insolazione (quando sono poche prevale il sovra-raffreddamento notturno conseguente all'emissione da parte della superficie di radiazione ad onda lunga) e delle caratteristiche della superficie. In genere l'escursione maggiore su un ghiacciaio si registra in primavera quando ad un'elevata insolazione diurna corrispondono valori termici notturni piuttosto rigidi.

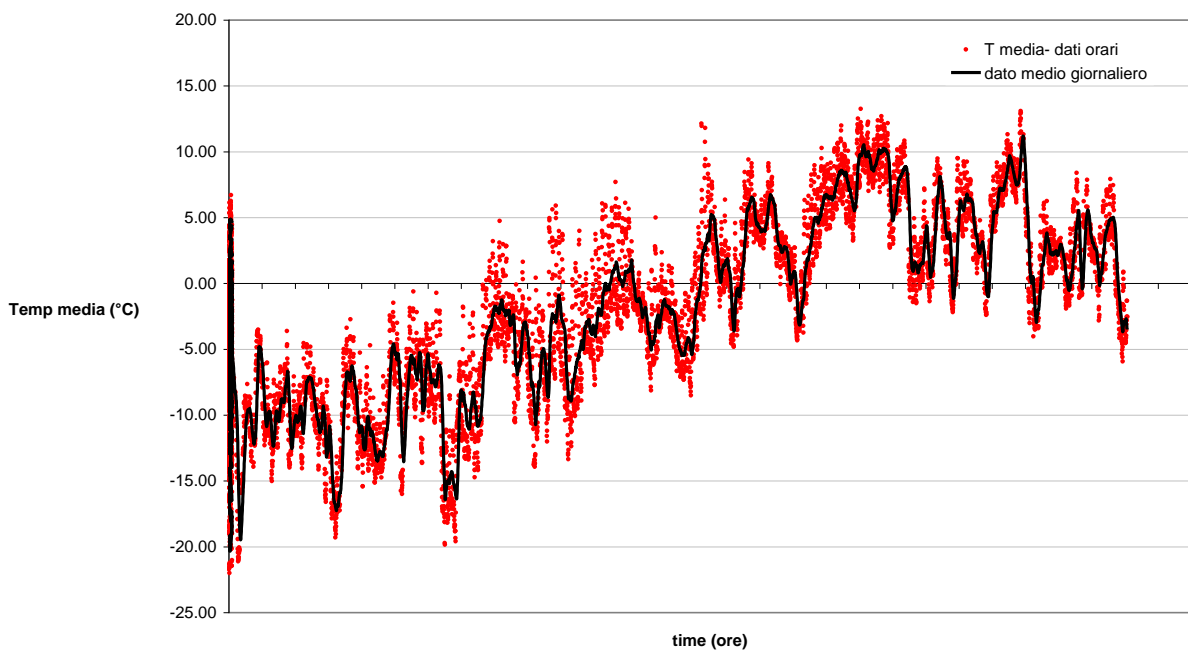


Fig. 18: Record di dati termici medi orari e medi giornalieri rappresentativi della superficie del Ghiacciaio Presena nel periodo 1 Ottobre 2009 - 29 Settembre 2010. I dati sono espressi in °C.

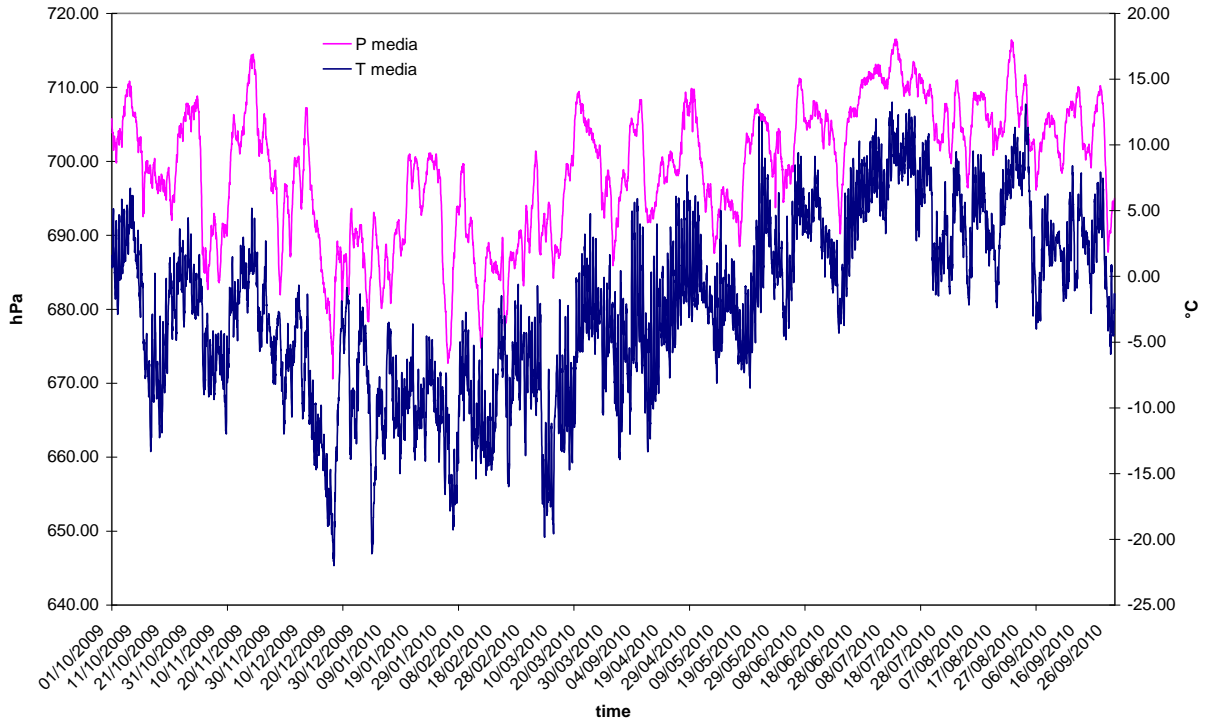


Fig. 19: Record di dati termici medi orari e di dati pressori medi orari rappresentativi della superficie del Ghiacciaio Presena nel periodo 1 Ottobre 2009 - 29 Settembre 2010. I dati sono espressi in °C e hPa.

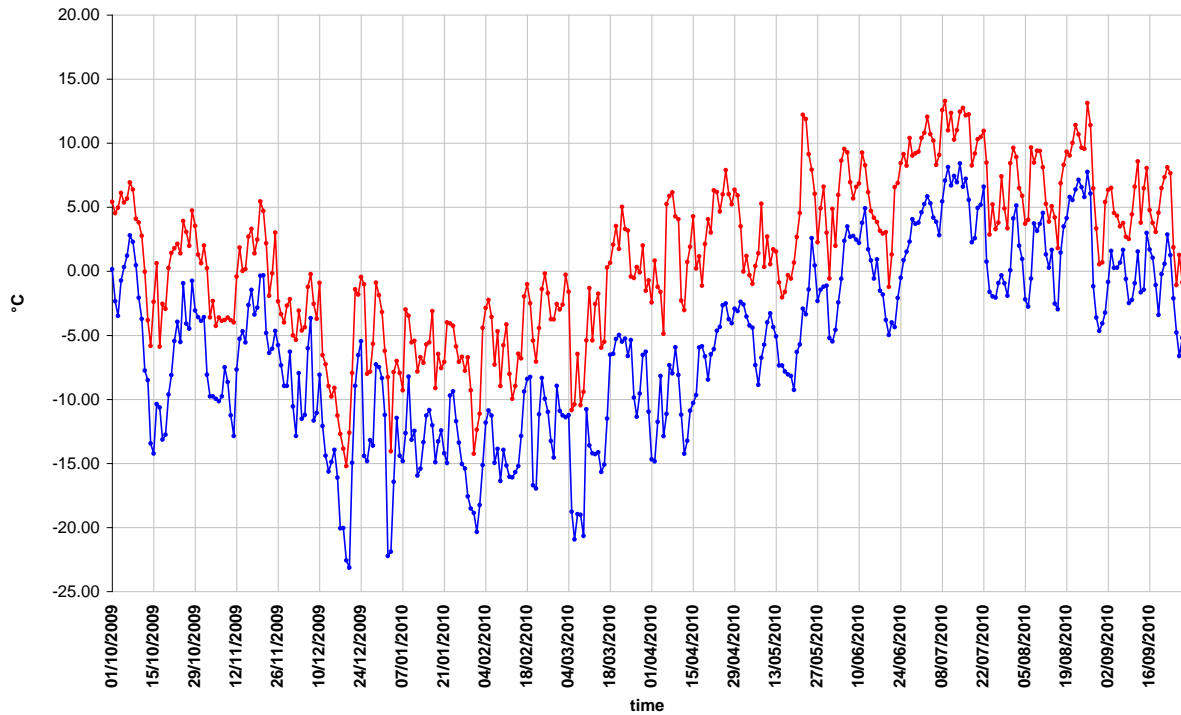


Fig. 20: Record di dati termici massimi e minimi assoluti giornalieri rappresentativi della superficie del Ghiacciaio Presena nel periodo 1 Ottobre 2009 - 29 Settembre 2010. I dati sono espressi in °C.

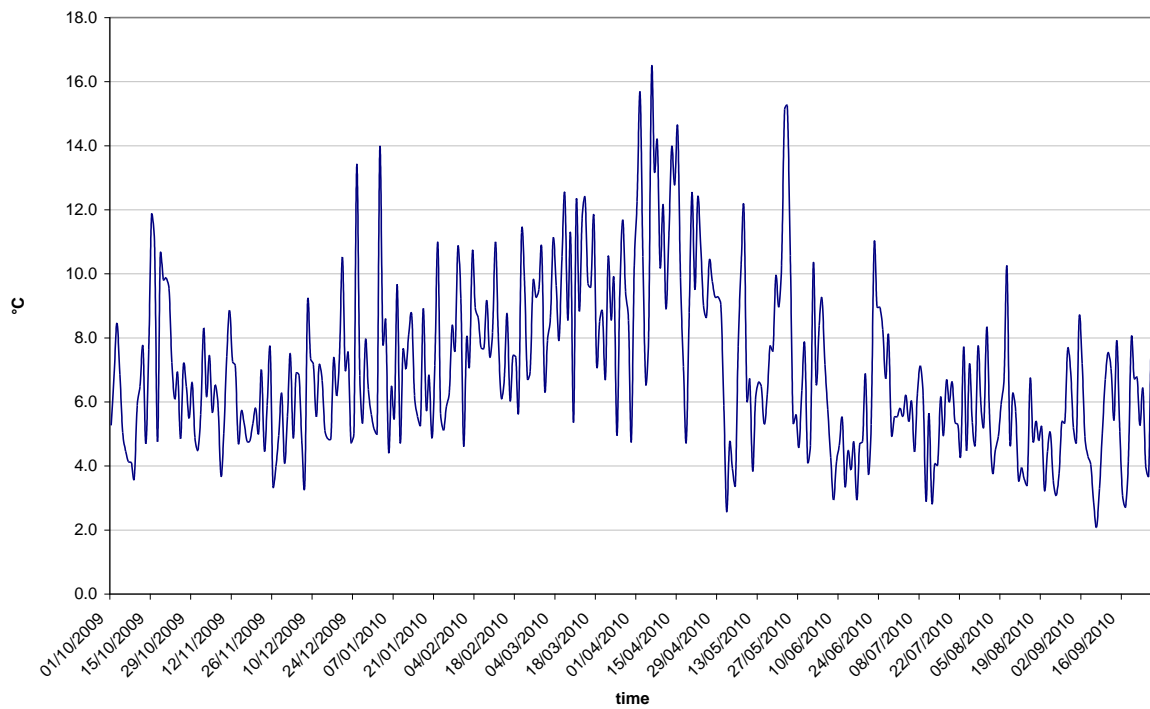


Fig. 21: Record di dati di escursione termica massima diurna rappresentativi della superficie del Ghiacciaio Presena nel periodo 1 Ottobre 2009 - 29 Settembre 2010. I dati sono espressi in °C.

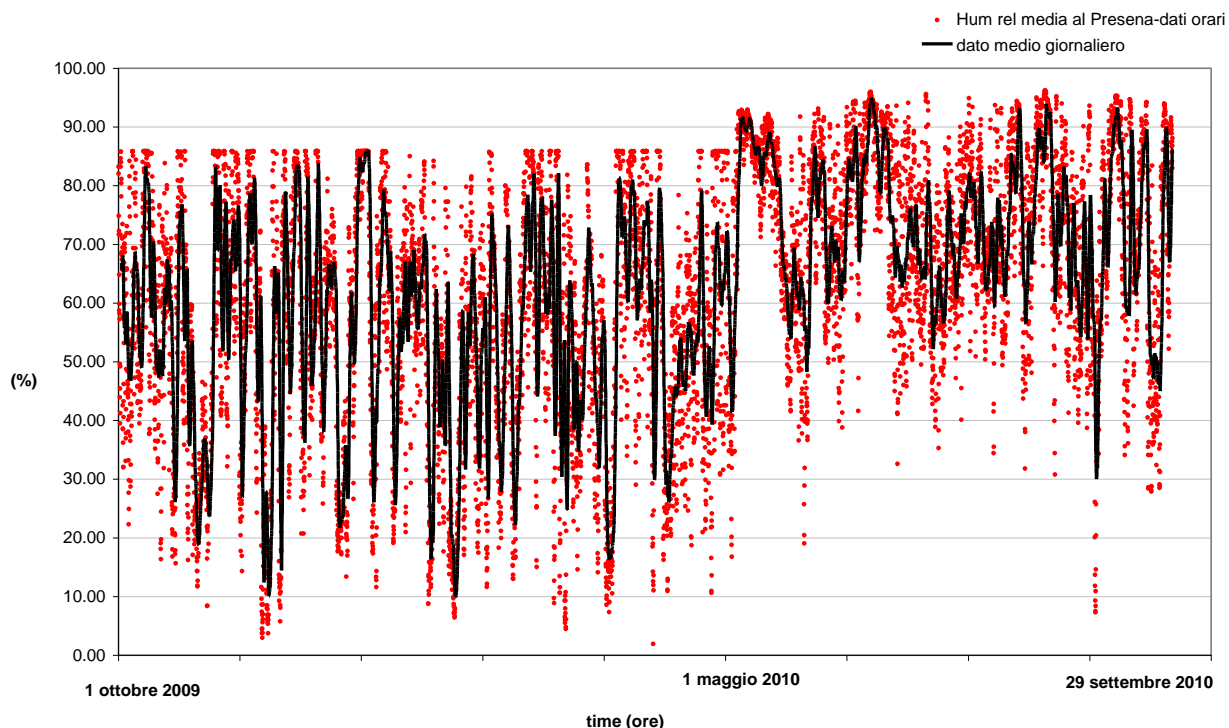


Fig. 22: Record di dati di umidità relativa orari e medi giornalieri rappresentativi della superficie del Ghiacciaio Presena nel periodo 1 Ottobre 2009 - 29 Settembre 2010. I dati sono espressi in %.

In Fig. 22 sono riportati i dati riguardanti l'umidità relativa. Si osserva un aumento a partire dal mese di Maggio 2010 che perdura per la rimanente parte di primavera e di estate. In autunno ed inverno invece i valori di umidità relativa sono assai inferiori e raggiungono a volte picchi orari del 6%. In Fig. 23 sono riportati i dati di velocità media del vento a scala oraria e media giornaliera. In genere il Ghiacciaio Presena è interessato da venti modesti che solo occasionalmente superano i 40 km/h (pari a circa 12 m/s). I venti più intensi si registrano in estate ed autunno mentre in inverno prevalgono condizioni meno ventose. Questo è conseguenza anche della morfologia del bacino glaciale che limita la possibilità di innescare di un vero e proprio flusso catabatico che invece caratterizza ghiacciai di maggiori dimensioni come il Ghiacciaio dei Forni in alta Valtellina, Lombardia (Citterio et al., 2007) o il Morteratschgletscher in Svizzera (Oerlemans, 2005).

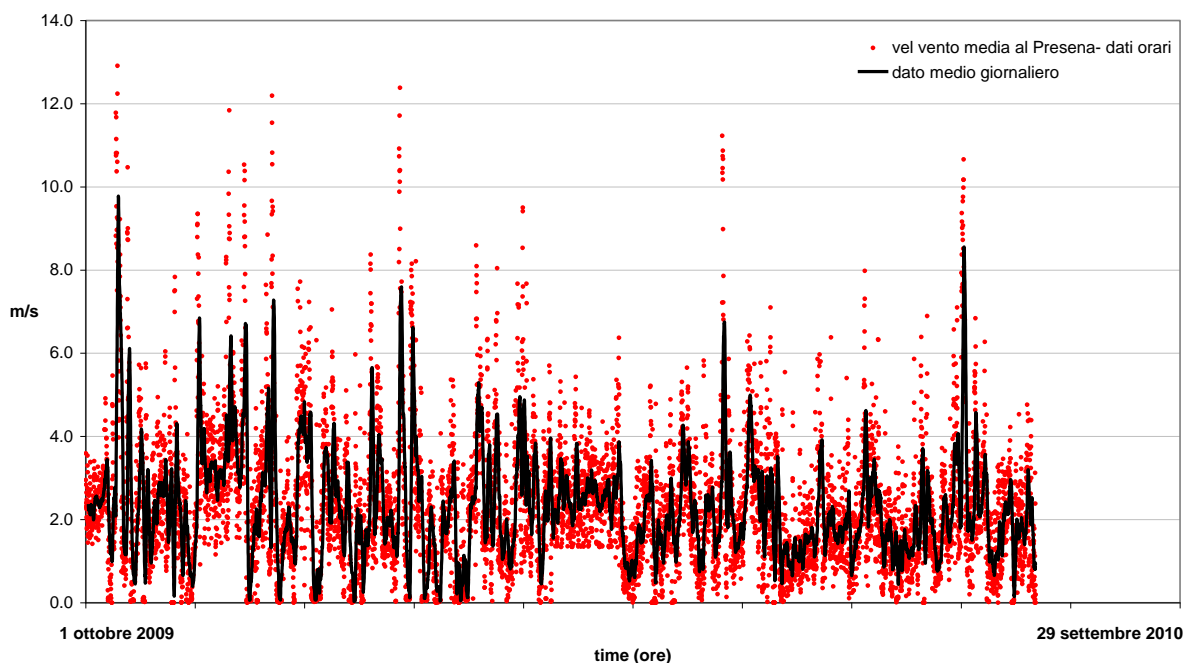


Fig. 23: Record di dati di velocità del vento orari e medi giornalieri rappresentativi della superficie del Ghiacciaio Presena nel periodo 1 Ottobre 2009 - 29 Settembre 2010. I dati sono espressi in m/s.

6.2. Valutazione del bilancio energetico puntuale alla superficie del Ghiacciaio Presena in condizioni naturali

Il bilancio energetico superficiale, ovvero il bilancio tra i flussi energetici in entrata (ad onda corta, ovvero radiazione solare, ed ad onda lunga, ovvero radiazione atmosferica) e quelli in uscita (anche questi ad onda corta, o radiazione solare riflessa, e ad onda lunga, ovvero radiazione termica emessa dalla superficie) e i flussi di calore sensibile e latente (contributi non radiativi), è fondamentale nel determinare l'energia netta a disposizione per riscaldare l'atmosfera e quindi per determinare il micro e macro clima di un'area.

Il bilancio energetico superficiale (R_s) è, in generale, funzione della quantità di energia in arrivo sulla porzione di territorio investigata. Il maggior input energetico è costituito dal flusso solare che è a sua volta funzione della latitudine, della stagione, dell'ora del giorno e dello stato del cielo. Esso è fondamentale su un ghiacciaio nel determinare l'energia netta disponibile per la fusione del ghiaccio e/o della neve. Su un ghiacciaio, infatti, l'energia netta disponibile non viene immagazzinata, nemmeno per brevi periodi, ma utilizzata per l'ablazione, riducendo quindi

l'effettivo valore di energia disponibile per redistribuzione attraverso flussi orizzontali. Il bilancio può venire, quindi, scritto sottoforma di flussi energetici per unità di area che attraversano verticalmente l'interfaccia aria-superficie e viene misurato in W/m^2 (Oerlemans, 2001). È dato dalla somma di radiazione ad onda corta netta o *SW netta* ($SW_{in} - SW_{out}$), di radiazione ad onda lunga netta o *LW netta* ($LW_{in} - LW_{out}$), di flusso di calore sensibile (*SH*) e latente (*LE*) e di flusso di calore conduttivo (*G*):

$$R_s = SW_{netta} + LW_{netta} + SH + LE + G$$

Tutti i flussi, valutati alla superficie del ghiacciaio, vengono considerati positivi se diretti verso la superficie. Il flusso di calore conduttivo (*G*) nel caso del Ghiacciaio Presena è stato trascurato perché non disponibili dati di temperatura del profilo della neve e a livello del ghiaccio superficiale. In ogni caso durante la stagione di ablazione (ovvero l'estate e parte dell'autunno), quando sono in atto i processi di fusione e la temperatura del ghiaccio superficiale è circa pari a $0^\circ C$, *G* è considerato nullo e quindi si può calcolare *R_s* senza considerare il flusso di calore conduttivo; invece quando la superficie del ghiacciaio non è al punto di fusione (ovvero in primavera, in inverno e parte dell'autunno), il valore di *G* non è pari a 0 e quindi deve essere valutato. Ne consegue che trascurare *G* nel nostro studio comporta solo una leggera sovrastima (meno del 5%) della fusione del ghiaccio.

Come si è sopra introdotto, il bilancio energetico superficiale è decisivo per i processi di fusione ed i flussi maggiori (Fig. 24) sono costituiti da quelli radiativi, di solito caratterizzati da potenze per unità di superficie di poche centinaia di W/m^2 . Un grande quantità di radiazione solare che raggiunge la superficie viene riflessa, in maniera maggiore nel caso di neve fresca, minore con neve vecchia o ghiaccio, molto piccola quando la superficie è coperta da materiale detritico. La radiazione solare penetra all'interno della neve e del ghiaccio; infatti la riflessione misurata alla superficie è il risultato di complicati processi di *scattering* da parte dei cristalli di ghiaccio o neve che costituiscono lo strato superficiale del ghiacciaio. Riguardo la radiazione ad onda lunga, la superficie è caratterizzata da un valore di emissività (e di assorbimento) pari a circa 1. La quantità di radiazione ad onda lunga riflessa dalla superficie è trascurabile (è assorbita quasi completamente). Le radiazioni infrarosse entranti e uscenti si compensano; in genere la quantità emessa dalla superficie è di poco maggiore (poche decine di W/m^2) rispetto a quella proveniente dall'atmosfera, rendendo così negativo il bilancio netto ad onda lunga.

Il bilancio netto ad onda lunga risulta essere positivo solo quando l'aria è calda e umida e il cielo è coperto da nubi che incrementano la radiazione in arrivo.

Per quanto concerne gli effetti delle nubi sul bilancio radiativo ad onda corta (solare incidente e riflesso) e ad onda lunga (atmosfera e terrestre), questi sono di segno opposto. Più nubi implicano, infatti, una minore quantità di radiazione ad onda corta entrante ed una maggiore quantità di radiazione ad onda lunga atmosferica. L'effetto netto dipende in gran parte dall'albedo della superficie analizzata e dalla trasmissività della copertura nuvolosa (Ambach, 1974; Bintanja & Van den Broeke, 1996, Oerlemans, 2005). Nei casi di elevata albedo superficiale (e.g. come si verifica ad esempio dopo una nevicata) la variazione netta di radiazione ad onda lunga per un dato incremento di copertura nuvolosa è maggiore del cambiamento netto di radiazione solare incidente. Diversamente nei casi di minore albedo superficiale (e.g. come si verifica quando la superficie glaciale espone ghiaccio vivo) l'effetto di diminuzione della radiazione solare è dominante e quindi il bilancio energetico radiativo diminuisce all'aumentare della copertura nuvolosa.

Lo scambio turbolento di calore e vapore risulta in generale molto meno importante ai fini del bilancio energetico rispetto alla componente radiativa; la massima influenza si ha in inverno (quando il sole è basso) o in estate quando la temperatura dell'aria è elevata. La direzione dei flussi risulta dai gradienti dei profili delle temperature medie e dell'umidità. Quando la temperatura dell'aria è al di sopra del punto di fusione, il flusso di calore sensibile è sempre verso la superficie, mentre il flusso di calore latente può essere diretto in entrambe le direzioni, in base all'umidità dell'aria. La pressione di vapore di saturazione e_s è pari a 610.8 Pa per la superficie di un ghiacciaio in condizioni di fusione. Se consideriamo una massa d'aria con una temperatura pari a 10°C, il gradiente della pressione di vapore, e quindi il flusso di vapore, cambia segno con una umidità relativa pari a circa 50%. Con un'umidità minore, l'evaporazione raffredda la superficie, mentre con un'umidità maggiore la condensazione riscalda la superficie.

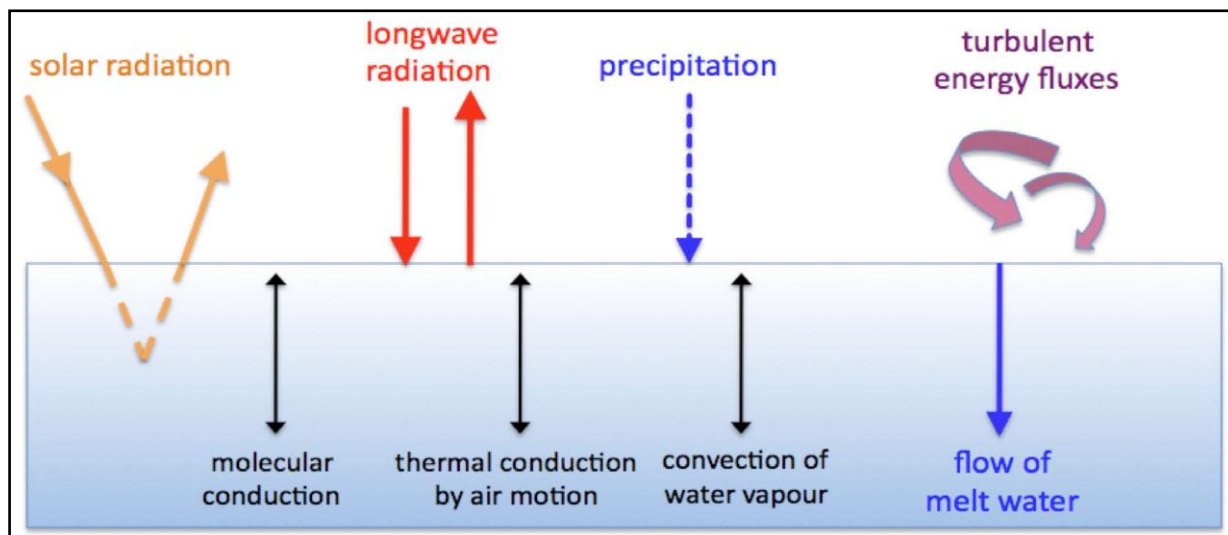


Fig. 24: I processi più importanti che determinano i flussi energetici a livello dell'interfaccia ghiacciaio-atmosfera e la struttura termica nello strato più superficiale del ghiacciaio.

Sul Ghiacciaio Presena i principali processi di ablazione sono rappresentati dalla fusione superficiale che si osserva dalla fine della primavera sino alle prime nevicate autunnali. Quindi, per valutare l'intensità di questi processi di ablazione (M) sono state prese in considerazione solo le giornate caratterizzate da *melting* o fusione, ovvero con temperatura dell'aria maggiore di 0°C . Solo per le ore con temperatura positiva è stata calcolata la massa persa in kg di neve/ghiaccio secondo la nota relazione:

$$M = \text{Energia disponibile} / \text{Energia necessaria per fondere 1 kg}$$

con M negativo e misurato in kg m^{-2} o mm w.e. (ovvero in equivalenti in acqua).

Per calcolare il *melting* dovuto all'energia netta disponibile alla superficie (R_s) sono stati considerati solo i valori positivi di questo parametro, divisi per il calore latente di fusione.

Pertanto a partire dai dati radiativi rilevati dalla AWS Presena e ricostruiti attraverso climatologie fisiche in accordo a Brunetti et al. (2009a; 2009b) e dai dati termici, di pressione, vento ed umidità rilevati dalla AWS Presena e ricostruiti attraverso climatologie fisiche in accordo a Brunetti et al. (2009a; 2009b), applicando il metodo proposto da Oerlemans (2005) sono state calcolate la *SW netta*, la *LW netta* (Fig. 25), il flusso turbolento di calore sensibile (SH) e il flusso turbolento di calore latente (LE) (Fig. 26) e l'energia netta disponibile (R_s) alla superficie del Ghiacciaio Presena (Fig. 27), al fine di ottenere il bilancio energetico superficiale completo, e quindi, di conoscere l'energia netta disponibile per la fusione del ghiaccio e/o della neve alla

quota di 2900 m (ove era ubicata la AWS Presena e alla quale quindi ci si è riferiti per le modellazioni meteorologiche).

Analizzando i valori medi giornalieri di bilancio energetico completo, si osserva che la *SW netta* è caratterizzata da un andamento a campana con il picco di massimo in estate (tra i 150 e i 200 W/m²), mentre per la *LW netta* i valori oscillano in un intervallo che va da poco più di 0 a -100 W/m² (valore superato solo tra la fine di giugno e l'inizio di luglio 2010), valori che sono caratteristici della superficie di un corpo freddo come il ghiacciaio. Sia il flusso di calore sensibile che latente hanno un andamento sinusoidale con picchi di massimo in estate e di minimo in inverno, in generale *SH* assume valori sempre maggiori di *LE*. Il fatto che *LE* sia minore di 0 W/m² in inverno è verosimile, poiché in questa stagione si registra una ridotta umidità relativa dell'aria in combinazione a una minima differenza di temperatura fra il ghiaccio e l'aria sovrastante la superficie. Stesso andamento anche per l'energia netta disponibile, con massimi di circa 150 e minimi di circa -100 W/m².

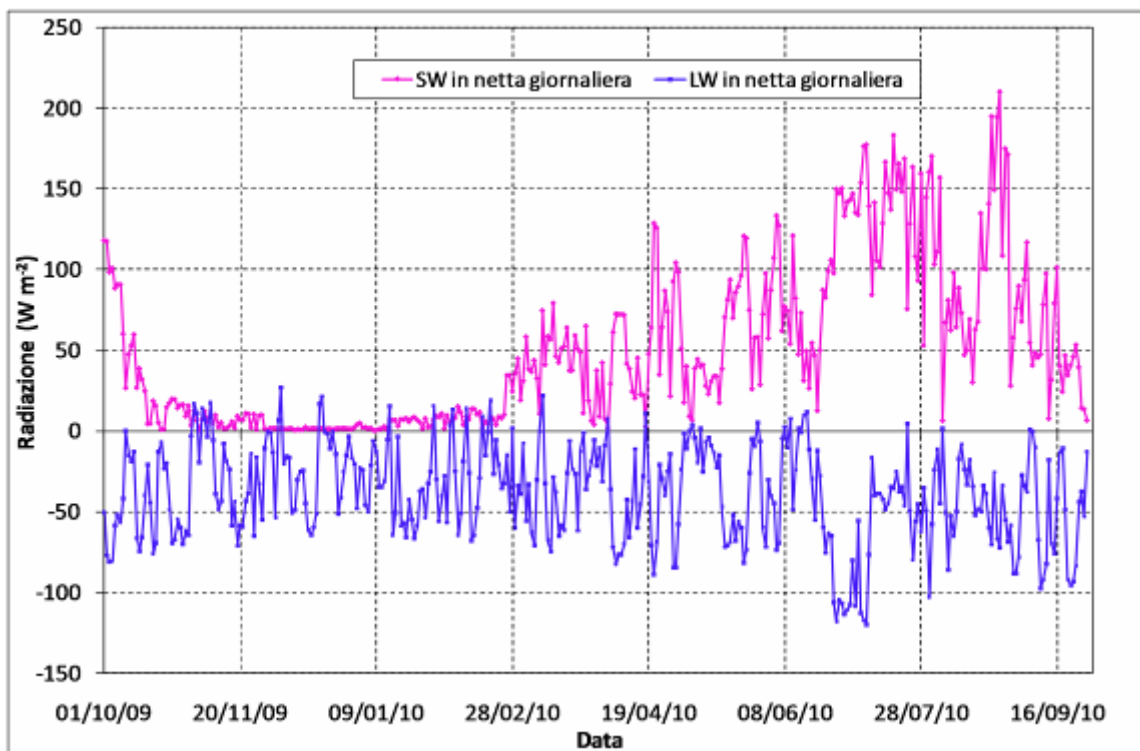


Fig. 25: Andamento dei valori medi giornalieri della radiazione netta ad onda corta (*SW netta*) e ad onda lunga (*LW netta*) dall'1 ottobre 2009 al 27 settembre 2010.

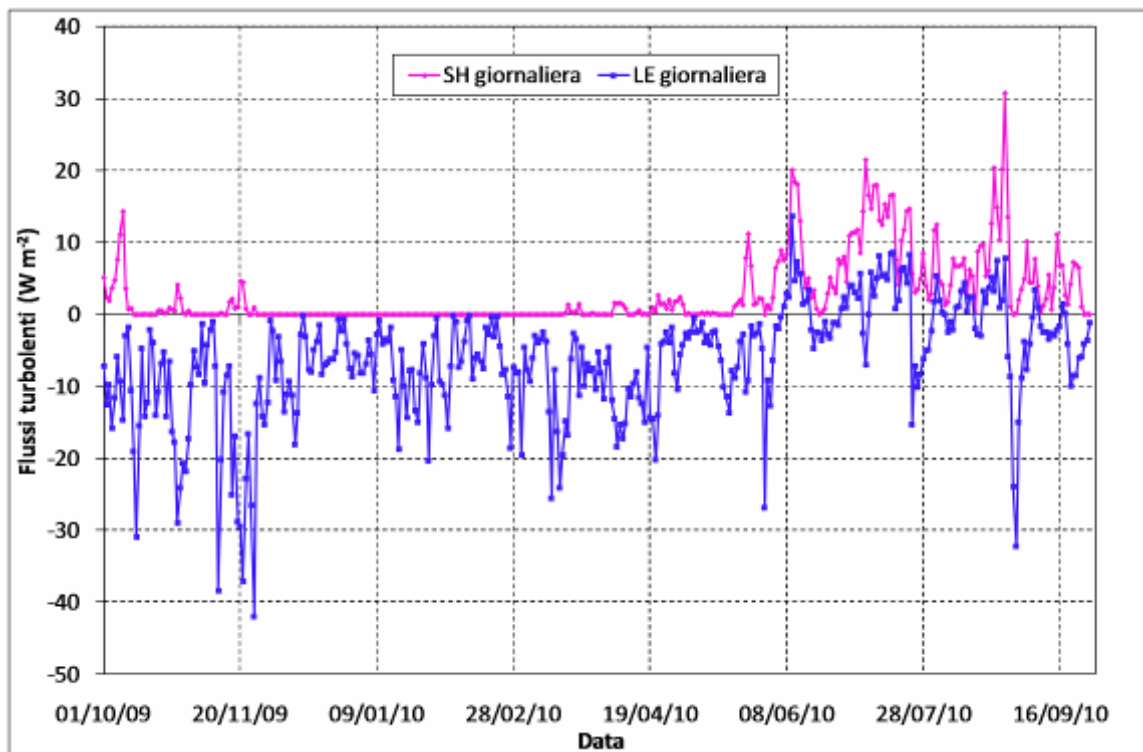


Fig. 26: Andamento dei valori medi giornalieri dei flussi turbolenti di calore sensibile (SH) e latente (LE) dall'1 ottobre 2009 al 27 settembre 2010.

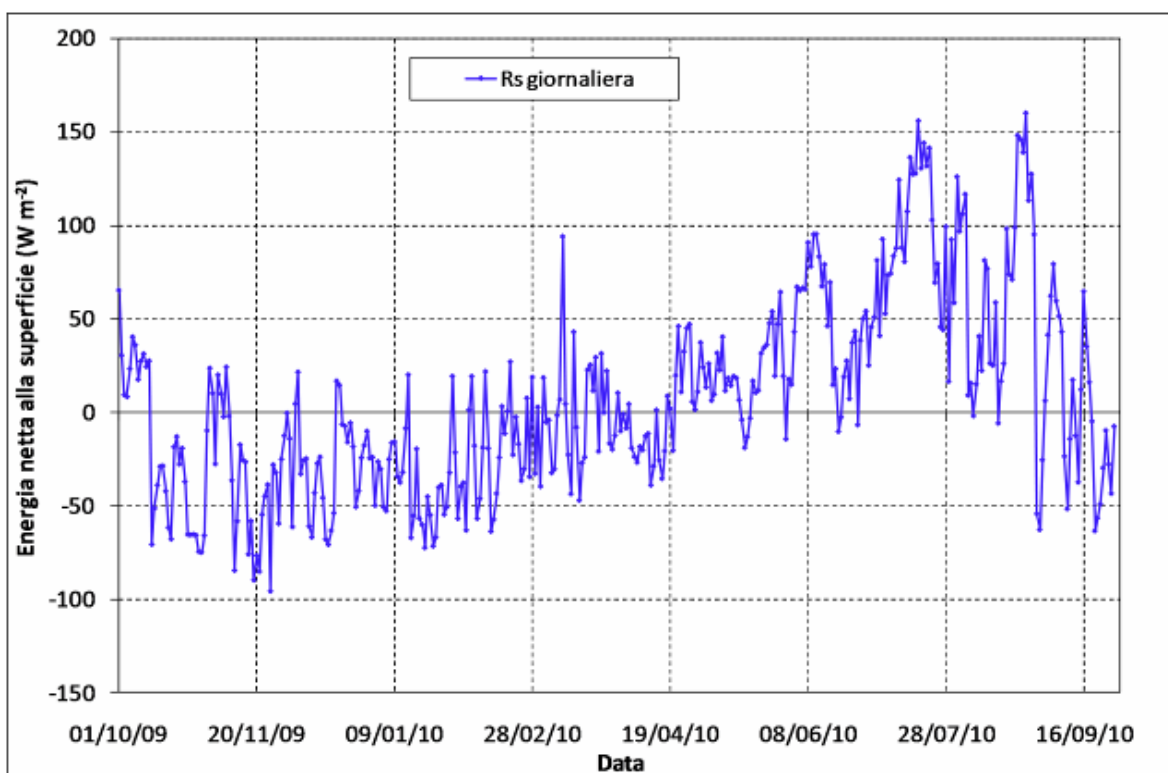


Fig. 27: Andamento dei valori medi giornalieri dell'energia netta superficiale disponibile per la fusione del ghiaccio e/o della neve dall'1 ottobre 2009 al 27 settembre 2010.

Per l'analisi della perdita di massa alla superficie del Ghiacciaio Presena alla quota di 2900 m si è partiti dai dati radiativi e da quelli non radiativi, e si è poi proceduto col calcolo del *melting* orario solo per le ore con temperatura maggiore di 0°C (condizioni di fusione).

Affinché ci sia fusione è necessario che la temperatura sia uguale o superiore al punto di fusione e che l'energia data dalla somma di tutti i processi radiativi e non radiativi, sia positiva. Queste due condizioni sono evidenziate nella Fig. 28, dove sono stati inseriti in un medesimo grafico a dispersione sia i valori orari di temperatura dell'aria (linea rossa) che quelli di radiazione netta (R_s , linea blu). Da questa analisi emerge che il periodo caratterizzato da assenza di condizioni di fusione corrisponde a quello invernale (quindi di accumulo), più precisamente dal 10 ottobre 2009 al 18 marzo 2010.

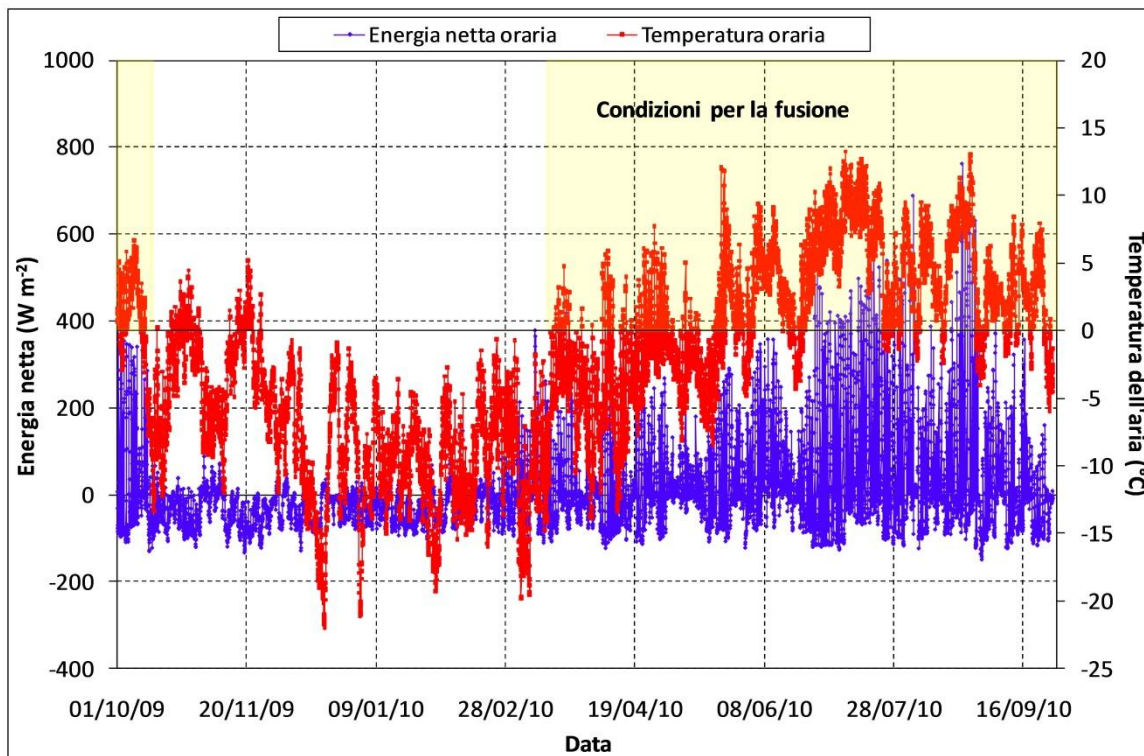


Fig. 28: Andamento dei valori orari dell'energia netta superficiale disponibile per la fusione del ghiaccio e/o della neve (R_s) e della temperatura dell'aria dall'1 ottobre 2009 al 27 settembre 2010 sul Ghiacciaio Presena. In giallo sono evidenziati i periodi in cui si ha sia la temperatura che la radiazione positive, condizioni necessarie affinché si verifichi fusione.

A supporto di quanto sopra enunciato sono stati creati altri due grafici rappresentanti i valori orari (Fig. 29) e cumulati nel tempo (Fig. 30) dell'ablazione puntuale e superficiale. Anche da questo

tipo di analisi è possibile osservare che i processi di fusione sono assenti da inizio ottobre a metà marzo: ovvero valori orari nulli di massa persa (Fig. 29) e andamento orizzontale nei valori cumulati (Fig. 30).

Il valore orario massimo di ablazione è stato registrato il 23 agosto alle ore 13:00 (pari a -8,2 mm w.e.), mentre quello giornaliero massimo il 26 agosto 2010 (pari a -0,05 m w.e.).

Il valore totale di ablazione dall'1 ottobre 2009 al 27 settembre 2010 è risultato pari a -2,93 m w.e. (Fig. 30). Questo valore corrisponde allo spessore di equivalenti in acqua perso dal ghiacciaio per fusione di neve e ghiaccio nel periodo analizzato in assenza di misure di protezione quali la copertura geotessile.

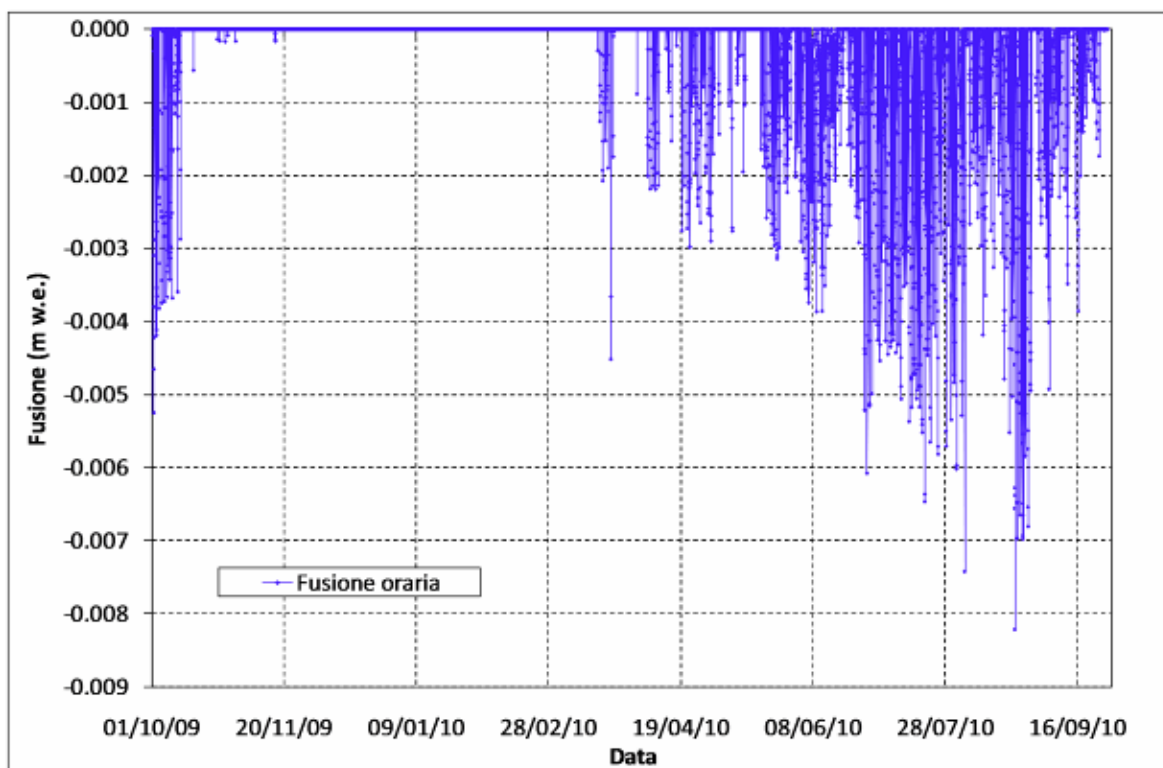


Fig. 29: Andamento dei valori orari di fusione superficiale e puntuale calcolati a 2900 m di quota dall'1 ottobre 2009 al 27 settembre 2010 sul Ghiacciaio Presena.

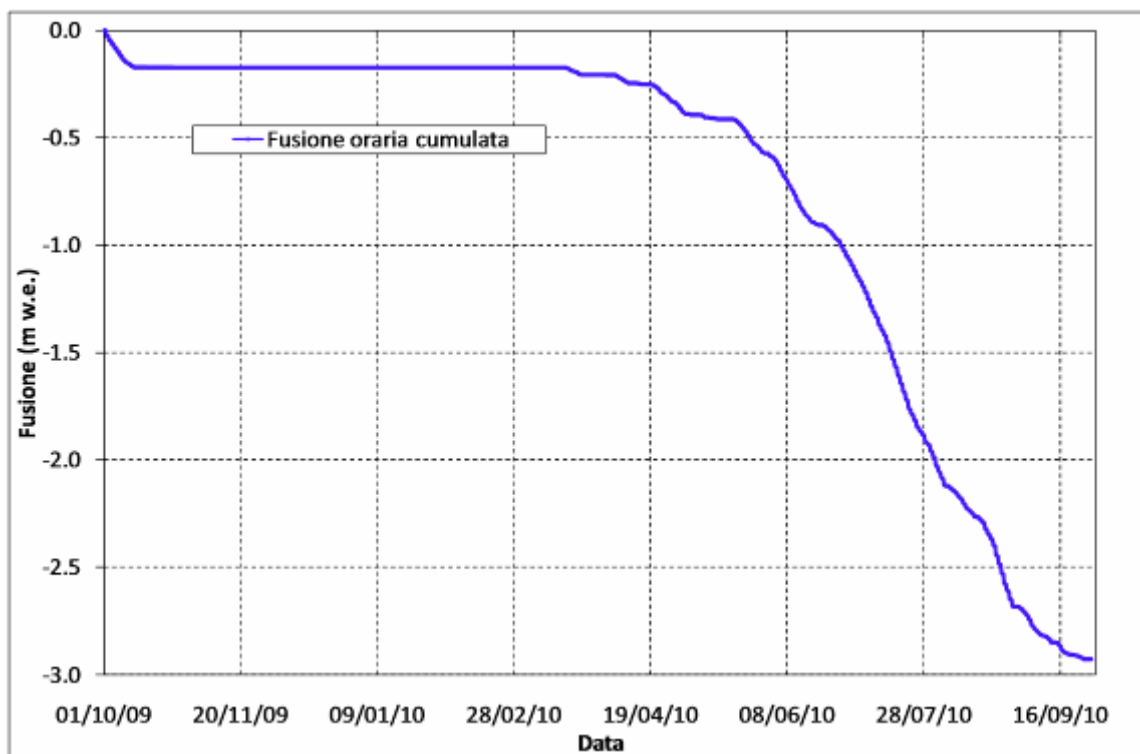


Fig. 30: Andamento dei valori orari cumulati nel tempo di fusione superficiale e puntuale calcolati a 2900 m di quota dall'1 ottobre 2009 al 27 settembre 2010 sul Ghiacciaio Presena.

6.3. Confronto tra il bilancio energetico radiativo estivo valutato alla superficie non protetta del Ghiacciaio Presena (a 2900 m di quota) e il bilancio energetico radiativo estivo valutato alla superficie glaciale sottoposta a protezione glaciale attiva (copertura geotessile)

L'ablazione glaciale sopra descritta, stimata attraverso il calcolo del bilancio energetico completo, è ovviamente rappresentativa delle condizioni del Ghiacciaio Presena "non modificate" (si preferisce questo termine a "naturali" in quanto l'intero ghiacciaio è sottoposto ad interventi antropici di spostamento e compattazione del manto nevoso per permettere la pratica dello sci). La situazione è ben diversa se si considerano le porzioni glaciali sottoposte a copertura con geotessile (circa 70,000 m² nell'estate 2010). Per valutare l'efficacia di questa copertura nel modificare gli scambi energetici tra superficie glaciale ed atmosfera e quindi nel ridurre le perdite per fusione di neve e ghiaccio sono stati svolti alcuni test durante la stagione estiva 2010. Più precisamente a poche centinaia di metri dalla AWS Presena posta sulla superficie libera del ghiacciaio, dopo aver posizionato la copertura geotessile su alcune aree sottoposte a protezione è stato installato da PAT un radiometro netto per la misura della radiazione ad onda corta e ad onda

lunga alla superficie del telo. In questo modo è stato possibile effettuare un confronto fra i dati radiativi misurati alla superficie non modificata del ghiacciaio e quelli radiativi rilevati alla superficie del telo dal 31 luglio 2010 al 29 agosto 2010.



Fig. 31: Radiometro netto installato sulla superficie della copertura geotessile posizionata sul Ghiacciaio Presena. (Foto M. Donati)

La copertura geotessile sintetica utilizzata nell'estate 2010, dello spessore di circa 4 mm, è fornita in rotoli di dimensioni di 18 m x 5.55 m che sono stati stesi sulla superficie glaciale da proteggere da parte della Società Impianti Carosello Tonale e successivamente assemblati a caldo in modo da formare una copertura unica e pressoché ininterrotta della superficie glaciale estesa per circa 70,000 m². Il telo è stato quindi ancorato al ghiacciaio tramite pesi (sacchi di sabbia) ancorati ai lembi esterni dello stesso. Il geotessile è caratterizzato da un peso asciutto di circa 500 g /m². Il materiale è un geotessuto a singolo strato, realizzato in poliestere e polipropilene, di colore bianco

puro, utilizzato al fine impedire la penetrazione della radiazione UV (ad alta energia), di riflettere buona parte della radiazione solare incidente e di isolare termicamente la neve ed il ghiaccio sottoposti a protezione.

Prima dello stendimento della copertura geotessile avvenuta il 28 giugno 2010 è stata realizzata da PAT una campagna nivologica al fine di misurare lo spessore del manto nevoso e le sue caratteristiche fisiche, in particolare la densità, indispensabile al fine di calcolare il valore equivalente in acqua della neve sottoposta a protezione. Il 31 luglio 2010 è stata localizzata da PAT sul geotessile una stazione satellite costituita da un *data logger* e da un radiometro netto CNR1 (Kipp&Zonen) per misurare i flussi energetici in entrata ed in uscita dalla superficie del telo e poterli confrontare con quelli registrati dalla stazione AWS Presena Ghiacciaio.

Poiché le proprietà delle due superfici in questione (ghiacciaio non modificato e telo) sono completamente diverse, differenti saranno anche i valori della radiazione ad onda corta riflessa, e quindi dell'albedo, e di quella ad onda lunga emessa dalle superfici stesse. Per quanto riguarda, invece, la radiazione in ingresso sia ad onda corta che ad onda lunga si può osservare che assumono lo stesso andamento in entrambi i siti di indagine (Figg. 32-33).

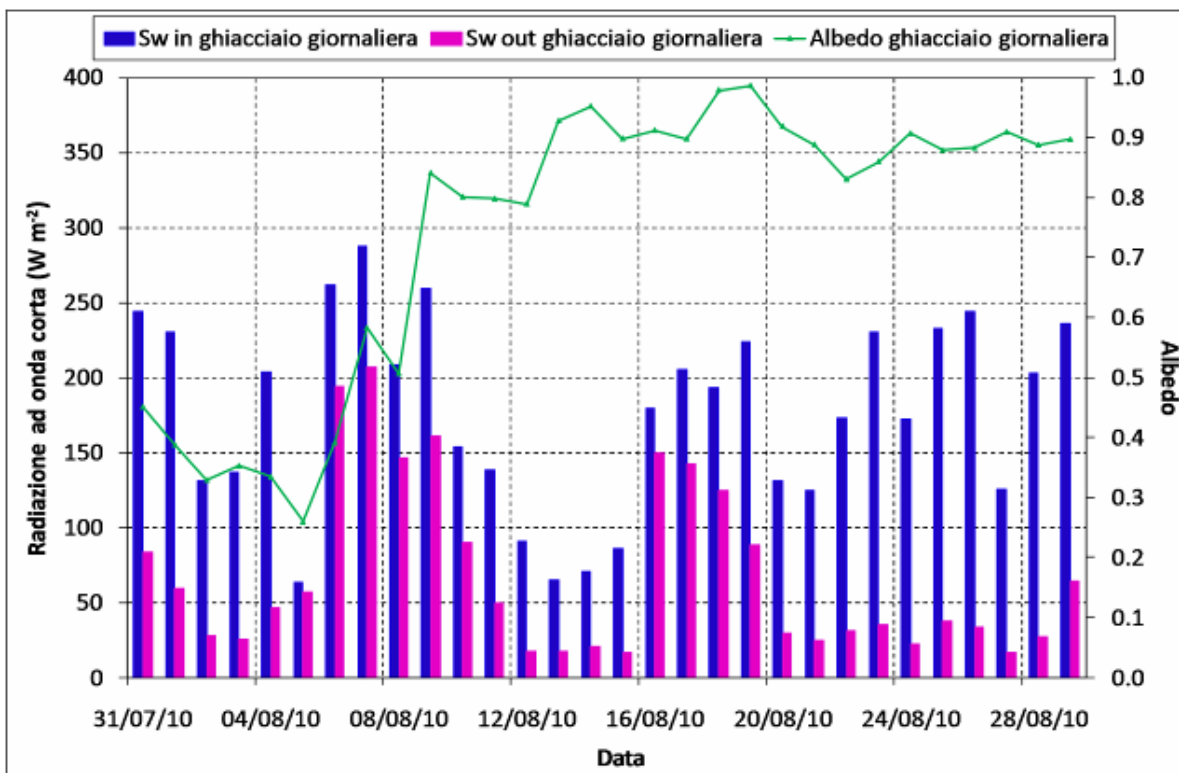


Fig. 32: Andamento dei valori medi giornalieri di radiazione ad onda corta solare in ingresso (SW in) e riflessa dalla superficie (SW out) e dell'albedo dal 31 luglio al 29 agosto 2010 sul Ghiacciaio Presena in condizioni non modificate a 2900 m di quota.

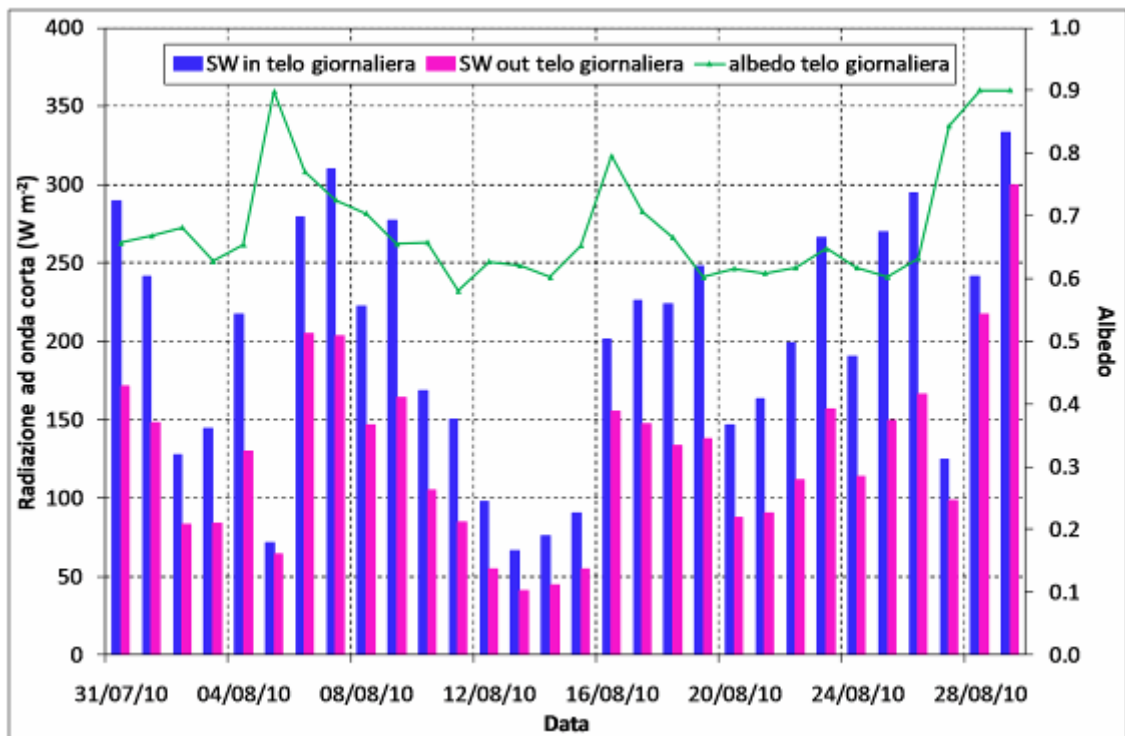


Fig. 33: Andamento dei valori medi giornalieri di radiazione ad onda corta solare in ingresso (SW in) e riflessa dalla superficie (SW out) e dell'albedo dal 31 luglio al 29 agosto 2010 sulla copertura geotessile installata sulla superficie del Ghiacciaio Presena.

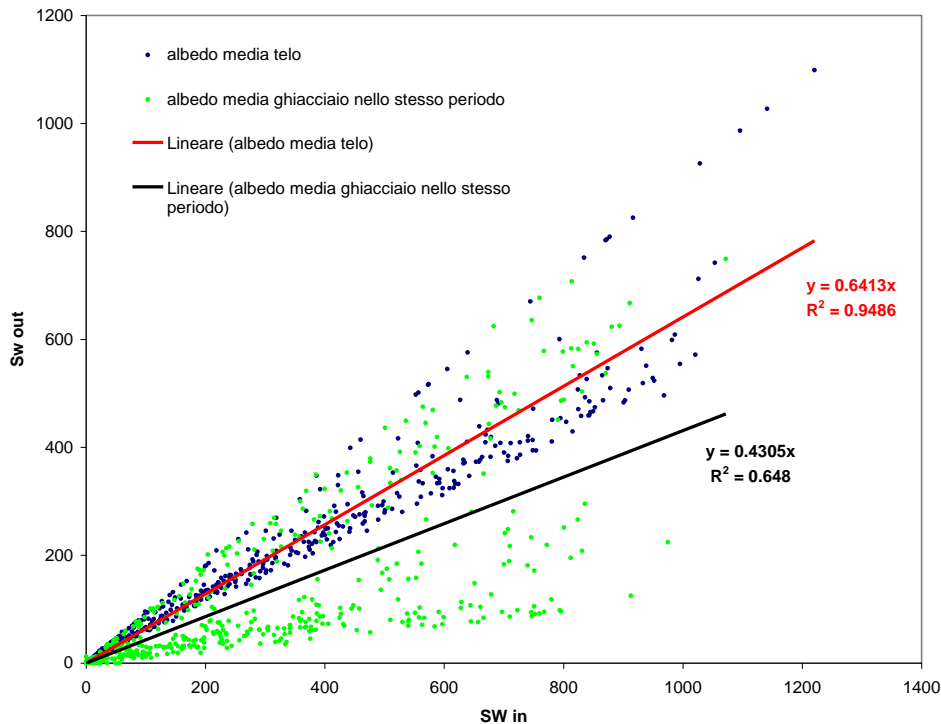


Fig. 34: Confronto tra l'albedo media calcolata per il periodo dal 31 luglio al 29 agosto 2010 sulla copertura geotessile installata sulla superficie del Ghiacciaio Presena (linea rossa) e l'albedo media calcolata per le condizioni glaciali non modificate (linea nera).

Il valore di albedo media calcolata per lo stesso periodo per i due siti di indagine (superficie glaciale non modificata e quella sottoposta a copertura con geotessile) è ben diverso (Fig. 34), più precisamente la porzione coperta con il telo ha evidenziato valori medi di albedo di 0.64 contro un valor medio di 0.43 per la superficie glaciale non modificata. Questo vuol dire che in media presso il telo l'assorbimento di energia solare è stato del 36% mentre la superficie non modificata del ghiacciaio ha assorbito in media il 57% dell'energia solare. Questa differenza è ovviamente da attribuire all'azione del telo, che presenta una colorazione bianco puroabbastanza stabile che riduce l'assorbimento solare; diversamente la superficie naturale del ghiacciaio vede la progressiva modificazione delle condizioni della neve (che assorbe particolato e polveri divenendo sempre meno candida, aumenta il contenuto in acqua e pertanto riduce via via la sua albedo sino a raggiungere i valori propri del ghiaccio di ghiacciaio).

Questo effetto ha portato, nel periodo di analisi nelle ore in cui la temperatura era positiva (condizioni di *melting*), ad un assorbimento di radiazione ad onda corta netta (*SW netta*) pari a 407.96 Mega W/m² presso la superficie non modificata del ghiacciaio (pari ad un valore cumulato orario di 113323.4 W/m²) e ad un assorbimento di radiazione ad onda corta netta (*SW netta*) pari a

185.11 Mega W/m² presso la superficie coperta con il geotessile (pari ad un valore cumulato orario di 51419.7 W/m²).

Diverso è invece l'effetto del telo sulla radiazione ad onda lunga emessa e quindi sul valore netto di onda lunga assorbita (si vedano Tabb. 1 e 2). La superficie glaciale non emette intensamente radiazione ad onda lunga poiché per tutto l'anno la temperatura superficiale (dalla quale è noto dipende l'intensità dell'emissione) è pari a 0°C (in caso di condizioni di fusione) o sotto zero. Diversamente il telo presenta alla sua superficie valori termici più elevati che possono raggiungere anche i +5 e +7°C portando a valori di emissione infrarossa maggiori. Ne consegue che presso il ghiacciaio nel periodo di analisi e nelle ore in cui la temperatura era positiva il valore netto di radiazione ad onda lunga (*Lw netta*) è stato pari a 2,32 Mega W/m² (pari ad un valore cumulato orario di 644W/m²) mentre presso il telo nello stesso periodo la radiazione netta assorbita è stata pari a 12 Mega W/m² (pari ad un valore cumulato orario di 3331W/m²).

Per valutare l'effetto complessivo dato dalla riduzione dell'energia ad onda corta assorbita e dall'aumento di quella ad onda lunga emessa è necessario calcolare per i due siti di indagine il valore della radiazione netta (*SW netta* + *LW netta*) assorbita. Alla superficie non modificata del ghiacciaio la radiazione netta (*Rs*) assorbita è risultata pari a 410,28 Mega W/m² mentre al geotessile la radiazione netta (*Rs*) assorbita è risultata pari a 197,10 Mega W/m².

SW netta	LW netta	R_s
113323.4	644	113967.4

Tab. 1: Valori cumulati (W/m²) medi orari dei flussi radiativi netti alla superficie glaciale in condizioni naturali (priva di copertura geotessile). Si sono considerati i valori registrati dal 31 luglio al 29 agosto 2010 nelle sole ore con T>0°C (quando cioè può avvenire fusione glaciale).

SW netta	LW netta	R_s
51419.7	3331	54750.7

Tab. 2: Valori cumulati (W/m²) medi orari dei flussi radiativi netti alla superficie glaciale coperta con il geotessile). Si sono considerati i valori registrati dal 31 luglio al 29 agosto 2010 nelle sole ore con T>0°C (quando cioè può avvenire fusione glaciale).

Questi valori di energia assorbita corrispondono ad una fusione di circa 59 cm w.e. nel settore glaciale sottoposto a copertura e ad una fusione di 123 cm w.e. nel settore glaciale non modificato.

Questo significa che complessivamente l'azione del telo nel modulare i flussi energetici radiativi assorbiti dal ghiacciaio porterebbe ad una riduzione dell'ablazione del 48%.

L'effetto sul bilancio di massa complessivo del ghiacciaio è però assai più modesto, non si dimentichi infatti che solo un'esigua porzione del ghiacciaio (circa 70000 m²) è stata sottoposta a protezione riducendo così l'intensità delle perdite per fusione di neve e ghiaccio, mentre la maggior parte della superficie glaciale è rimasta non modificata ed ha visto quindi nel periodo di analisi (31 luglio 2010 – 29 agosto 2010) una fusione assai maggiore, pari a 123 cm alla quota della AWS Presena Ghiacciaio (2900 m).

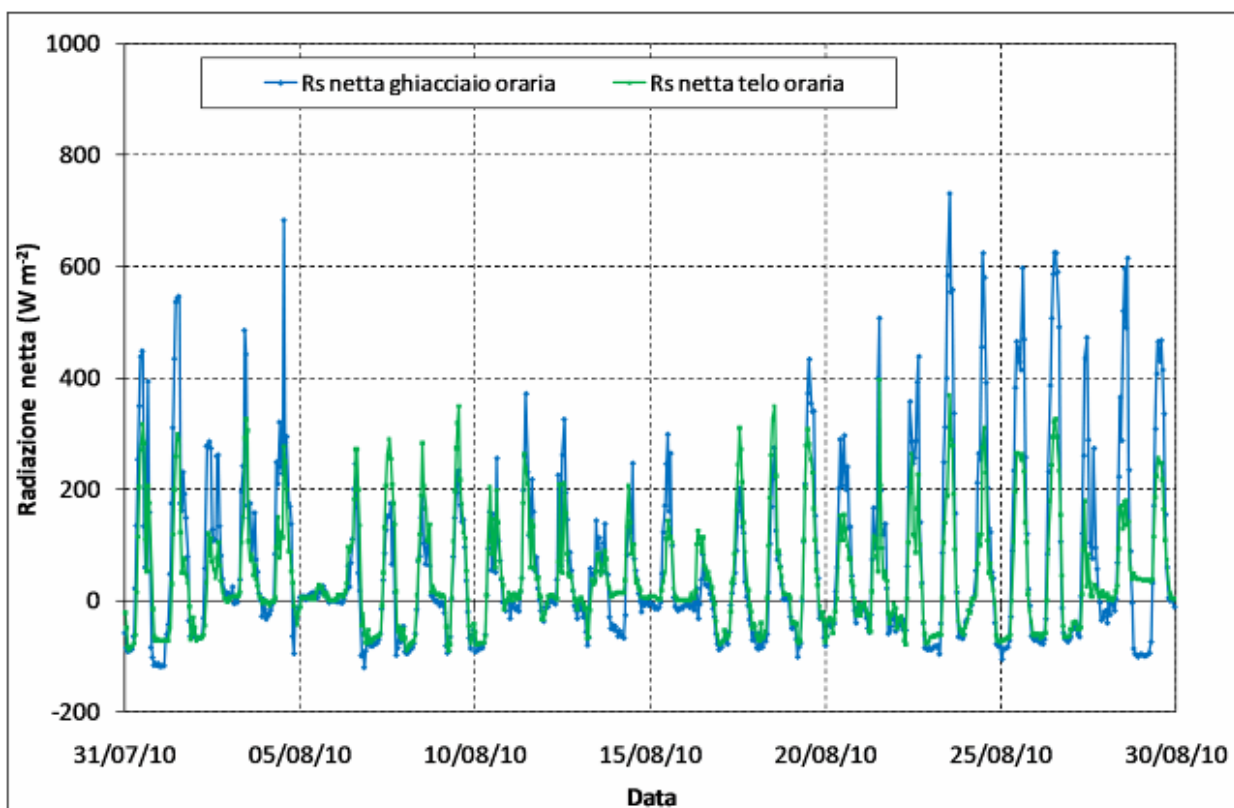


Fig. 35: Andamento dei valori orari di radiazione netta (R_s) dal 31 luglio al 29 agosto 2010 sulla superficie del ghiacciaio e sulla copertura geotessile.

6.4. Valutazione dell'ablazione distribuita e del bilancio di massa superficiale del Ghiacciaio Presena in condizioni non modificate

Si riporta di seguito il bilancio di massa distribuito calcolato per il Ghiacciaio Presena considerando le condizioni glaciali *non modificate*, ovvero in assenza di copertura geotessile che, dove localizzata, ha ovviamente influenzato intensità e velocità della fusione nivo-glaciale modificando il bilancio di massa. La fusione nivale e glaciale di seguito calcolate vanno quindi intese come “potenziali” ovvero come quelle che avverrebbero sul Ghiacciaio Presena in funzione dei parametri meteorologici ed energetici in assenza di protezione artificiale.

Successivamente verrà considerata l'influenza svolta della copertura geotessile sulle perdite complessive del ghiacciaio e quindi sul bilancio di massa dello stesso. Si otterrà quindi il valore reale delle perdite subite dal ghiacciaio nella stagione 2010 e del bilancio di massa 2010.

6.4.1. Premessa: dati utilizzati

Per la quantificazione dell'ablazione e successivamente del bilancio di massa del Ghiacciaio Presena sono state localizzate da PAT sulla superficie glaciale 6 paline ablatometriche in data 17-6-2010, ovvero all'inizio della stagione estiva, quando era ancora presente neve sulla superficie del ghiacciaio. Queste paline sono state periodicamente viste dagli operatori PAT per verificarne l'emersione dalla neve e/o dal ghiaccio allo scopo di quantificare la fusione estiva nivale e glaciale superficiale del ghiacciaio in condizioni non modificate (ovvero in assenza di copertura geotessile).

Inoltre sempre nel primo mese della stagione estiva 2010 (in data 21-6-2010) sono stati effettuati da PAT 10 sondaggi nivologici per rilevare l'altezza della neve, la posizione topografica, la quota e i parametri stazionali (esposizione, etc.).

Per la quantificazione dell'Equivalente Idrico Nivale (o *Snow Water Equivalent*, da qui in poi definito SWE) sono state effettuate da PAT tra l'11 e il 21 giugno 2010 quattro trincee nivologiche. In questa occasione si è scavato sino a raggiungere il ghiaccio di ghiacciaio sottostante e si è misurato lo spessore e la densità di ogni strato nevoso.

Per l'implementazione dei modelli di ablazione e di accumulo necessari al calcolo del bilancio di massa distribuito del ghiacciaio sono stati calcolati i gradienti di temperatura e di radiazione solare incidente medi per l'area interessata.

 mese 	 LLR
marzo	-0,0078
aprile	-0,0106
maggio	-0,0090
giugno	-0,0087
luglio	-0,0097
agosto	-0,0050
settembre	-0,0055

Tab.3: Local lapse rate di temperatura applicati nei periodi di indagine.

Il gradiente locale di temperatura (Tab.3) è stato calcolato a partire dalle temperature giornaliere misurate presso le stazioni MeteoTrentino della Capanna Presena (2730 m, a valle del ghiacciaio) e di Cima Presena (3015 m, a monte del ghiacciaio) per ogni mese primaverile ed estivo (marzo, aprile, maggio, giugno, luglio, agosto e settembre), utilizzando tutti i dati medi giornalieri disponibili dall'inizio delle serie meteorologiche.

Il gradiente di radiazione (Tab. 4) è stato calcolato a partire dalla radiazione giornaliera misurata presso le stazioni MeteoTrentino del Passo del Tonale (1875 m), della Capanna Presena (2730 m, a valle del ghiacciaio) e di Cima Presena (3015 m, a monte del ghiacciaio) ed è stato assunto costante per la stagione estiva (giugno, luglio, agosto e settembre) e per la primavera (marzo, aprile e maggio); il gradiente applicato aumenta fino a 2900 m di altezza mentre oltre tale quota diminuisce a causa dell'ombreggiamento ad opera del versante roccioso soprastante.

	 primavera (marzo - maggio) 	 estate (giugno - settembre)
sotto 2900 m	0.022504	0.006495
sopra 2900 m	-0.49607	-0.17396

Tab.4: Gradienti di radiazione solare incidente applicati nei periodi di indagine.

Sono stati utilizzati inoltre tutti i dati giornalieri di temperatura dell'aria, radiazione solare incidente e riflessa e altezza della neve riferiti alla AWS Presena Ghiacciaio (ovvero da questa registrati o ricostruiti attraverso le climatologie fisiche). In particolare la distribuzione spaziale dei dati termici e radiativi è avvenuta applicando i gradienti calcolati a partire dai dati medi giornalieri riferiti all'AWS Presena Ghiacciaio.

Per completare le informazioni sull'innnevamento (uno dei parametri più delicati e critici da distribuire sulla superficie glaciale) sono anche stati utilizzati i dati giornalieri rilevati attraverso il sensore di altezza della neve della stazione meteo di ARPA Lombardia localizzata a Pantano d'Avio (Alta Val Camonica) a 2105 m di quota. In parallelo con l'altezza della neve riferita alla AWS Presena Ghiacciaio questi dati hanno permesso di calcolare una curva di deplezione della neve, ovvero la curva che descrive l'andamento del manto nevoso nel tempo in funzione della quota (riportando il primo giorno di assenza di neve al suolo in funzione della quota).

L'accumulo nivale è stato quindi valutato grazie ai dati di terreno (rilievi e trincee nivologiche) ed ai dati meteo locali e regionali.

La fusione glaciale è stata calcolata a partire dal primo giorno di assenza di neve sulla superficie del ghiacciaio (alle diverse quote nei diversi periodi) applicando un modello distribuito (*degree day* modificato).

La fusione nivale è stata calcolata utilizzando la curva di deplezione, confrontando le diverse mappe di innnevamento calcolate a partire dai dati meteo e di terreno ed applicando un semplice modello *degree day* modificato analogo a quello utilizzato per calcolare la fusione del ghiaccio.

6.4.2. Quantificazione distribuita dell'ablazione superficiale del ghiaccio glaciale

La quantificazione dell'ablazione superficiale distribuita del ghiaccio presso la superficie del Ghiacciaio Presena è avvenuta implementando un semplice modello. Si tratta di un modello *degree day* (*sensu* Braithwaite, 1984) modificato, in cui in aggiunta alla temperature positive giornaliere è considerata anche la radiazione solare incidente (si veda ad esempio Hock, 2005; Williams & Tarboton, 1999).

La fusione glaciale M è calcolata per ogni punto della superficie glaciale (qui assimilato ad un pixel) come segue:

$$M = a T_{aria\ pixel,\ data} PTMF_{pixel} + b RMF_{pixel} SWin_{pixel,\ data} + c$$

dove $T_{aria\ pixel,\ data}$ e $SWin_{pixel,\ data}$ sono la temperature positive dell'aria e la radiazione solare incidente e sono calcolate per ogni pixel e per ogni giorno di applicazione del modello. La temperatura è calcolata con un gradiente di quota che varia nei mesi considerati, mentre la radiazione è stata calcolata con due gradienti di quota (uno per la parte superiore, l'altro per la parte inferiore) differente nel periodo estivo e nel periodo primaverile (si vedano Tab. 3 e 4).

PTMF_{pixel} e RMF_{pixel} sono il fattore di fusione di temperatura positiva (*positive temperature meltingfactor*) e il fattore di fusione della radiazione (*radiationmeltingfactor*) e sono calcolati in funzione della quota in accordo alle seguenti relazioni lineari:

$$PTMF_c = m_1 \text{ quota} + q_1$$

e

$$RMF_c = m_2 \text{ quota} + q_2$$

Le relazioni sono state ottenute analizzando i fattori di fusione calcolati a partire dalla somma dei gradi giorno positivi e dalla somma delle radiazioni giornaliere e dall'ablazione misurata, ovvero:

$$PTMF_{m \text{ pixel}} = M_{m \text{ pixel}} / \sum T_{a \text{ pixel, data}} \quad \text{e} \quad RMF_{m \text{ pixel}} = M_{m \text{ pixel}} / \sum SW_{in \text{ pixel, data}}$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (PTMF_m - PTMF_c)^2}{\sum (PTMF_m - PTMF_{m \text{ m}})^2}$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (RMF_m - RMF_c)^2}{\sum (RMF_m - RMF_{m \text{ m}})^2}$$

Dove m_1 , m_2 , q_1 e q_2 sono parametri risolti iterativamente massimizzando R^2 .

Nell'equazione $M = a T_{aria \text{ pixel, data}} PTMF_{pixel} + b RMF_{pixel} SW_{in \text{ pixel, data}} + c$, a , b e c sono parametri risolti iterativamente massimizzando R^2

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (M_m - M_c)^2}{\sum (M_m - M_{m \text{ m}})^2}$$

dove M_m è la fusione misurata, M_c è la fusione calcolata e $M_{m \text{ m}}$ è la fusione media misurata (Fig. 36). Nella Fig. 36 viene mostrata la relazione tra fusione calcolata e misurata.

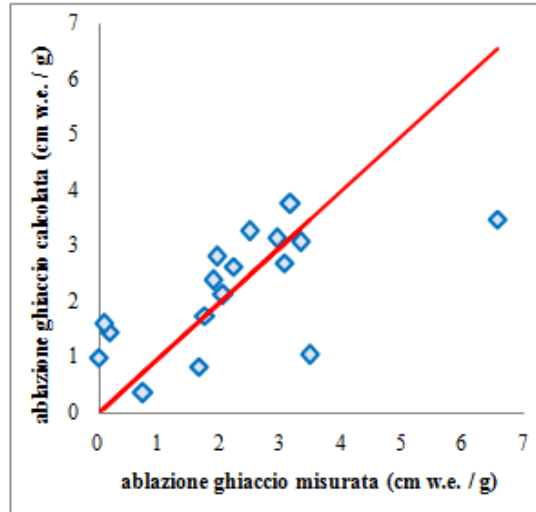


Fig.36: Tassi di fusione giornalieri del ghiaccio misurati e calcolati del Ghiacciaio del Presena in condizioni non modificate

Il modello, applicato alla sola fusione del ghiaccio glaciale, è stato calibrato con i dati di terreno relativi alle 6 paline ablatometriche rilevati nel periodo 28 Luglio – 10 Settembre 2010 e successivamente è stato esteso a tutto il ghiacciaio per il periodo di fusione del ghiaccio ovvero quando non era più presente neve alla superficie del ghiacciaio (dal 6 luglio per le aree a quota minore o dal 1° settembre per le aree ubicate a quota maggiore). A titolo di esempio, presso la AWS Presena Ghiacciaio (circa 2900 m di quota), la fusione del ghiaccio è iniziata a metà luglio, ovvero quando la superficie glaciale era ormai sgombra dalla neve.

6.4.3. Quantificazione distribuita dell'accumulo e della fusione nivale

A partire dalle misure puntuali di altezza nevosa e dalle misure presso le trincee nivologiche di densità e di altezza nevosa è stato calcolato l'equivalente idrico nivale (*snow water equivalent*, SWE) per il giorno 21-6-2010.

I dati puntuali misurati sono stati quindi distribuiti su tutto il Ghiacciaio Presena attraverso un metodo che pesa la distanza inversa e considera la quota. Lo SWE è risultato aumentare con la quota con un gradiente medio di 0.342 m w.e. / m di quota.

È stato inoltre implementato un modello *degree day* modificato analogo a quello applicato per l'ablazione del ghiaccio ed è quindi stato possibile stabilire quando in ogni punto sul ghiacciaio si è completata la fusione della neve identificando così l'inizio della fusione del ghiaccio.

Grazie ai dati della stazione AWS Presena Ghiacciaio è stato possibile risalire all'equivalente idrico nivale per il giorno 18/3/2010, giorno a partire dal quale le temperature dell'aria hanno iniziato a divenire positive per alcune ore al giorno innescando i processi di fusione nivale.

Per quantificare l'accumulo e per gli altri calcoli di bilancio si è utilizzato come superficie del ghiacciaio il valore ricavato dal DEM fornito da PAT di 328000 m²

6.4.4. Risultati

a) Accumulo distribuito del Ghiacciaio del Presena e sue variazioni stagionali (fusione nivale)

Il 18/3/2010, in accordo ai dati termici e di innevamento, è risultato il primo giorno di ablazione nivale e quello con maggiore accumulo della primavera 2010. Da quel giorno è iniziata l'ablazione a seguito del verificarsi di temperature dell'aria positive.

Il Ghiacciaio Presena è risultato coperto in tale data da uno spessore medio di neve di 222 cm w.e., in alcuni punti si sono registrati valori minimi di 164 cm w.e. ed in altri valori massimi di 325 cmw.e. Il gradiente medio dell'innevamento sul ghiacciaio è risultato pari a 0.156 cm w.e. ogni metro di quota. Questi dati portano a stimare il volume di acqua rappresentato dall'innevamento del Ghiacciaio Presena distribuito per la data 18-03-2010 pari ad un totale di circa 728 mila metri cubi.

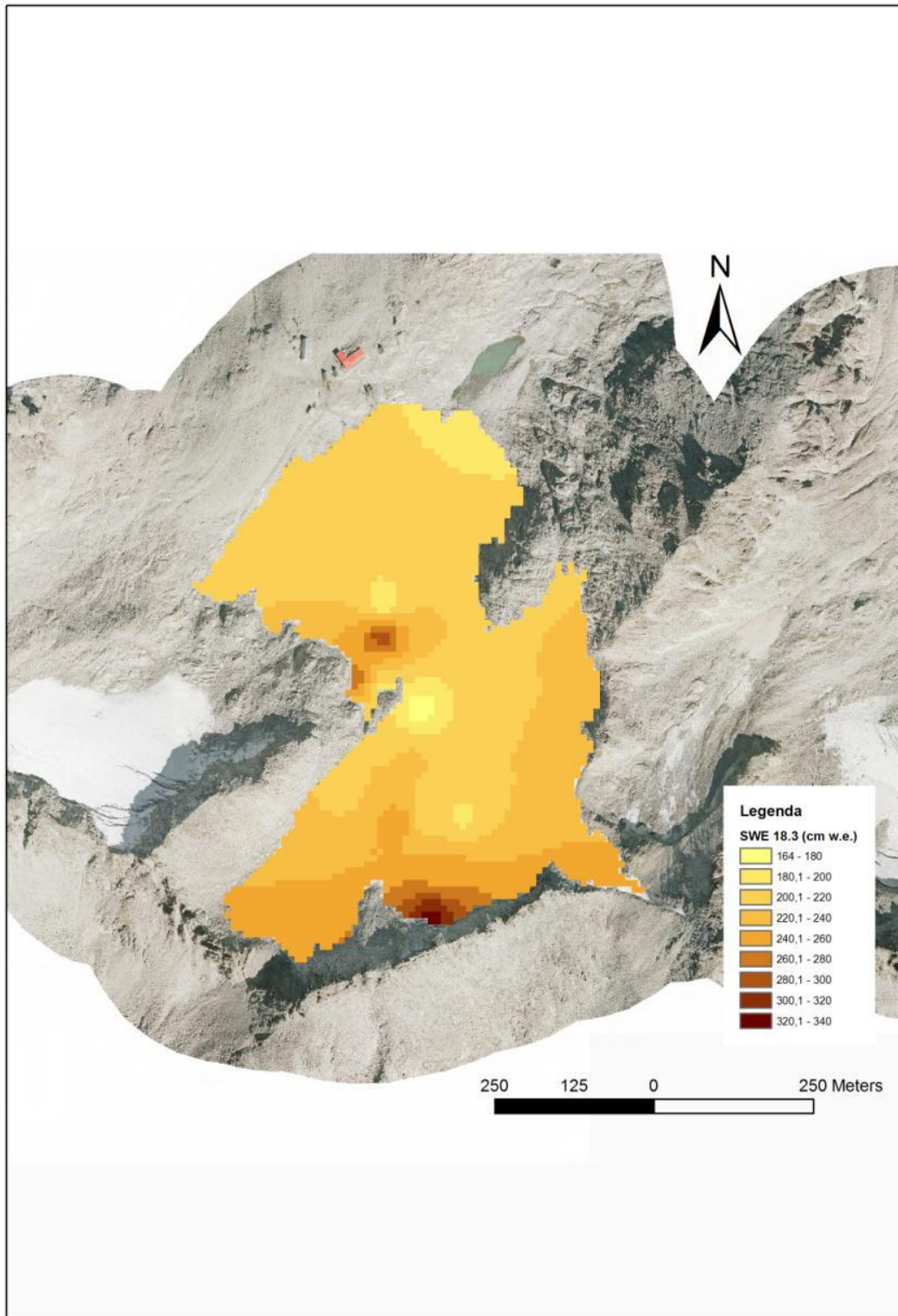


Fig. 37 SWE distribuito alla superficie del Ghiacciaio Presena (valori in cm w.e.) per il giorno 18/3/2010.

Come precedentemente introdotto, il giorno 21/6/2010 sono state eseguite da PAT trincee nivologiche alla superficie del Ghiacciaio Presena che hanno permesso di ridistribuire l'accumulo residuo in tale data (Fig. 38). In questa occasione è risultato sul ghiacciaio uno spessore medio di neve di 141 cm we, con un minimo di 84 cm w.e. e massimi di 268 cmw.e. Il gradiente medio dell'innnevamento sul ghiacciaio è risultato pari a 0,342 cm w.e. ogni metro di quota. Questi dati portano a stimare il volume di acqua rappresentato dall'innnevamento del Ghiacciaio Presena distribuito per la data 21-06-2010 pari ad un totale di circa 462 mila metri cubi. Il rilascio di acqua avvenuto tra il 18-03-2010 ed il 21-06-2010 a seguito della fusione nivale ammonta pertanto a 265 mila metri cubi pari ad una fusione media del manto nivale di 81 cm w.e. (con massimi di 111 cm w.e. a valle e minimi di 49 cm w.e. a monte).

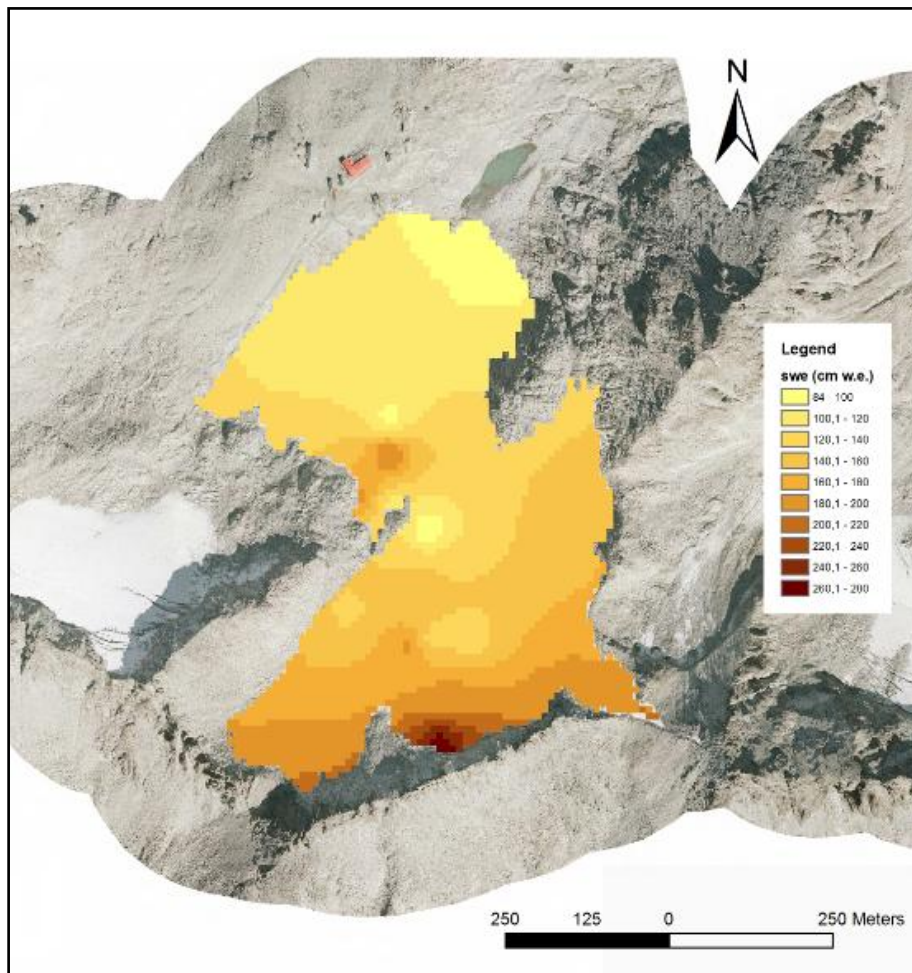


Fig. 38: SWE distribuito alla superficie del Ghiacciaio Presena (valori in cm w.e.) per il giorno 21/6/2010.

A settembre (il 26/9/2010) la copertura nevosa è risultata pressoché assente su tutto il ghiacciaio, fatta eccezione per la poca neve accumulata a seguito di alcune sporadiche nevicite estive. Si può quindi affermare che il rilascio idrico corrispondente alla fusione nivale sul Ghiacciaio Presena a fine stagione sia stato pari all'intero accumulo nivale, ovvero 728 mila metri cubi w.e.

b) Ablazione distribuita del ghiaccio del Ghiacciaio del Presena

Nel mese di luglio 2010 (più precisamente tra il 6 ed il 31/7/2010) si è sono registratesul Ghiacciaio Presena perdite molto variabili a causa della ancora rilevante copertura nevosa presente sulla superficie che ha influenzato intensità e tassi dell'ablazione del ghiaccio glaciale. Inmolte zone del ghiacciaiocomunque, specie nella parte bassa, la fusione del ghiaccio è risultata rilevante a causa dell'alta temperatura e dell'alta radiazione. La fusione distribuita calcolata attraverso il modello *degree day* modificato è risultata variabile da un minimo di 0 cm w.e. ad un massimo di 229 cm w.e., con una media di 73 cmw.e. (Fig. 39). In totale a luglio 2010 si è avuta una perdita di ghiaccio per fusione pari a circa 239 mila metri cubiw.e. (Fig39).

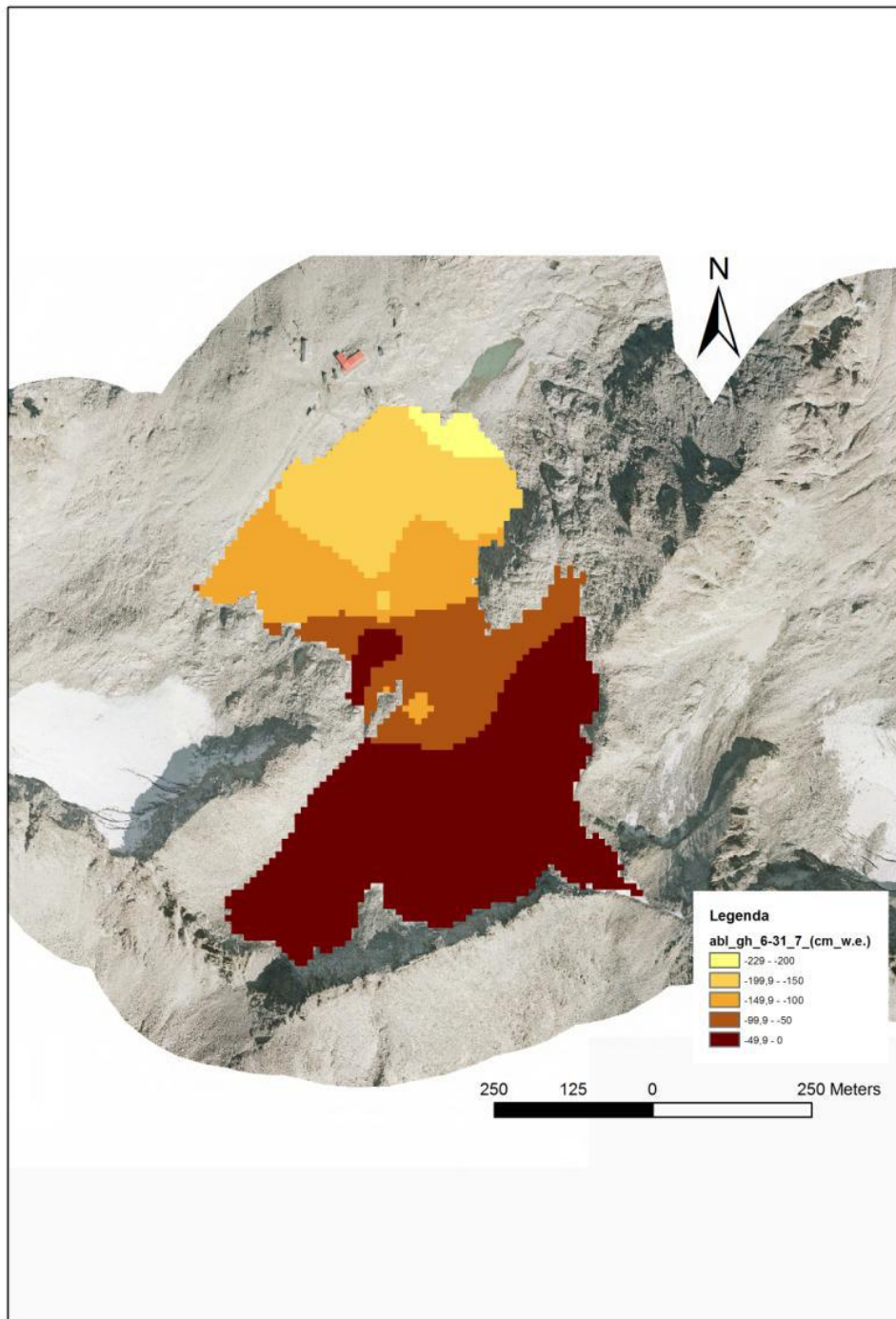


Fig.39: Ablazione avvenuta in luglio 2010 sul il Ghiacciaio Presena (valori in cm w.e.)

Nel mese di agosto (tra l'1 ed il 31/8/2010) in alcuni punti, in particolare nella parte alta del ghiacciaio, erano ancora presenti aree coperte di neve residua, ma molto meno estese che a luglio. La fusione in media sull'intero ghiacciaio è stata quantificata pari a 115 cm w.e. e con un volume di ghiaccio perso di 377 mila metri cubi w.e., quasi il 60% in più del valore calcolato per il mese di luglio 2010. Il valore massimo dell'ablazione calcolata per il mese di agosto è risultato pari a

184 cm w.e., valore minore del massimo stimato per luglio a causa della temperature e della radiazione entrambe minori nel mese di agosto. Il volume maggiore di acqua persa è conseguente alla maggiore superficie di ghiacciaio esposta alla fusione. I minimi sono sempre pari a 0 cm w.e. nelle aree ancora ricoperte di neve e quindi preservate all'ablazione del ghiaccio glaciale (Fig. 40).

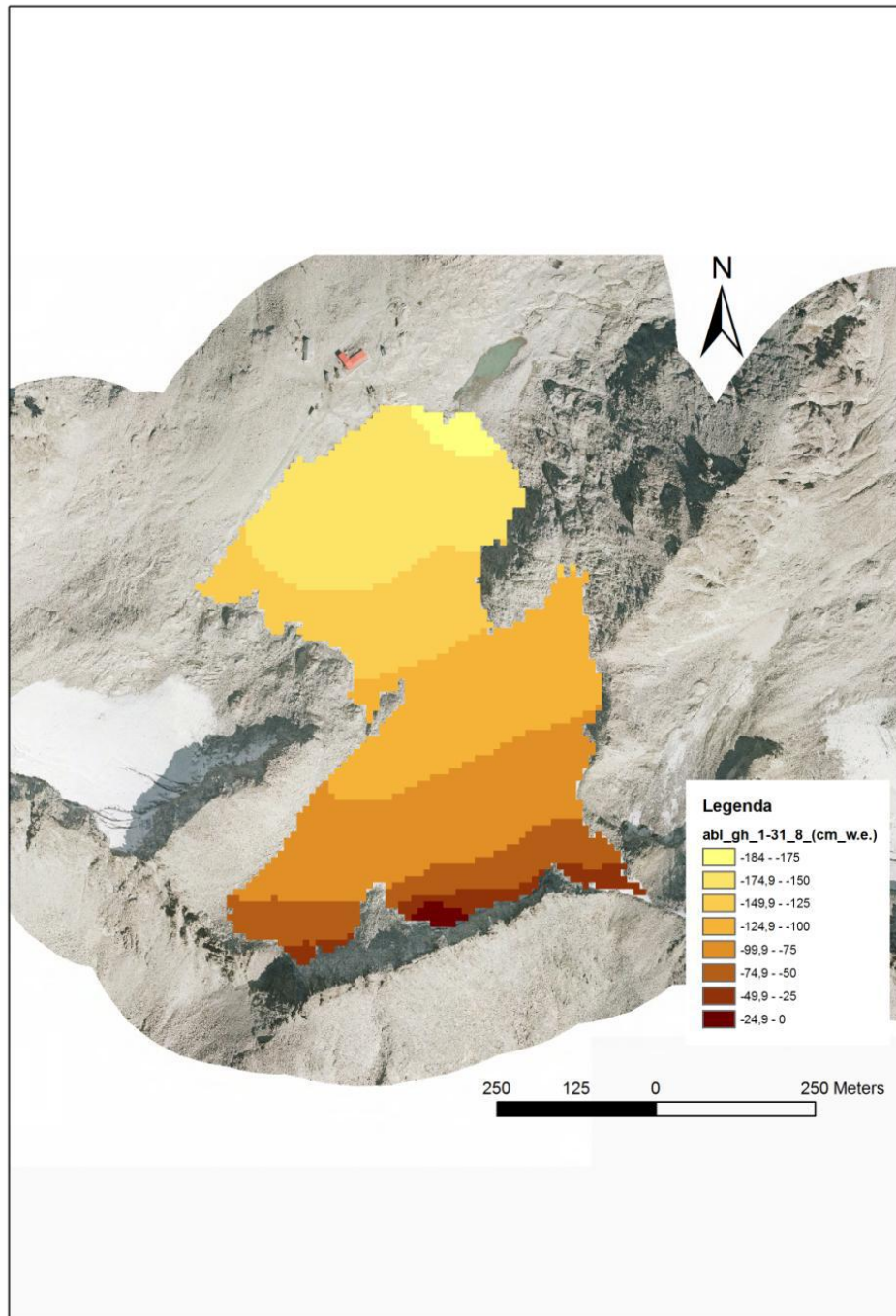


Fig. 40: Ablazione avvenuta in agosto 2010 sul Ghiacciaio Presena (valori in cm w.e.).

A settembre (tra l'1 ed il 26/9/2010) la copertura nevosa è risultata pressoché assente su tutto il ghiacciaio, fatta eccezione per la poca neve derivante da alcune sporadiche nevicate estive. Ciononostante vi è stata una ablazione glaciale molto ridotta a causa delle minori temperature e della minore radiazione. In media su tutto il ghiacciaio vi è stata una perdita di 49 cm w.e., pari a circa 160 mila metri cubi w.e., circa il 40 % della massa persa ad agosto, con un minimo di 15 cm w.e. nella parte superiore del ghiacciaio ed un massimo di 89 cm w.e. nella parte inferiore (Fig. 41).

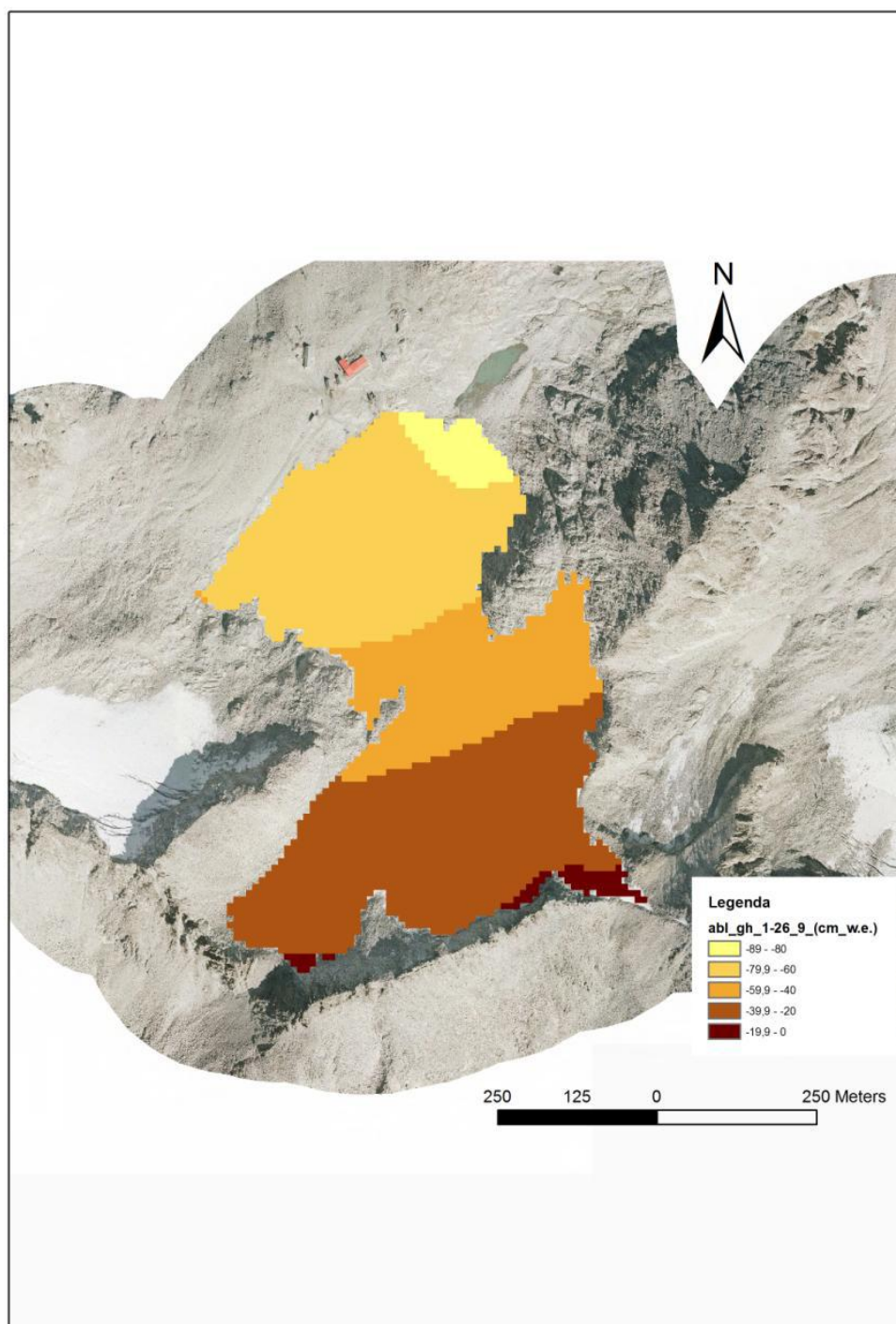


Fig. 41: Ablazione avvenuta in settembre 2010 sul Ghiacciaio Presena (valori in cm w.e.)

In sintesi da luglio a settembre 2010 il Ghiacciaio Presena ha perso per fusione del ghiaccio 776 mila metri cubi w.e. (239 mila in luglio, 377 mila in agosto e 160 mila in settembre) pari ad una perdita media di spessore di 237 cm w.e. (con un minimo di 20 cm w.e. e un massimo di 503 cm w.e., Fig. 42), di cui il 30% a luglio, il 50% ad agosto e il 20% a settembre.

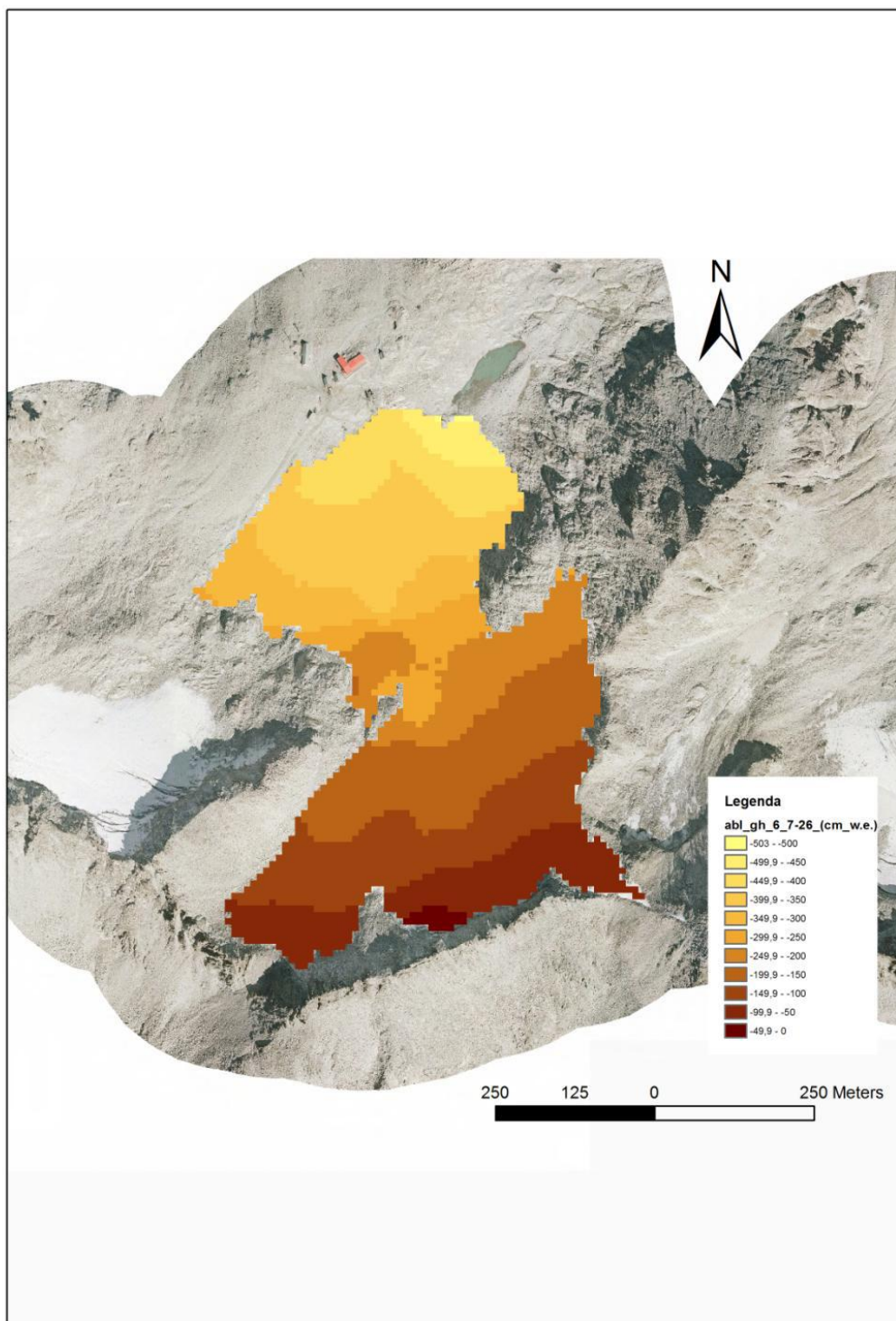


Fig. 42: Ablazione avvenuta nel periodo luglio-settembre 2010 sul Ghiacciaio Presena (valori in cm w.e.)

c) Bilancio di massa 2010 del Ghiacciaio Presena calcolato per condizioni glaciali non modificate

Con il termine bilancio di massa glaciale si intende la somma algebrica di perdite o ablazione (con segno negativo) e di guadagni o accumulo (con segno positivo) avvenuti nel corso dell'anno idrologico considerato (Ostrem&Brugmann, 1991; Kaser et alii, 2003). L'anno idrologico sulle Alpi per convenzione va dal 1 ottobre di un anno solare al 30 settembre dell'anno solare successivo. L'accumulo deve venire valutato quando giunge al suo massimo e prima che si inneschino sensibili processi ablativi (in primavera) mentre l'ablazione va quantificata sino al suo termine naturale ovvero il primo mese dell'autunno meteorologico (settembre). Pertanto il periodo scelto per il nostro studio, esteso dal 1 ottobre 2009 (data di inizio delle acquisizioni meteorologiche utilizzate per la calibrazione delle climatologie fisiche) al 26 settembre 2010 (data di termine delle acquisizioni meteorologiche alle stazioni AWS Teli e Presena Ghiacciaio), è sostanzialmente in accordo con questa definizione. L'accumulo nivale è stato quantificato in data 18-03-2010 (a partire dalla quale sono iniziati sostanziali processi ablativi conseguenti alle temperature dell'aria positive per alcune ore del giorno) e l'ablazione nivale e glaciale è stata valutata lungo tutto il periodo primaverile (dal 18-03-10 in poi), estivo e nel primo mese dell'autunno meteorologico.

L'accumulo totale è risultato pari a 728 mila metri cubi w.e. (dai dati dell'innnevamento presente in data 18-03-2010).

L'ablazione totale è risultata pari all'ablazione nivale potenziale (ovvero senza considerare la presenza del geotessile) avvenuta addizionata all'ablazione glaciale. Questo valore è pari alla massa potenzialmente persa dal Ghiacciaio Presena nel 2010 e al corrispondente volume di acqua rilasciato. L'ablazione nivale potenziale è stata pari all'intera massa nevosa accumulata (quindi 728 mila metri cubi), mentre l'ablazione del solo ghiaccio glaciale è stata quantificata pari a 776 mila metri cubi. I due valori portano a stimare l'ablazione nivo-glaciale potenziale complessiva pari a 1.5 milioni di metri cubi w.e. Questo è il volume di acqua potenzialmente rilasciato dal ghiacciaio nei sei mesi di analisi.

In Fig. 43 si riportail grafico relativo all'andamento della fusione giornaliera di neve e ghiaccio calcolata attraverso il *degree day model* modificato per il punto corrispondente a quello dove è localizzata la AWS Presena Ghiacciaio (circa 2900 m di quota). Si può osservare che l'ablazione del ghiaccio inizia quando è stata fusa completamente la neve presente alla superficie (circa a metà luglio 2010). I tassi ablativi più intensi si registrano tra la seconda metà di giugno e la prima metà di luglio quando le temperature dell'aria e la radiazione sono maggiori. Un secondo periodo

ablativo molto intenso è concentrato nella terza settimana di agosto 2010, in seguito i tassi ablativi si riducono drasticamente a causa della riduzione dei valori termici.

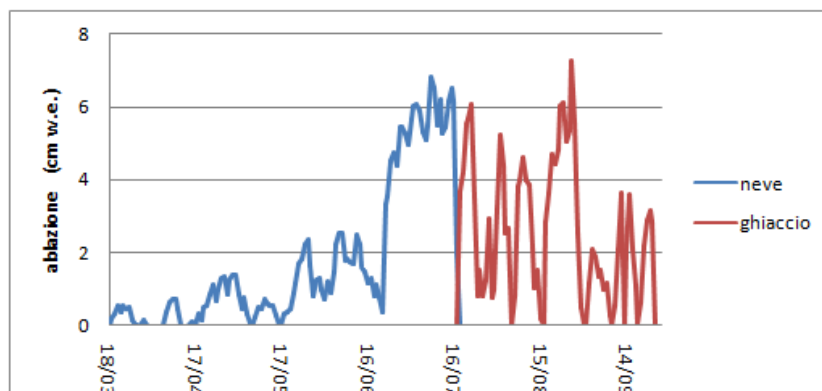


Fig. 43: Ablazione media giornaliera calcolata per il punto ove è localizzata la AWS Presena Ghiacciaio

In Fig. 44 si riporta l'andamento giornaliero delle perdite di massa del Ghiacciaio Presena (esprese in migliaia di metri cubi w.e.) calcolate per il periodo che va dal 18/03/2010 al termine della stagione di ablazione. Si è distinto il contributo dato dalla fusione della neve e quello conseguente alla fusione del ghiaccio. Anche in questo caso i due maggiori picchi ablativi si sono verificati tra la seconda metà di giugno e la prima metà di luglio e la terza settimana di agosto mentre negli altri periodi si sono verificate perdite minori a causa delle temperature inferiori e della minore radiazione solare. In Fig. 45 si riporta l'andamento cumulato delle perdite di massa calcolate per il Ghiacciaio Presena (esprese in migliaia di metri cubi w.e.) nel periodo tra il 18/03/2010 ed il termine della stagione di ablazione.

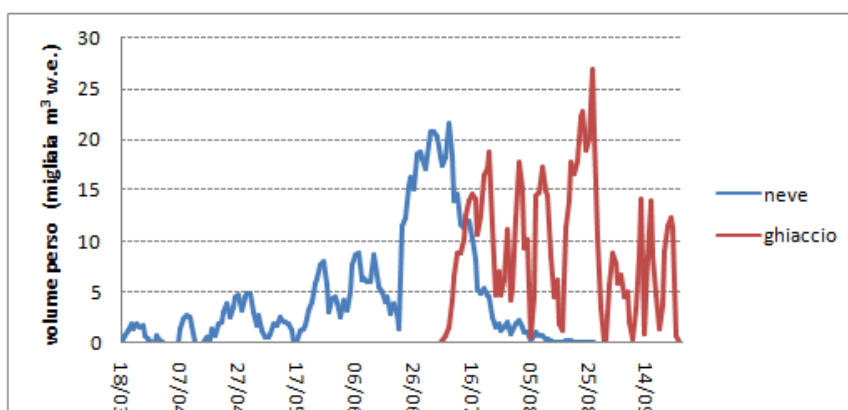


Fig. 44: Massa persa giornalmente dal Ghiacciaio Presena in metri cubi w.e. dal 18/03/2010 al termine della stagione di ablazione.

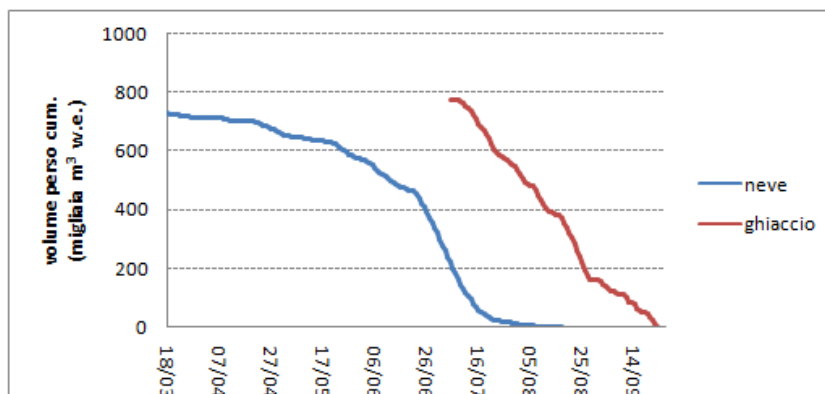


Fig. 45: Perdita di massa cumulata dal Ghiacciaio Presena in metri cubi w.e. dal 18/03/2010 al termine della stagione di ablazione

Il bilancio di massa netto 2010 del Ghiacciaio Presena (somma algebrica di accumulo ed ablazione) è risultato pari a -776 mila metri cubi w.e., il bilancio specifico netto è risultato di -2.37 m w.e.

Si sottolinea che questa valutazione non tiene conto dell'effetto mitigatore del geotessile che ha ridotto tassi ed intensità dell'ablazione glaciale su una superficie di circa 70000 m² ed ha permesso di preservare su questa superficie un accumulo nevoso residuo. Si rimanda al paragrafo successivo per l'integrazione nel calcolo del bilancio di massa dell'effetto della copertura geotessile.

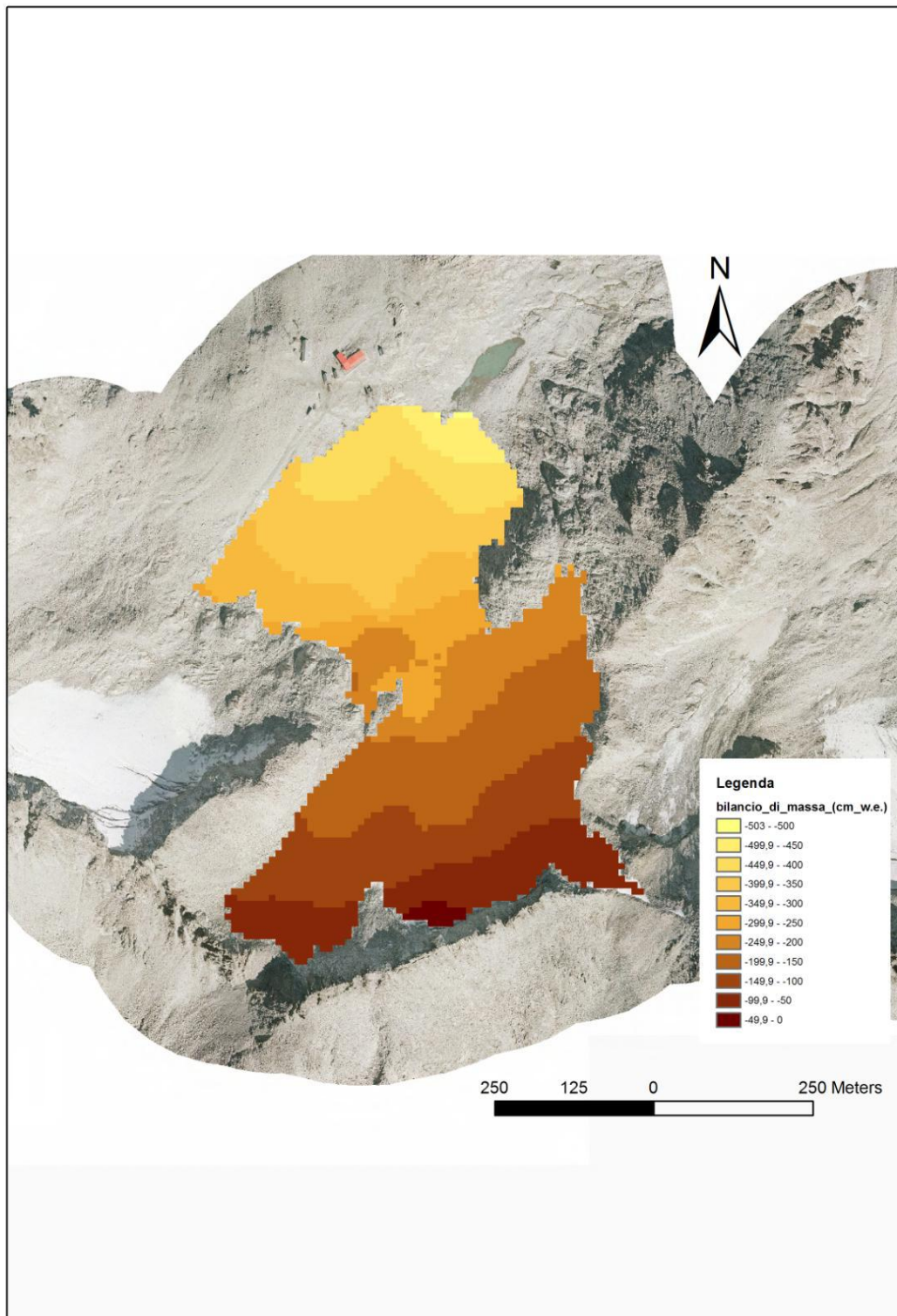


Fig. 46: Variazione di massa totale distribuita del Ghiacciaio Presena in metri cubi w.e. dal 18/03/2010 al termine della stagione di ablazione.

6.5. Effetto della copertura geotessile sul bilancio di massa 2010 del Ghiacciaio Presena

Come più volte sottolineato, il bilancio di massa distribuito sopra calcolato si riferisce alle condizioni non modificate del ghiacciaio, ovvero assume la superficie glaciale tutta esposta ai processi ablativi. In realtà sul Ghiacciaio Presena è stata stesa per buona parte della stagione ablativa 2010 una copertura geotessile che ha ridotto intensità e velocità dell'ablazione nivoglaciale. Verrà ora valutato l'impatto sul bilancio di massa del ghiacciaio di questa copertura in termini di metri cubi di acqua nonrilasciati (e quindi preservati sotto forma di neve e ghiaccio) a seguito dei processi ablativi.

La superficie glaciale sottoposta a protezione con geotessile è pari a circa un quinto della superficie glaciale totale. A fine stagione ablativa al di sotto del geotessile si è preservato uno spessore di neve in media superiore al metro di altezza (1.3 m pari a circa 0.715 m w.e.), pertanto il telo ha permesso di preservare dalla fusione circa 91000 metri cubi di neve pari a circa 50000 m³w.e.(utilizzando una densità per neve già quasi trasformata in *firm*).

Questo valore corrisponde all'accumulo nevoso residuo presente sul ghiacciaio a fine stagione preservato grazie alla copertura artificiale. Questo porta a quantificare la fusione nivale complessiva del ghiacciaio pari a circa 678 mila metri cubi (ovvero il 93% del valore potenziale prima stimato) e permette di affermare che aver ricoperto un quinto (20%) della superficie del Ghiacciaio Presena per poco meno di 3 mesi ha permesso di ridurre la fusione nivale complessiva del ghiacciaio avvenuta nel corso di 6 mesi (da marzo a fine settembre) circa del 7%.

Inoltre, il telo ha permesso anche di preservare il ghiaccio glaciale sottoposto a protezione dalla fusione. Infatti, sotto la coltre di neve residua di oltre un metro di spessore si è ritrovato pressoché inalterato il ghiaccio sottostante. Considerando che sul Ghiacciaio Presena in condizioni non modificate in media è andato fuso ghiaccio per circa 237 cm w.e. possiamo affermare che nell'area sottoposta a protezione questo non è avvenuto e si sono preservati circa 170 mila metri cubi di acqua che corrispondono a circa il 21% dell'acqua altrimenti rilasciata dal ghiacciaio per fusione di ghiaccio glaciale.

In sintesi il volume di acqua non rilasciato dal ghiacciaio grazie alla presenza del telo che ha preservato parte della fusione della neve e tutta la fusione del ghiaccio sottostanti è pari a 215.9 mila m³corrispondente al 14% della ablazione complessiva di neve e ghiaccio stimata per il Ghiacciaio Presena in condizioni non modificate tra il 18 marzo ed fine settembre. Si sottolinea che questa riduzione dell'ablazione è avvenuta coprendo il 20% della superficie glaciale per poco meno di tre mesi.

Il bilancio di massa reale del Ghiaccio Presena stimato per il 2010 considerando anche l'effetto del geotessile è pertanto pari alla somma algebrica tra accumulo (+728 mila metri cubi w.e. al 18/03/10) e ablazione (-678 mila metri cubi w.e. derivanti dalla fusione nivale nelle aree non coperte dal telo e -610 mila metri cubi w.e. derivanti dalla fusione del ghiaccio nelle aree non coperte dal telo) ovvero -560 mila metri cubi w.e.

Questo valore è pari al 72% del valore potenziale prima stimato e porta a quantificare l'efficacia del telo nel mitigare il bilancio di massa glaciale pari al 28%.

7. Conclusioni

Lo studio condotto ha permesso di quantificare l'accumulo, l'ablazione ed il bilancio di massa del Ghiacciaio Presena sia potenziali (in condizioni non modificate) che reali (tenendo conto del geotessile steso su un quinto della superficie glaciale per i mesi estivi 2010). In questo modo è stato possibile valutare l'efficacia di questa strategia di "protezione glaciale attiva" nel mitigare le perdite stagionali del ghiacciaio. E' stato anche possibile quantificare il rilascio idrico stagionale del ghiacciaio conseguente alla fusione nivale e glaciale.

I risultati ottenuti hanno mostrato che in condizioni non modificate il Ghiacciaio Presena nel 2010 avrebbe rilasciato 1.50 milioni di metri cubi di acqua per fusione nivo-glaciale avvenuta tra il 18 marzo ed il 26 settembre 2010, mentre grazie alla copertura geotessile questo valore si è ridotto a 1.29 milioni di metri cubi di acqua; parallelamente il bilancio di massa annuale è passato da -776 mila metri cubi w.e. (pari a -237 cm w.e. di spessore glaciale perso) a -560 mila metri cubi w.e. (pari a -171 cm w.e. di spessore glaciale perso). E' importante sottolineare che questa mitigazione della fusione è avvenuta in poco meno di tre mesi ed ha ridotto del 28% il bilancio di massa glaciale calcolato a scala annuale (e l'ablazione valutata per 6 mesi, da marzo a settembre).

Per meglio comprendere i meccanismi di azione del geotessile, il bilancio energetico radiativo è stato calcolato per il ghiacciaio in condizioni non modificate e per l'area coperta con il geotessile durante un periodo campione (dal 31/07/2010 al 29 agosto 2010). L'analisi dei dati radiativi ha permesso di descrivere l'albedo caratterizzante il geotessile e di confrontarla con quella del ghiacciaio in condizioni non modificate. E' risultato che la porzione coperta con il telo ha evidenziato valori medi di albedo di 0.64 contro un valor medio di 0.43 per la superficie glaciale non modificata. In media presso il telo l'assorbimento di energia solare è stato quindi del 36% mentre la superficie non modificata del ghiacciaio ha assorbito in media il 57% dell'energia solare. Questa differenza è ovviamente da attribuire all'azione del telo, che, presentando una colorazione bianco puro abbastanza stabile, riduce l'assorbimento solare; diversamente la superficie naturale del ghiacciaio vede la progressiva modificazione delle condizioni della neve (che assorbe particolato e polveri divenendo sempre meno candida, aumenta il contenuto in acqua e pertanto riduce via via la sua albedo sino a raggiungere i valori propri del ghiaccio di ghiacciaio).

Questo effetto ha portato, nel periodo di analisi e nelle ore in cui la temperatura era positiva (condizioni di *melting*) ad un assorbimento di radiazione ad onda corta netta (*SW netta*) pari a 407.96 Mega W/m² presso la superficie non modificata del ghiacciaio e ad un assorbimento di radiazione ad onda corta netta (*SW netta*) pari a 185.11 Mega W/m² presso la superficie coperta

con il geotessile. Diverso è invece l'effetto del telo sulla radiazione ad onda lunga emessa e quindi sul valore netto di onda lunga assorbita. La superficie glaciale non emette intensamente radiazione ad onda lunga poiché per tutto l'anno la temperatura superficiale (dalla quale è noto dipende l'intensità dell'emissione) è pari a 0°C (in caso di condizioni di fusione) o sotto zero. Diversamente il telo presenta alla sua superficie valori termici più elevati che possono raggiungere anche i +5 e +7°C portando a valori di emissione infrarossa maggiori. Ne consegue che presso il ghiacciaio nel periodo di analisi e nelle ore in cui la temperatura era positiva il valore netto di radiazione ad onda lunga (*Lw netta*) è stato pari a 2.32 Mega W/m² mentre presso il telo nello stesso periodo la radiazione netta assorbita è stata pari a 12 Mega W/m².

Per valutare l'effetto complessivo dato dalla riduzione dell'energia ad onda corta assorbita e dall'aumento di quella ad onda lunga emessa è necessario calcolare per i due siti di indagine il valore della radiazione netta ($R_s = SW_{netta} + LW_{netta}$) assorbita. Alla superficie non modificata del ghiacciaio la radiazione netta (*R_s*) assorbita è risultata pari a 410.28 Mega W/m² mentre al geotessile la radiazione netta (*R_s*) assorbita è risultata pari a 197.10 Mega W/m².

Questi valori di energia assorbita corrispondono ad una fusione di circa 59 cm w.e. nel settore glaciale sottoposto a copertura e ad una fusione di 123 cm w.e. nel settore glaciale non modificato.

Questo significa che complessivamente l'azione del telo nel modulare i flussi energetici radiativi assorbiti dal ghiacciaio porta ad una riduzione dell'ablazione del 48%. Questo ovviamente considerando l'ablazione avvenuta a parità di quota ed a parità di tempo. L'assai più modesto effetto sul bilancio di massa glaciale concretizzatosi sul Presena nel 2010 è da attribuire sia all'esigua porzione glaciale sottoposta a copertura (il 20% circa dell'intera superficie) sia al ridotto periodo di stendimento del geotessile (meno di tre mesi contro i circa 6 mesi di tempo in cui sono stati attivi i processi ablativi nivo-glaciali).

Complessivamente comunque il risultato della sperimentazione eseguita è più che soddisfacente e suggerisce di continuare in futuro l'applicazione di questo tipo di strategia per mitigare le perdite stagionali dell'accumulo nevoso sul ghiacciaio e contribuire a ridurre la negatività dei bilanci di massa, anche al fine di aumentarne la persistenza temporale sul territorio.

8. Bibliografia

- AMBACH W. (1963) – *Untersuchungen zum Energieumsatz in der Ablationzone des Grönlandischen Inlandeises*. Meddelelserom Grønland, 174, 4, 311.
- AMBACH W. (1974) – *The influence of cloudiness on the net radiation balance of a snow surface with high albedo*. Journal of Glaciology, 13, 73-84.
- BINTANJA R. & van den BROEKE M.R. (1996) – *The influence of clouds on the radiation budget of ice and snow surfaces in Antarctica and Greenland in summer*. International Journal of Climatology, 16, 1281-1296.
- BIANCOTTI A. & MOTTA M. (2000) – *L'evoluzione recente ed attuale dei ghiacciai italiani*. Bollettino Geofisico, 3-4, 27-36.
- BINTANJA R. & M.R. VAN DEN BROEKE (1996) – *The influence of clouds on the radiation budget of ice and snow surfaces in Antarctica and Greenland in summer*. International Journal of Climatology, 16, 1281-1296.
- BJÖRNSSON H. (1972) – *Bæsigisarjökull, North Iceland. Results of glaciological investigations 1967-1968*. Part II. *The energy balance*. Jökull, 22, 44-59.
- BRAITHWAITE R. J. (1984) – *Calculation of degree-days for glacier-climate research*, Z. Gletscherkd. Glazialgeol., 20, 1-20.
- BREILING M., & CHARAMZA P. (1999) – *The impact of global warming on winter tourism and skiing: a regionalised model for Austrian snow conditions*. Regional Environmental Change, 1(1), 4-14.
- BRUNETTI M., LENTINI G., MAUGERI M., NANNI T., SIMOLO C. & SPINONI J. (2009 a) – *Estimating local records for Northern and Central Italy from a sparse secular temperature network and from 1961-1990 climatologies*. Advances in Science and Research, 1, 1-9.
- BRUNETTI M., LENTINI G., MAUGERI M., NANNI T., SIMOLO C. & SPINONI J. (2009 b) – *1961–1990 high-resolution Northern and Central Italy monthly precipitation climatologies*. Advances in Science and Research, 1, 1-6.
- CITTERIO M., DIOLAIUTI G., SMIRAGLIA C., D'AGATA C., CARNIELLI T., STELLA G. & SILETTO G. B. (2007) – *The fluctuations of Italian glaciers during the last century: a contribution to knowledge about Alpine glacier changes*. Geografiska Annaler, 89, A3, 164-182.

- CITTERIO M., DIOLAIUTI G., SMIRAGLIA C., VERZA GP. & MERALDI E. (2007), *Initial results from the Automatic Weather Station (AWS) on the ablation tongue of Forni Glacier (Upper Valtellina, Italy)*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 141-151.
- CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche) & CGI (Comitato Glaciologico Italiano) (1961) -*Catasto dei Ghiacciai Italiani-Ghiacciai della Lombardia e dell'Ortles-Cevedale*. Torino, CGI, III, 390 pp.
- DIEMAND, D. & V. KLOKOV (1995) - Method of producing fine-grained ice from snow by compaction. *Special Report*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, N.H.
- DIOLAIUTI G., C. SMIRAGLIA, M. PELFINI, M. BELO, M. PAVAN & G. VASSENA (2006) - *The recent evolution of an Alpine glacier used for summer skiing (VedrettaPiana, Stelvio Pass, Italy)*. *Cold Regions Science and Technology*, 44, 206-216.
- DIOLAIUTI G., M. CITTERIO, T. CARNIELLI, C. D'AGATA, M. KIRKBRIDE & C. SMIRAGLIA (2006) - *Rates, processes and morphology of fresh-water calving at Miage Glacier (Italian Alps)*. *Hydrological Processes*, 20, 2233-2244.
- DIOLAIUTI G. & SMIRAGLIA C. (2009) - *Lo stato di salute dei ghiacciai lombardi: verso l'estinzione di una risorsa fondamentale?* In "Clima e Ghiacciai. La crisi delle risorse glaciali in Lombardia" (a cura di C. Smiraglia, G. Morandi e G. Diolaiuti), Regione Lombardia, 29-54
- DIOLAIUTI G., SMIRAGLIA C. & MERALDI E. (2009a)- *Strategie di protezione "attiva" dei ghiacciai. Prime applicazioni italiane e risultati*. *Neve e Valanghe*, 65, 58-64.
- DIOLAIUTI G., SMIRAGLIA C., VERZA G.P., CHILLEM I R & MERALDI E. (2009b) - *La rete micro-meteorologica glaciale lombarda: un contributo alla conoscenza dei ghiacciai alpini e delle loro variazioni recenti*. In "Clima e Ghiacciai. La crisi delle risorse glaciali in Lombardia" (a cura di C. Smiraglia, G. Morandi e G. Diolaiuti), Regione Lombardia, 69-92
- ELSASSER H. & BÜRKI R. (2002) -*Climate change as a threat to tourism in the Alps*. *Climate Research*, 20, 253-257.
- FAUVE M., RHYNER H. & SCHNEEBELI M.(2002) -*Preparation and maintenance of pistes, Handbook for practitioners*. Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research, Davos, 133 pp.
- FUJII Y. (1977) -*Field experiment on glacier ablation under a layer of debris cover*. *Seppyo*. J. Japanese Soc. Snow and Ice, 39, 20-21.

- GROVE C.S., GROVE S.T. & AIDUN A.R. (1963) -*The theory and use of aqueous foams for protection of ice surfaces*. In “Ice and snow , properties, processes, and applications”, edited by W.D. Kingery, M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts, 666-684.
- GREUILL W., KNAP W.H. & SMEETS P.C. (1997) – *Elevational changes in meteorological variables along a midlatitude glacier during summer*. Journal of Geophysical Research, 102 (D22), 25941-25954.
- HAEBERLI, W. (1990) -*Glacier and permafrost signals of 20th century warming*. Ann. Glaciol., 14, 99-101.
- HARDY J.P., MELLOH R., ROBINSON P. & JORDAN R. (2000) -*Incorporating effects of forest litter in a snow process model*. Hydrological Processes, 14, 3227–3237.
- HARTMANN D.L. (1994) – *Global physical climatology*. International Geophysics Series, 56.
- HAY J.E.& FITZHARRIS B.B. (1988) –*A comparison of the energy-balance and bulk-aerodynamic approaches for estimating glacier melt*. Journal of Glaciology, 34, 117, 145-153.
- HERRMANN M.R. & STEHLE N.S. (1966) -*Protective Coverings for ice and snow*. In “*Physics of snow and ice, Proceedings of the international conference on low temperature science*”, vol.1, part 2, edited by H. Oura, pp. 797-806, Institute of low temperature science, Hokkaido University, Japan.
- HOCK R. (2005) -*Glacier melt: a review of processes and their modelling*, Progress in Physical Geography 29, 3, 362–391
- HOGG I.G.G., PAREN J.G. & TIMMIS R.J (1982) – *Summer heat and ice balances on Hodges Glacier, South Georgia, Falkland Islands Dependencies*. Journal of Glaciology, 28, 221-228.
- ISHIKAWA N., OWENS I.F. & STURMAN A.P. (1992) – *Heat balance studies characteristics during fine periods on the lower parts of the Franz Josef Glacier, South Westland, New Zealand*. International Journal of Climatology, 12, 397-410.
- IUGG-UNEP-UNESCO (2005) -*Fluctuations of Glaciers 1995-2000*. Paris, IUGG-UNEP-UNESCO, 288 pp.
- JORDAN R. (1991) -*A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SN THERM.89, Special Report 91-16*. USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire.
- JORDAN R. & ANDREAS E.L. (1999) -*Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4*. Journal of Geophysical Research, 104, 7785-7806.

- KATTELMANN R. (1985) -*Snow compaction effects on night-time freezing*. Proceedings of the Western Snow Conference, vol. 54, 168–171.
- KELLER T., PIELMEIER C., RIXEN C., GADIENT F., GUSTAFSSON D. & STÄHLI M. (2004) -*Impact of artificial snow and ski slope grooming on the snow pack properties and the soil thermal regime in a sub-alpine area*. *Annals of Glaciology*, 38, 314-318.
- KIMBALL B.A., S.B. IDSO AND J.K. AASE (1982) -*A model of thermal radiation from partly cloudy and overcast skies*. *Water Resources Research*, 18, 931-936.
- KINGERY W.D. (1960) -*Applied Glaciology - The utilization of ice and snow in arctic operations*, *Journal of Glaciology*, 3, 577-588.
- KIRKBRIDE M. P. & WARREN C.R. (1999) -*Tasman Glacier, New Zealand: 20th-thinning and predicted calving retreat*. *Global and Planetary Change*, 22(1-4), 11-28.
- KLOK E.J., GREUELL J.W. & OERLEMANS J. (2003) -*Temporal and spatial variation of the surface albedo of the Morteratschgletscher, Switzerland, as derived from 12 Landsat images*. *Journal of Glaciology*, 49(167), 491-502.
- KUHN M., NACHTNEBEL H.P., OBLEITNER F. & REICHEL G. (1992) -*Hydrologie: Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt Österreichs*. In: “Anthropogene Klimaänderungen”, edited by the Austrian ministry of science and research, chapter 4.1-4.7, BMfWF, Wien
- ISHIKAWA N., OWENS I.F. & STURMAN A.P. (1992) – *Heat balance studies characteristics during fine periods on the lower parts of the Franz Josef Glacier, South Westland, New Zealand*. *International Journal of Climatology*, 12, 397-410.
- IUGG-UNEP-UNESCO (2005) -*Fluctuations of Glaciers 1995-2000*, Paris, IUGG-UNEP-UNESCO, 288 p.
- KASER G., FOUNTAIN A. & JANSSON P. (2003) – *A manual for monitoring the mass ablation of mountain glaciers*. IHP, UNESCO, Paris.
- MATTSON L.E., GARDNER J.S. & YOUNG G.J. (1993) -*Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Panjab, Himalaya*. IAHS Publication, 218, 289-296.
- MIHALCEA C., MAYER C., DIOLAIUTI G., LAMBRECHT A., SMIRAGLIA C. & TARTARI G. (2006) - *Ice ablation and meteorological conditions on the debris covered area of Baltoro Glacier (Karakoram, Pakistan)*. *Annals of Glaciology*, 43, 292-300.

- MIHALCEA C., MAYER C., DIOLAIUTI G., D'AGATA C., SMIRAGLIA C., LAMBRECHT A., VUILLERMOZ E. & TARTARI G. (2008)- *Spatial distribution of debris thickness and melting from remote sensing and meteorological data, at debris-covered Baltoro Glacier, Karakoram, Pakistan* . *Annals of Glaciology* , 48, 49-57.
- NAKAWO M. & YOUNG G.J. (1981) -*Field experiments to determine the effect of a debris layer on ablation of glacier ice*.*Annals of Glaciology*, 2, 85-91.
- NAKAWO M. & YOUNG G.J. (1982) -*Estimate of glacier ablation under a debris layer from surface temperature and meteorological variables*.*Journal of Glaciology*, 28, 29-34.
- OESTREM G. (1959) -*Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges*.*Geogr. Ann.*, 41, 228-231.
- OESTREM G. & BRUGMANN M.(1991) – *Glacier mass balance measurements. A manual for field and office work*. NHRI Science report n. 4.
- OLEFS M. & OBLEITNER F. (2007)-*Numerical simulations on artificial reduction of snow and ice ablation*.*Water Resources Research*, 43, W06405, doi:10.1029/2006WR005065.
- OLEFS M. & FISCHER A. (2008) -Comparative study of technical measures to reduce snow and ice ablation in Alpine glacier ski resorts.*Cold Regions Science and Technology*.52, 371–384
- OERLEMANS J. (2000) – *Analysis of a 3 years meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland: energy and mass balance*. *Journal of Glaciology*, 46, 155, 571-579.
- OERLEMANS J. (2001) – *Glaciers and Climate Change*. Balkema, Lisse, 148 pp.
- OERLEMANS J. & GRISOGONO B. (2002) -*Glacier wind and parameterisation of the related surface heat flux*. *Tellus*,A54, 440-452.
- OERLEMANS J. (ed.) (2004) – *Automatic Weather Station*, Workshop 28-31 March 2004, Pontresina (Switzerland), 115 pp.
- OERLEMANS J. (ed). (2005)- *The microclimate of glaciers– II*. Lecture at Karthaus summer school 2005, Utrecht University, 11pp.
- OERLEMANS J. & KNAP D W.H (1998) -*A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland*. *Journal of Glaciology*, 44, 231-238.

- OERLEMANS J. & HOOGENDOORN N. C. (1989) -*Mass balance gradients and climatic change*. Journal of Glaciology, 35, 399-405.
- OERLEMANS J.& VUGTS H.F (1993) – *A meteorological experiment in the melting zone of the Greenland Ice sheet*. Bulletin of the American Meteorological Society, 74, 355-365.
- OERLEMANS J., BOOT W., van den BROEKE M.R., REIJMER C.H. & van de WAL R.S.W. (2004) – *AWS in the ablation zone of glaciers*. In: Oerlemans J. (editor) “Automatic Weather Station”, Workshop 28-31 March 2004, Pontresina (Switzerland), 83-87.
- PAUL F., KÄÄB A., MAISCH M., KELLENBERGER T. & HAEBERLI W. (2004) -*Rapid disintegration of Alpine glaciers observed with satellite data*. Geophysical Research Letters, 31, L21402, doi:10.1029/2004GL020816.
- PAUL F., KÄÄB A.& HAEBERLI W. (2007) -*Recent glacier changes in the Alps observed from satellite: Consequences for future monitoring strategies*. Global and Planetary Change. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.007.
- SAT (Società Alpinisti Tridentini)- http://www.sat.tn.it/ghiacciai/684_0.htm
- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (1992) -*Ghiacciai in Lombardia*. Bergamo, Bolis, 368 pp.
- SENESE A., DIOLAIUTI G., MIHALCEA C. & SMIRAGLIA C. (2012) – Energy and mass balance of Forni Glacier (Stelvio National Park, Italian Alps) from a 4-year meteorological data record. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 44 (1), 122-134.
- SHRODER JR., BISHOP M.P., COPLAND L. & SLOAN V.F. (2000) -*Debris-Covered Glaciers and Rock Glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan*. Geografiska Annaler, 82A(1-2), 17-3
- SKOGSBERG K. (2002) - *The Sundsvall Regional Hospital snow cooling plant—results from the first year of operation*. Cold Regions Science and Technology, 34, 135– 142
- SKOGSBERG K. & NORDELL B. (2001)- *The Sundsvall hospital snow storage*. Cold Regions Science and Technology, 32, .63–70.
- SKOGSBERG K. & LUNDBERG A. (2005) - *Wood chips as thermal insulation of snow*. ColdRegions Science and Technology, 43, 207– 218.
- SMIRAGLIAC. (1984) - *Le “tavole di ghiacciaio” della Vedretta dei Forni (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Osservazioni morfologiche. Natura-Soc. It. Sci. Nat., 75 (1-4), 91-100.

- SMIRAGLIA C.(1986) -*Valutazione dell'ablazione differenziale sul Ghiacciaio Baltoro (Karakorum, Pakistan) e morfologia derivante: nota preliminare.* Atti Acc. Lincei Rend. fis., 8 (80), 17- 25.
- SMIRAGLIA C. (1989) - *The medialmoraines of Ghiacciaio dei Forni, Valtellina, Italy: morphology and sedimentology.* Journal of Glaciology, 35, 119, 81-84.
- SMIRAGLIA C. (2003) – *Le ricerche di glaciologia e di morfologia glaciale in Italia. Evoluzione recente e ipotesi di tendenza.* In: Biancotti A. & Motta M. (a cura di), “Risposta dei processi geomorfologici alle variazioni ambientali”, Brigati, Genova, 397-408.
- STULL R.B. (1988) -*An Introduction to Boundary Layer Meteorology.* Kluwer (Dordrecht), 666 pp.
- van de WAL R.S.W., OERLEMANS J. & van der HAGE (1991) – *A study of ablation variations on the tongue of Hintereisferner, Austria.* Journal of Glaciology, 38, 319-324.
- STURM M., HOLMGREN J., KONIG M. & MORRIS K. (1997) -*The thermal conductivity of seasonal snow.* Journal of Glaciology, 43, 26–41.
- TRIBBECK M.J., GURNEY R.J., MORRIS E.M. & PEARSON D.W.C. (2004) -*A new snow-SVAT to simulate the accumulation and ablation of seasonal snow cover beneath a forest canopy.*Journal of Glaciology, 50(169), 171-182
- VUGTS H.F. & DE VOLDE J. (1999) – *Glacio-meteorological investigations on Vatnajökull, Iceland, summer 1996: an overview.* BoundaryLayer Meteorology, 92, 3-26.
- WHITEMAN D.(2000) -*Mountain Meteorology.* Oxford University Press, 355 pp.
- WILLIAMS K. S. & TARBOTON D. G. (1999) -*The ABC's of snowmelt: a topographically factorized energy component snowmelt model,* Hydrol. Process. 13, 1905-1920.
- YEN Y.C. (1969) -*Recent studies on snow properties.* In: Chow, V.T. (Ed.), “Advances in Hydroscience”, vol. 5. Academic Press, New York, 173–213.

1.2 La “protezione attiva” del Ghiacciaio del Dosdè Orientale

1. Introduzione

La riduzione dei ghiacciai alpini è un fenomeno che si sta accentuando negli ultimi anni a seguito del riscaldamento climatico in atto; per mitigarne l'entità sono possibili pochi interventi diretti, tra questi il più efficace, applicabile chiaramente a scala locale e non certo a tutti i ghiacciai delle Alpi, è sicuramente l'utilizzo di una copertura protettiva superficiale. Si tratta di applicare strategie di mitigazione dell'*ablazione* (con questo termine si intendono tutti i processi che portano a perdite di massa glaciale, tra i quali il più importante è sicuramente la fusione) note come “*protezione glaciale attiva*”.

A livello internazionale sono stati svolti, soprattutto in Europa ed in America, numerosi studi in questo campo per definire le diverse strategie di mitigazione dell'ablazione. Tra le soluzioni maggiormente applicate vi sono le coperture artificiali con materiali naturali (paglia o *woodpellets*, frammenti lignei) o con sintetici (*geotessili*, termine con il quale si indicano tessuti di sintesi per applicazioni edili, ingegneristiche o ambientali) per ridurre intensità e velocità della fusione nivo-glaciale su ghiacciai adibiti ad utilizzo turistico quale lo sci estivo. Su questi ghiacciai la persistenza della coltre nevosa è un fattore critico per permettere la pratica dello sci e per garantire la stabilità delle infrastrutture sopragliaci. Consistenti esigenze economiche hanno quindi portato le ricerche a concentrarsi su apparati glaciali adibiti ad usi turistico-ricreativi per limitarne le perdite stagionali e ridurre l'intensità e quindi gli effetti dell'ablazione nivo-glaciale. Nondimeno la stragrande maggioranza dei ghiacciai alpini (oltre l'80%) sta manifestando chiari impatti del cambiamento climatico in atto (Citterio *et al.*, 2007) e quindi anche per questi ghiacciai interventi volti a limitare intensità ed effetti della deglaciazione sarebbero di indubbia utilità.

Lo studio pilota condotto in Austria da Olefs & Fisher (2008) conclude suggerendo l'applicazione dei metodi di mitigazione dell'ablazione da loro testati (in particolare delle strategie di copertura artificiale) su quei ghiacciai affetti da intensa riduzione. Le azioni di mitigazione dell'ablazione andrebbero qui concentrate nelle aree dove questi effetti stanno evidenziando drammatiche conseguenze (e.g.: apertura di finestre rocciose che successivamente portano alla separazione o frammentazione del ghiacciaio, allargamento di crepacci e formazione di depressioni, etc..). Gli autori consigliano inoltre di variare da un anno all'altro la porzione glaciale protetta per consentire una migliore distribuzione degli effetti positivi ottenuti.

Fino al 2008, in ambito alpino italiano la *protezione attiva* dei ghiacciai non era mai stata sperimentata su ghiacciai non adibiti alla pratica dello sci, sebbene gli oltre 800 ghiacciai italiani siano in fase di intenso regresso e nell'ultimo secolo abbiamo manifestato ingenti perdite sia areali che volumetriche. Su qualche apparato utilizzato per la pratica dello sci (estivo e/o invernale) infatti nel recente passato sono state tentate alcune strategie protettive ma l'attenzione si era focalizzata alle aree glaciali dove erano collocati piloni ed infrastrutture di risalita e non era mai stato condotto alcuno studio scientifico quantitativo per valutare gli effetti delle strategie applicate. Nel 2008 in alta Valtellina, sul Ghiacciaio Dosedè Orientale, nell'ambito di un progetto di ricerca dell'Università degli Studi di Milano sostenuto da San Pellegrino-Levissima, si sono svolte le prime sperimentazioni italiane di *protezione glaciale attiva* su un ghiacciaio non utilizzato a scopo turistico-ricreativo (sci estivo ed attività simili), senza la presenza di infrastrutture temporanee e permanenti e sottoposto quindi alla sola dinamica naturale glaciale. La ricerca iniziata nel 2008 sul Ghiacciaio Dosedè aveva lo scopo di verificare l'efficacia della copertura artificiale nel ridurre la fusione nivo-glaciale e nel preservare quindi massa glaciale. I risultati ottenuti nel 2008 (riportati in sintesi in Diolaiuti et al., 2009) hanno permesso di quantificare neve e ghiaccio preservati grazie all'utilizzo della copertura geotessile. Nel 2009 la sperimentazione è proseguita con l'obiettivo di quantificare non solo i volumi di acqua risparmiati, ma anche i flussi termici in gioco e i processi che determinano l'efficacia del materiale geotessile nel ridurre intensità e durata.

2. Il Ghiacciaio del Dosedé Orientale

Il ghiacciaio prescelto per lo studio è il Ghiacciaio Dosedé Orientale, un ghiacciaio montano caratterizzato da una discreta lingua, parzialmente coperta di detrito in sinistra idrografica.



Fig. 1: Il Ghiacciaio Dosdè Orientale.

Il Ghiacciaio Dosdè Orientale è ubicato a valle della Cima di Lago Spalmo e del Sasso di Conca in una valle laterale destra della Val Viola Bormina (comune di Valdidentro, provincia di Sondrio) ed è caratterizzato da una esposizione Nord.

Il ghiacciaio è esteso circa 1 km^2 , ha una lunghezza di poco più di 1 km e una larghezza media di 300 m. E' il più grande ghiacciaio del Gruppo di Piazzi (Alpi Retiche Occidentali) dopo il Ghiacciaio di Cima de Piazzi. Il ghiacciaio è caratterizzato da uno spessore, rilevato nel 2007 tramite prospezioni geofisiche, variabile tra i pochi metri della fronte e i 50 m del settore centrale. Il ghiacciaio è costituito da una parte in debole pendenza alla testata (3100 m circa), da una parte pianeggiante centrale e da una lingua più ripida, che giunge fino a circa 2600 m. La copertura in geotessile per le sperimentazioni di *protezione glaciale attiva* è stata posizionata nella parte centrale più pianeggiante, ad una quota di circa 2800 m.

Nei pressi della copertura sintetica è funzionante dal 2007 una stazione meteorologica automatica supragliaciale che registra con cadenza oraria i principali parametri meteorologici ed i flussi energetici entranti ed uscenti dalla superficie glaciale.

Alcune paline ablatometriche sono state posizionate sulla lingua in prossimità della stazione meteo e più a monte di quest'ultima per quantificare l'ablazione superficiale puntuale.



Fig. 2: La stazione meteorologica sopragliaciale Dosdè-Levissima sul Ghiacciaio Dosdè Orientale (autunno 2008).

3. Il materiale e le operazioni di copertura

La copertura geotessile sintetica utilizzata nell'estate 2009, dello spessore di 3.8 mm e di forma rettangolare, è delle dimensioni di 18 m x 5.55 m, con l'asse maggiore posizionato longitudinalmente al ghiacciaio, pertanto ha permesso di coprire 100 m² di area glaciale.

Il geotessile, prodotto dalla ditta Landolt e denominato ICE PROTECTOR 500 ©, è caratterizzato da un peso asciutto di 500 g /m². Il materiale è un geotessuto composito a due strati, realizzato in poliestere e polipropilene, di colore bianco puro, utilizzato al fine impedire la penetrazione della radiazione UV (ad alta energia), di riflettere buona parte della radiazione solare incidente e di isolare termicamente la neve ed il ghiaccio sottoposti a protezione. Il geotessile, inoltre, non emette sostanze nocive nell'ambiente ed è completamente abbattibile termicamente.

L'esperimento svolto nel 2009 costituisce la prosecuzione ed il completamento di quanto effettuato nel 2008, quando si è verificata la capacità da parte di una copertura di geotessile di ridurre la fusione di neve e ghiaccio durante l'estate (periodo di ablazione). La sperimentazione del 2009, così come quella dell'anno precedente, non aveva l'obiettivo di ritardare il ritiro del ghiacciaio o di modificarne sensibilmente il bilancio di massa, in quanto l'area oggetto di studio è assai limitata rispetto alla superficie totale dell'apparato, ma era mirato ad una comprensione più approfondita ed alla quantificazione dei processi di protezione esercitati dal geotessile e degli scambi termici atmosfera-copertura-ghiacciaio.

Il geotessuto è stato posizionato il 4 giugno 2009 all'inizio della stagione di ablazione quando il ghiacciaio era ancora coperto da un cospicuo manto nevoso, ed è stato rimosso il 3 ottobre 2009, alla fine della stagione di ablazione prima delle nevicate autunnali che avrebbero impedito la corretta lettura dei risultati dei test e rallentato le operazioni di rimozione.

La fase di stendimento della copertura, in giugno 2009, è avvenuta con l'ausilio di un elicottero dato il consistente peso del telo (50 kg più il materiale per gli ancoraggi) non suddivisibile in fase di trasporto visto che lo stesso era rappresentato da un unico lembo di dimensioni 18 x 5.5 m. Diversamente la sua rimozione, avvenuta in ottobre 2009, non ha necessitato di elitransporto in quanto è stata effettuata manualmente dividendo la copertura in diverse parti trasportate a valle da numerosa comitiva di operatori e volontari: questa operazione ha consentito un risparmio economico, ma soprattutto è stata ad *impatto zero* sull'ambiente montano (ovvero senza emissioni).

La fase di allestimento dell'esperimento in giugno non ha visto solo lo stendimento della copertura geotessile ma anche il suo ancoraggio a pesi tramite speciali pinze e cordini statici. I pesi erano costituiti da materiale naturale reperito *in situ*, ovvero massi e ciottoli riuniti in sacchi

di cotone (in colore bianco) vincolati al telo tramite i cordini e le pinze. In questo modo si è evitato che il forte vento che spazza il ghiacciaio in estate (un vero e proprio catabatico analogo a quello rilevabile sui ghiacciai delle alte latitudini) potesse spostare il telo o sollevarne dei lembi limitandone l'efficacia. Il colore bianco dei sacchi di cotone contenenti i massi è stato appositamente scelto per non discostarsi troppo dalla riflettività della superficie glaciale ed evitare quindi accentuati assorbimenti di calore (conseguenti a colorazioni scure) che avrebbero promosso i processi ablativi nel perimetro dell'area sottoposta a protezione.

Prima dello stendimento della copertura geotessile a giugno è stata realizzata una campagna nivologica al fine di misurare lo spessore del manto nevoso e le sue caratteristiche fisiche, in particolare la densità, indispensabile al fine di calcolare il valore equivalente in acqua della neve sottoposta a protezione.

Lo spessore della neve a giugno sulla superficie glaciale è stata ritrovata variabile tra 2.50 m nella zona superiore del ghiacciaio a 1.60 m nella zona inferiore. Alla quota dove poi è stato posizionato il telo lo spessore del manto nevoso era di circa 2.00 m.

E' stata quindi eseguita una trincea nivologica per determinare tramite l'analisi di un profilo, profondità, densità e cristallografia del manto nevoso e valutarne lo spessore in equivalenti in acqua (Fig. 3). La trincea nivologica è stata eseguita nell'area adiacente alla porzione glaciale scelta per lo stendimento della copertura geotessile, nel settore centrale del ghiacciaio (dove l'apporto derivante da contributi valanghivi è trascurabile) ad una quota di circa 2800 m, in un'area pianeggiante.

Qui è stato esposto -tramite escavazione manuale -un profilo per analizzare spessori, densità, temperatura, cristallografia e durezza del manto nevoso dalla superficie sino alla profondità di 2.00 m dove si è rilevata la presenza di ghiaccio glaciale (ovvero della superficie glaciale vera e propria).

La conoscenza dell'accumulo nevoso è di fondamentale importanza per calcolare il *bilancio di massa glaciale* che corrisponde alla somma algebrica tra guadagni (rappresentati dalle nevicate, con segno positivo) e perdite (rappresentate prevalentemente dalla fusione nivo-glaciale, con segno negativo) durante un *anno idrologico* (periodo di tempo compreso tra il 1° ottobre di un anno ed il 30 settembre dell'anno successivo). Il valore del volume di acqua rappresentato dal manto nevoso costituisce pertanto il valore di accumulo (termine positivo nel bilancio di massa glaciale sopra introdotto) e rappresenta inoltre un dato fondamentale per quantificare la neve e gli equivalenti volumi di acqua che verranno protetti con la copertura in *geotessile*.

La densità del manto nevoso è risultata variabile tra 600 e 420 kg/cm³. Per opportuno confronto si consideri che la densità del ghiaccio, rinvenuto nella nostro profilo al fondo della trincea

(ghiaccio glaciale) e presso alcuni strati (ghiaccio da ricongelamento di acqua di fusione nivale), è pari a 910 kg/m^3 mentre la densità della neve appena precipitata è di ca. 100 kg/m^3 . Dai valori di densità di ciascuno strato nevoso rilevato, conoscendo lo spessore dello strato stesso, è possibile calcolare lo spessore equivalente in acqua dal quale ottenere il valore di spessore equivalente in acqua dell'intera coltre nevosa che ammantava il ghiacciaio. In Fig. 3 sono riportati i valori di spessore equivalenti in acqua (asse x) rilevati presso ciascuno strato del profilo nivologico (asse y).

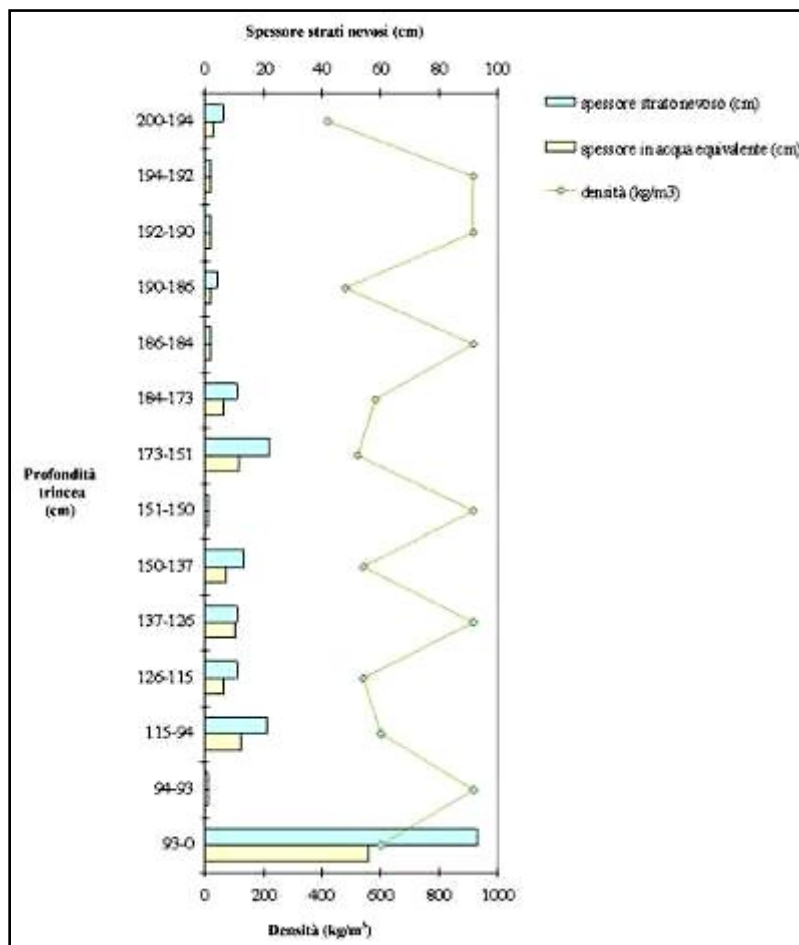


Fig. 3: Valori di spessore in neve, ghiaccio e equivalenti in acqua (asse x) rilevati presso ciascuno strato del profilo nivologico eseguito il 4 giugno 2009 (asse y, con 0 è indicata la base della trincea ove è stato rinvenuto il ghiaccio glaciale).

Lo spessore totale equivalente in acqua ottenuto sommando i valori di ciascuno strato è pari a 1.21 m. Questo valore corrisponde allo spessore di acqua che si otterrebbe per unità di superficie (m^2) fondendo tutti i 2.00 m di spessore di neve compattata presenti.

Concluse le operazioni di analisi nivologica i ricercatori hanno proceduto allo stendimento del geotessile.

Al termine delle operazioni di ancoraggio l'intera superficie sottoposta alla sperimentazione della protezione glaciale attiva appariva perfettamente bianca ed omogenea minimizzando così difformità di albedo e di assorbimento-riflessione energetica e evitando impatti visivi e paesaggistici alla superficie del ghiacciaio.

Per il secondo anno di sperimentazione, oltre allo stendimento del geotessile, si è anche provveduto a localizzare al di sotto della superficie del geotessile e nella neve sottoposta a protezione delle sonde termometriche o termistori collegati a *data logger* per la misura e registrazione di dati di temperatura a cadenza 15' rappresentativi delle condizioni termiche al di sotto della copertura geotessile e nella neve. I termistori utilizzati (lunghi 0.1 m e con diametro 0.005m, con 10 k Ω di *negative temperature coefficient*) sono stati collegati a dei micrologger Gemini Tinytag. L'operatività dei sensori è garantita dal produttore nel *ranged* di temperatura -30 / +50 °C con una risoluzione di 0.25 °C a 0 °C che scende a 0.4 °C qualora si raggiungano i valori estremi. La scelta di utilizzare dei termistori per monitorare le condizioni termiche del geotessile e della neve sottoposta a protezione è motivata dalla necessità di quantificare l'efficacia del telo nel ridurre durata ed intensità del flusso di calore al quale è sottoposta la neve nel periodo estivo (azione che si concretizza nella riduzione dei tassi ablativi della neve e nella preservazione della stessa).

I dati termici sono pertanto stati raccolti per tutto il periodo di permanenza della copertura geotessile per una loro successiva analisi ed un confronto con i dati meteorologici raccolti nello stesso periodo dalla stazione sopragliaciale Dosdè-Levissima.

L'area glaciale ove è stata stesa la copertura in geotessile è stata visitata dai ricercatori dell'Università di Milano a cadenza regolare durante l'intera stagione estiva 2009 per rilevare sia gli spessori e le densità del manto nevoso sottoposto a *protezione attiva* sia le variazioni di spessore, del manto nevoso prima e del ghiaccio poi, delle circostanti aree glaciali lasciate in condizioni naturali. La manutenzione del geotessile si è resa indispensabile da fine luglio per tutta la durata del periodo estivo ed è consistita nell'allungamento delle fettucce statiche utilizzate per fissare i massi di ancoraggio. L'allungamento si rendeva necessario man mano che aumentava il dislivello tra la superficie del telo e la superficie glaciale circostante a seguito dei processi di fusione che procedevano molto lentamente sotto la copertura di geotessile e assai più rapidamente nelle circostanti aree scoperte. Il vento catabatico, inoltre, che spira intensamente durante il periodo estivo sulla superficie del ghiacciaio, tendeva inoltre a modificare lievemente la posizione del telo e rendeva necessarie le periodiche visite per il ripristino delle condizioni ottimali di protezione.

4. Le operazioni di rimozione ed i risultati della “protezione glaciale attiva” 2009

Il 3 ottobre 2009 il geotessile è stato rimosso dalla superficie del ghiacciaio.

Le operazioni di rimozione si sono accompagnate ad un’analisi nivologica sulla neve preservata dalla copertura analoga a quella effettuata in giugno sulla superficie naturale del ghiacciaio. In questo modo è stato possibile quantificare le variazioni nello spessore nevoso e valutare quantitativamente l’efficacia del telo. Parallelamente si sono misurati spessori e densità del ghiaccio di ghiacciaio localizzato al di sotto della neve preservata dal telo, anch’esso sottratto ai processi ablativi grazie all’azione protettiva del geotessile. Nella stessa giornata sono stati raccolti i termistori ed i *data logger* che durante l’intera stagione ablativa hanno rilevato la temperatura del geotessile e della neve sottoposta a protezione.



Fig. 4: I ricercatori di UNIMI durante le operazioni di rimozione del geotessile il 3/10/2009.

La neve conservatasi grazie alla copertura geotessile è risultata il 3 ottobre 2009 pari a 60 cm di spessore. Anche in quest’occasione, come sopra anticipato, si sono condotti rilievi nivologici

(Fig. 5) in modo da quantificare lo spessore equivalente in acqua delle neve preservata alla fusione.

La densità di questa neve è risultata maggiore rispetto ai valori registrati in giugno a causa della compattazione della stessa ed è risultata variabile tra i 520 e i 600 kg/m³. E' stato rinvenuto anche in questo caso un livello di ghiaccio di rigelo (910 kg/m³).

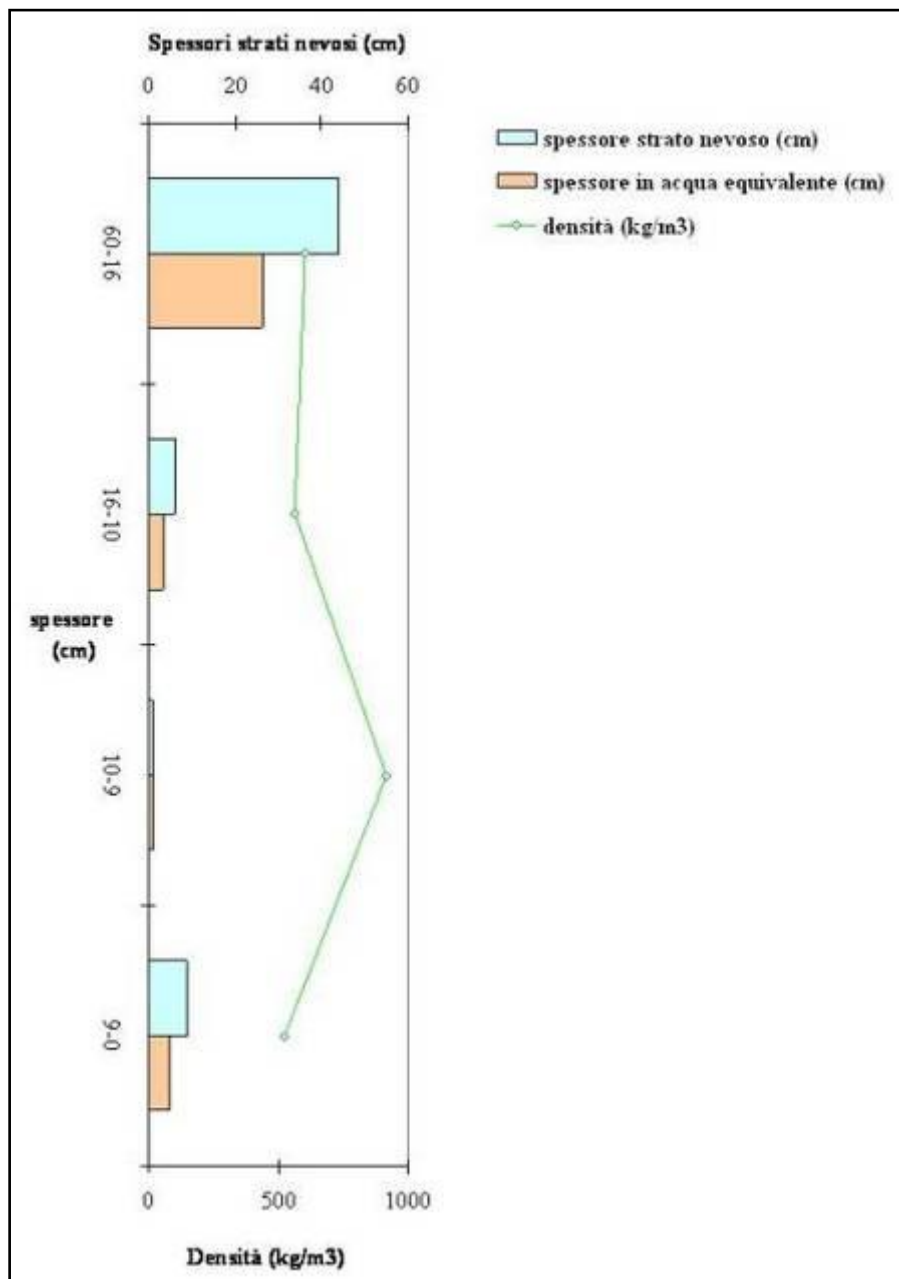


Fig. 5: Valori di spessore in neve, ghiaccio e equivalenti in acqua (asse x) rilevati presso ciascuno strato del profilo nivologico eseguito il 3 ottobre 2009 (asse y, con 0 è indicata la base della trincea ove è stato rinvenuto il ghiaccio glaciale).

L'analisi dei dati di spessore e densità della neve preservata alla fusione ha permesso di quantificare lo spessore dei 60 cm di neve equivalente a 35.4 cm di acqua.

Questo valore corrisponde a poco più del 29% del valore equivalente in acqua rappresentato dalla neve inizialmente sottoposta a protezione (2.00 m o 1.21 m di acqua).

Si osservi nella Fig. 4 che le aree glaciali circostanti la zona dell'esperimento a ottobre si presentavano prive di copertura nevosa residua e con ghiaccio esposto solcato da numerosi ruscelli superficiali (*bedieres*) alimentati dall'acqua di fusione che hanno inciso il ghiaccio glaciale creando piccoli *canyon* profondi anche un metro alla quota del telo e incisi sino a raggiungere più metri di profondità alla fronte del ghiacciaio.

Oltre a preservare una parte della neve invernale, la protezione in geotessile ha anche permesso di conservare un discreto spessore di ghiaccio di ghiacciaio (1.55 m di ghiaccio pari a 1.42 m di acqua), ben visibile in Figg. 6-8.



Fig. 6: Un ricercatore di UNIMI osserva il materiale preservato alla fusione a pochi istanti dalla rimozione del telo. Si nota lo strato basale in ghiaccio di ghiacciaio, caratterizzato dalla presenza di numerose impurità e da irregolarità di forma e alla sommità lo strato di neve preservata, di colore più chiaro e con evidenti tracce di stratificazione.

Le osservazioni svolte dai ricercatori di UNIMI durante la stagione di ablazione 2009 (grazie alla rete di paline ablatometriche installate) nelle aree limitrofe all'area utilizzata per la sperimentazione di *protezione glaciale attiva* hanno evidenziato che, in condizioni naturali, l'ablazione del ghiaccio di ghiacciaio è stata nell'intervallo di tempo compreso tra giugno ed ottobre 2009 pari a circa 1.71 m. Ciò significa che la protezione offerta dal telo in geotessile ha permesso di conservare il 91% del ghiaccio glaciale.

In sintesi si può affermare che su una superficie glaciale sottoposta a protezione con geotessile con uno spessore iniziale di 1.21 m di acqua/m² a fine stagione il guadagno netto per unità di area è pari a 0.35 m di acqua/m² (ottenuti considerando i 60 cm di neve residua) e il guadagno complessivo, calcolato considerando anche lo spessore di ghiaccio salvato (155 cm di ghiaccio con densità 910 kg/m³, pari a 1.42 m di acqua/m²) è pari a 1.77 m di acqua.

Lo spessore di acqua derivante dalla neve salvata dalla fusione estiva è pari al 29% dello spessore di acqua rappresentato dalla neve ricoperta ad inizio stagione (ottenuto come rapporto tra 0.35 m di acqua salvati ed il valore di 1.21 m di acqua rappresentati dai 2.00 m di neve rilevata il 04-06-2009).

Il risultato ottenuto con la sperimentazione 2009 è estremamente positivo e conferma quanto rilevato sul Ghiacciaio Dosdè nel 2008.

Per quanto riguarda la protezione del ghiaccio glaciale la riduzione dell'ablazione è risultata nel 2009 pari al 91% dello spessore iniziale in quanto solo un'esigua quantità (circa 16 cm pari alla differenza tra il ghiaccio fuso a parità di quota in condizioni naturali ed il ghiaccio ritrovato al di sotto del telo in ottobre) è andata incontro a fusione (processo possibile anche al di sotto della coltre nevosa di 60 cm conservatasi sino ad inizio ottobre a seguito del calore latente rilasciato ad esempio durante il congelamento dell'acqua di fusione conseguente alla fusione nivale ed al flusso di calore conduttivo che giunge sino al ghiaccio attraverso la coltre nevosa). Questo risultato si discosta lievemente da quanto rilevato nel 2008 e può essere spiegato solo analizzando e confrontando le caratteristiche meteorologiche dominanti le due stagioni di ablazione (2008 e 2009).

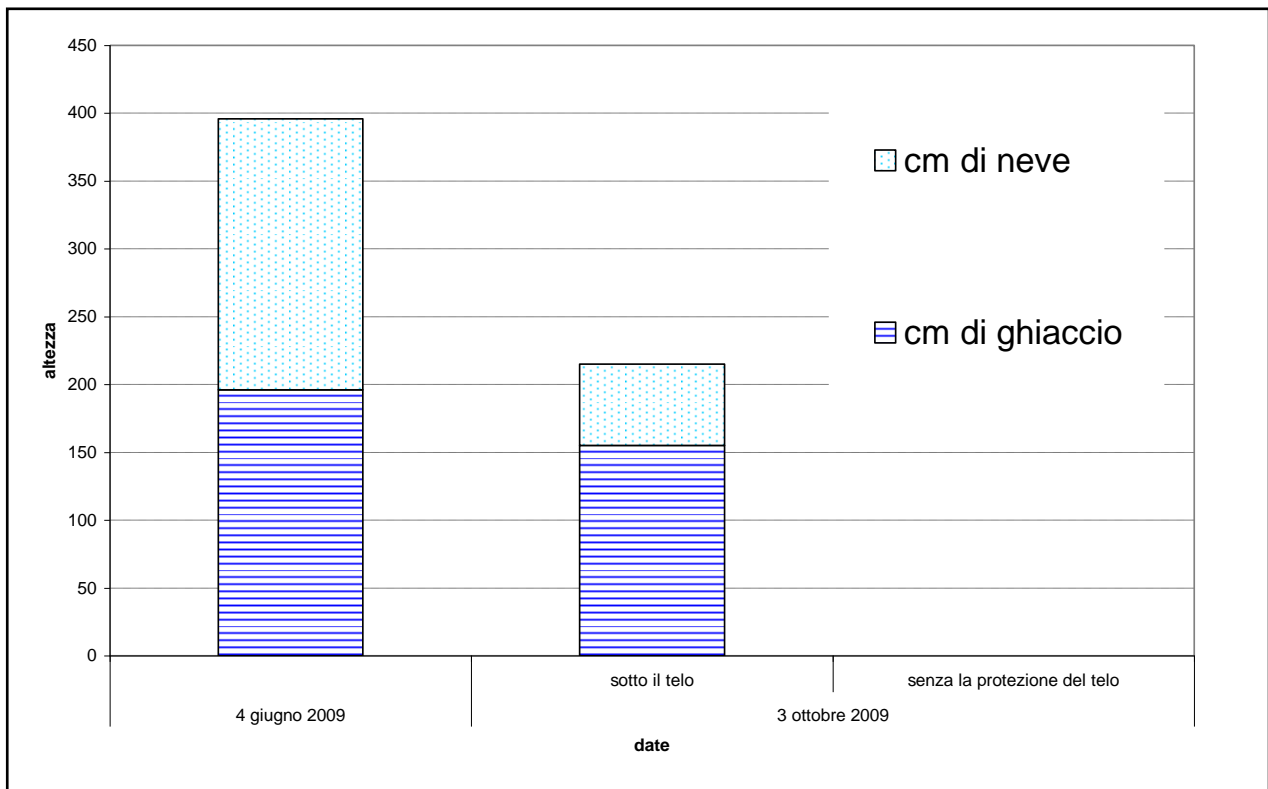


Fig. 7 : Schema semplificato delle variazioni di neve e ghiaccio sotto la protezione del geotessile e in condizioni naturali (senza copertura) sul Ghiacciaio Dosdè Orientale durante la stagione estiva 2009.

Per quanto concerne il volume di acqua complessivamente salvato dalla fusione nivoglaciale nel 2009 questo è lievemente inferiore al valore atteso considerando 1.77 m di acqua preservata per unità di superficie. Il minor valore è conseguenza della riduzione della superficie protetta dal geotessile nel corso della stagione estiva. Il geotessile, infatti, al progredire del suo apparente sollevamento dovuto alla riduzione della fusione rispetto alle aree circostanti, ha visto una riduzione della superficie glaciale effettivamente protetta conseguente alla parziale discesa dello stesso a copertura dei lati del parallelepipedo che si è andato via via formando (si osservino le foto della Figg. 4 e 6).

Il volume totale di materiale preservato non è pertanto pari al volume di un parallelepipedo con lato maggiore (superiore) di 100 m² ma si è ridotto al volume ottenuto da due parallelepipedi. Quello inferiore, rappresentato dallo zoccolo basale di ghiaccio di ghiacciaio, esteso per circa 65 m² e con volume pari a 92.2 m³ di acqua, e quello superiore, costituito dalla neve preservata alla fusione, con volume pari a 22.9 m³ di acqua.

La somma dei due volumi di acqua equivalente salvati ci fornisce il volume di acqua preservata in totale dal geotessile come ghiaccio non fuso e neve accumulata, esso è pari a 115.1 m³ pari a circa 115'000 litri d'acqua.

Inizialmente la superficie coperta con il geotessile era pari ad un volume di acqua (sotto forma di neve compatta) di 121.0 m^3 , l'esperimento condotto ha permesso di salvare poco più del 19% del volume di acqua rappresentata da questa neve (volume che rappresenta quindi l'accumulo invernale sopravvissuto alla stagione estiva) e di limitare moltissimo la fusione del ghiaccio sottostante portando il volume di acqua complessivamente preservata a circa il 95% del volume di acqua inizialmente protetto con il geotessuto (il valore percentuale è stato ottenuto dividendo il volume complessivamente preservato di 115 m^2 per il volume iniziale di acqua equivalente allo spessore di neve coperta, cioè 121 m^3).



Fig. 8: Dettaglio del profilo longitudinale dl materiale conservatosi grazie al telo. La neve, presente alla sommità, è evidenziata dal colore chiaro e dalla stratificazione basale. Il ghiaccio

di ghiacciaio, di diverso colore e con abbondanti impurità, presenta una stratificazione meno regolare a seguito dell'influenza del flusso glaciale sulla geometria degli strati.

5. Analisi dei dati termici e meteorologici

Per comprendere l'influenza della dinamica meteorologica stagionale sui processi di fusione di neve e ghiaccio e per descrivere quantitativamente l'azione esplicata dal telo nel ridurre intensità e durata dei flussi termici ai quali è stata sottoposta la neve, sono stati analizzati i dati raccolti dalla stazione meteorologica sopragliaciale Dossdè-Levissima e dai termistori e *data logger* localizzati al di sotto del telo a contatto con lo stesso (per rilevarne le caratteristiche termiche) e nella neve sottoposta a protezione a due diverse profondità.

La stazione meteorologica sopragliaciale Dossdè-Levissima è funzionante dal 2007 e misura i principali parametri meteorologici supragliaciali, ovvero temperatura dell'aria, radiazione solare incidente e riflessa dalla superficie, pressione atmosferica, radiazione ad onda lunga (termica) entrante ed uscente dalla superficie, albedo o riflettività, radiazione netta.

Mediante la stazione meteo è perciò possibile quantificare le grandezze meteorologiche utili per il calcolo del bilancio energetico del ghiacciaio al fine di stimare l'ablazione per fusione.

Particolarmente importanti per discutere ed interpretare i risultati sono la temperatura dell'aria e la radiazione solare, utilizzata per il calcolo dell'albedo superficiale.

L'azione efficace del geotessile nel ridurre le perdite per fusione di neve e ghiaccio è infatti da attribuire non solo alle sue caratteristiche di composizione e tessitura che lo rendono un'ottima barriera fisica alla penetrazione della radiazione UV (altamente energetica) e dei flussi termici atmosferici, ma anche alla sua colorazione (bianco puro) che ne garantisce una elevata e relativamente stabile *albedo* o riflettività. Con questo termine si indica la quantità di energia che viene riflessa da una superficie rispetto all'energia incidente (è quindi ottenuta dal rapporto tra l'energia riflessa e l'energia entrante ed il suo valore varia tra 0, albedo nulla ed assorbimento totale, e 1, riflessione totale ed assorbimento nullo). L'albedo al geotessile è rimasta elevata per tutto il periodo di studio, mentre sul resto della superficie glaciale l'albedo è notevolmente variata e dal valore iniziale di 0.8 della neve accumulata ha raggiunto a fine stagione un valore di circa 0.35 (corrispondenti ad un assorbimento di energia solare del 65%) e questo ha comportato una maggior fusione nivo-glaciale. È evidente dalle Figg. 4 e 8 che il detrito e il particolato fine impartiscono al ghiaccio glaciale una colorazione ben diversa da quella della neve e del geotessile.

I dati di radiazione registrati dalla stazione Dosed-Levissima sono stati analizzati per quantificare l'albedo superficiale a cadenza oraria. Si riporta nel dettaglio il grafico di Fig. 9 che permette di visualizzare l'albedo media estiva in condizioni di copertura nevosa (valore medio 0.58) e di superficie glaciale esposta (valore medio 0.29).

Per visualizzare inoltre la diminuzione progressiva dei valori di albedo registrata sulla superficie del ghiacciaio durante l'intera stagione estiva 2009, si propone il grafico di Fig. 10 dove l'albedo calcolata è inserita in un grafico rispetto al tempo. La diminuzione dell'albedo è conseguente alla fusione nivale, all'aumento del contenuto in acqua nella neve residua ed alla successiva esposizione di ghiaccio con abbondante presenza di particolato, detrito fine ed acqua di fusione alla superficie.

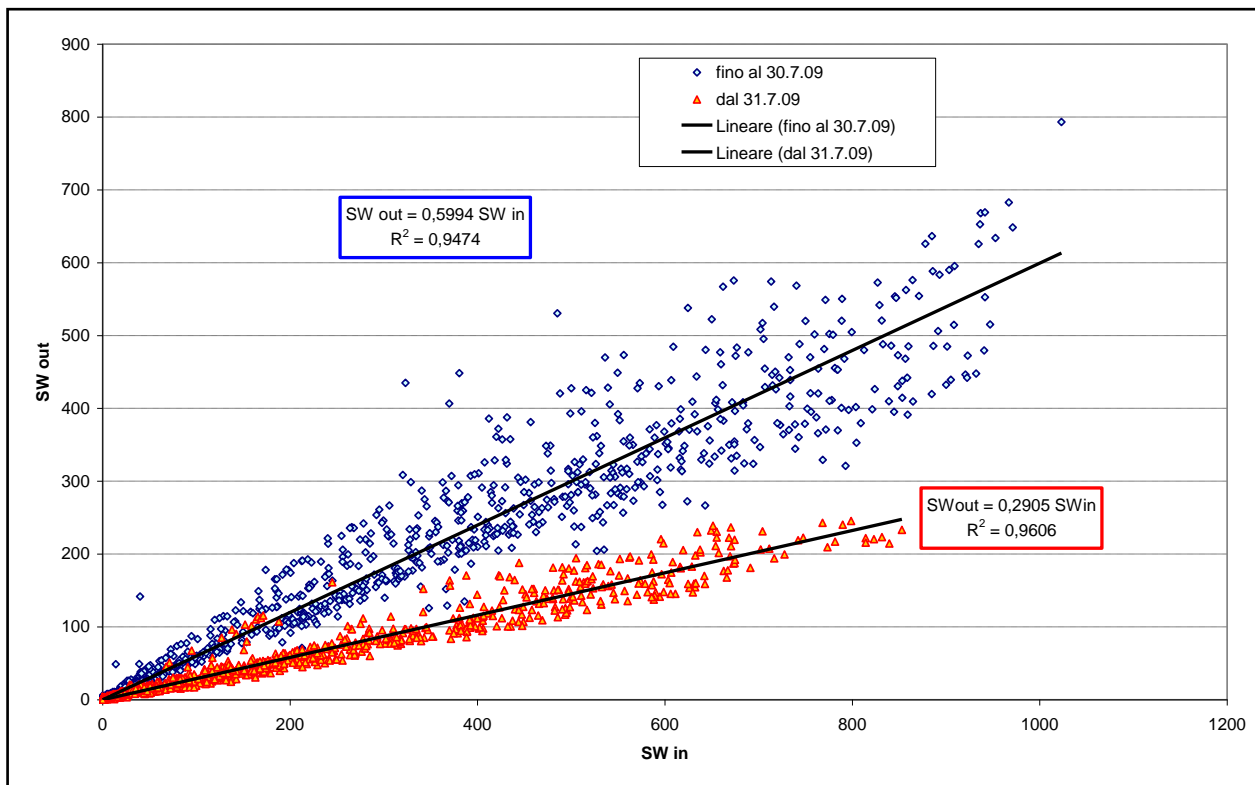


Fig. 9: Dati radiativi ad onda corta uscenti (y) ed entranti (x) registrati alla AWS1 Dosed Levissima dai due piranometri di cui è dotato il radiometro netto CNR1. I punti risultano allineati secondo i due caratteristici valori di albedo, quello conseguente alla presenza di neve (~0.58 fino al 30-07-2009) e quello dovuto al ghiaccio glaciale esposto (~0.29 dal 31-07-2009 al 3-10-2009).

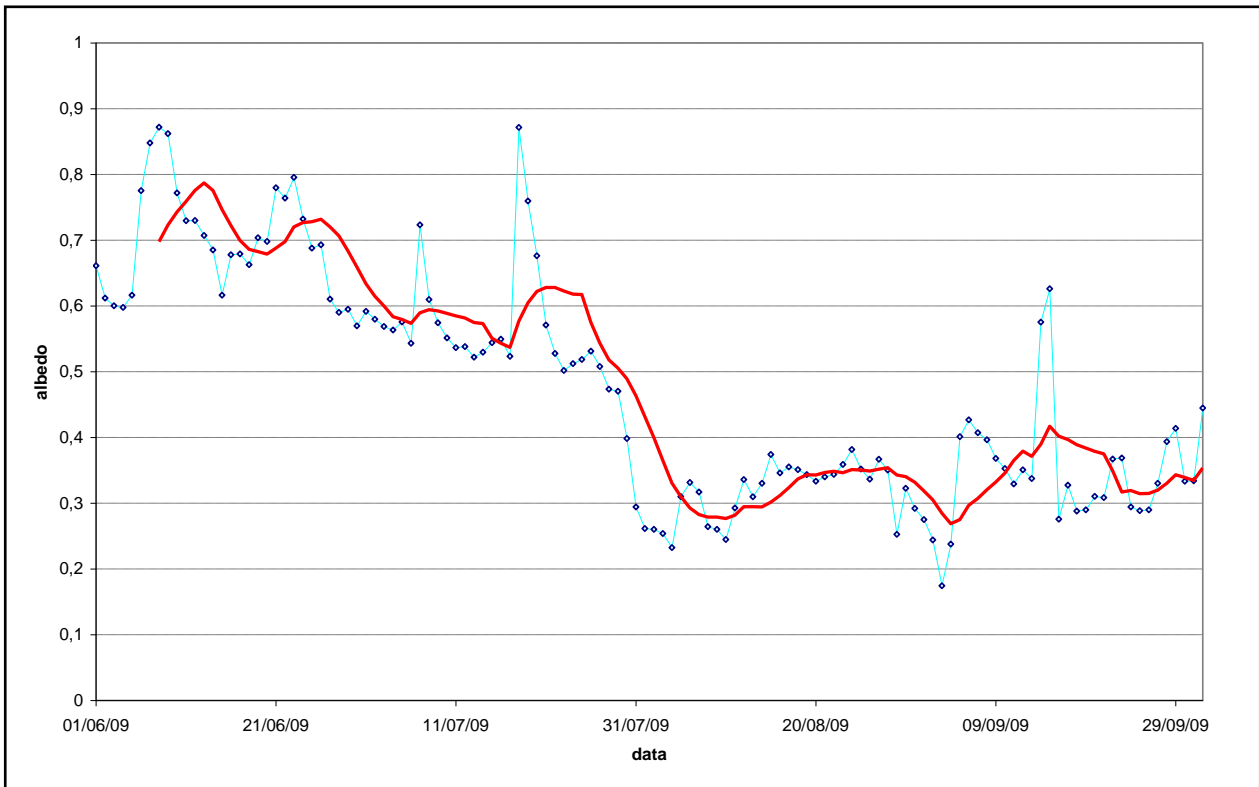


Fig. 10: Andamento dell'albedo sulla superficie del Ghiacciaio Dosdè Orientale durante la stagione estiva 2009 in condizioni naturali (la linea rossa indica la tendenza). Si nota la rapida variazione tra la fine di luglio e l'inizio di agosto conseguente alla completa fusione della copertura nivale ed all'esposizione di ghiaccio di ghiacciaio.

Una importante proprietà del geotessile, quindi, è proprio il mantenimento di un'elevata l'albedo superficiale (che altrimenti è variabile e decrescente sul resto della superficie glaciale esposta); questa è diretta conseguenza della sua compattezza ed della limitata porosità che lo rendono meno soggetto alla deposizione di polvere e particolato, agenti che invece vengono abbondantemente intrappolati dall'acqua presente a livello pellicolare sulla neve esposta che grazie anche alla sua porosità diviene una vera e propria trappola per *dust* e *black carbon* atmosferici.

I dati raccolti alla stazione meteorologica sopragliaciale sono inoltre serviti per descrivere i principali lineamenti termici della stagione ablativa 2009 e per confrontarli con quanto rilevato per la stagione di ablazione 2008.

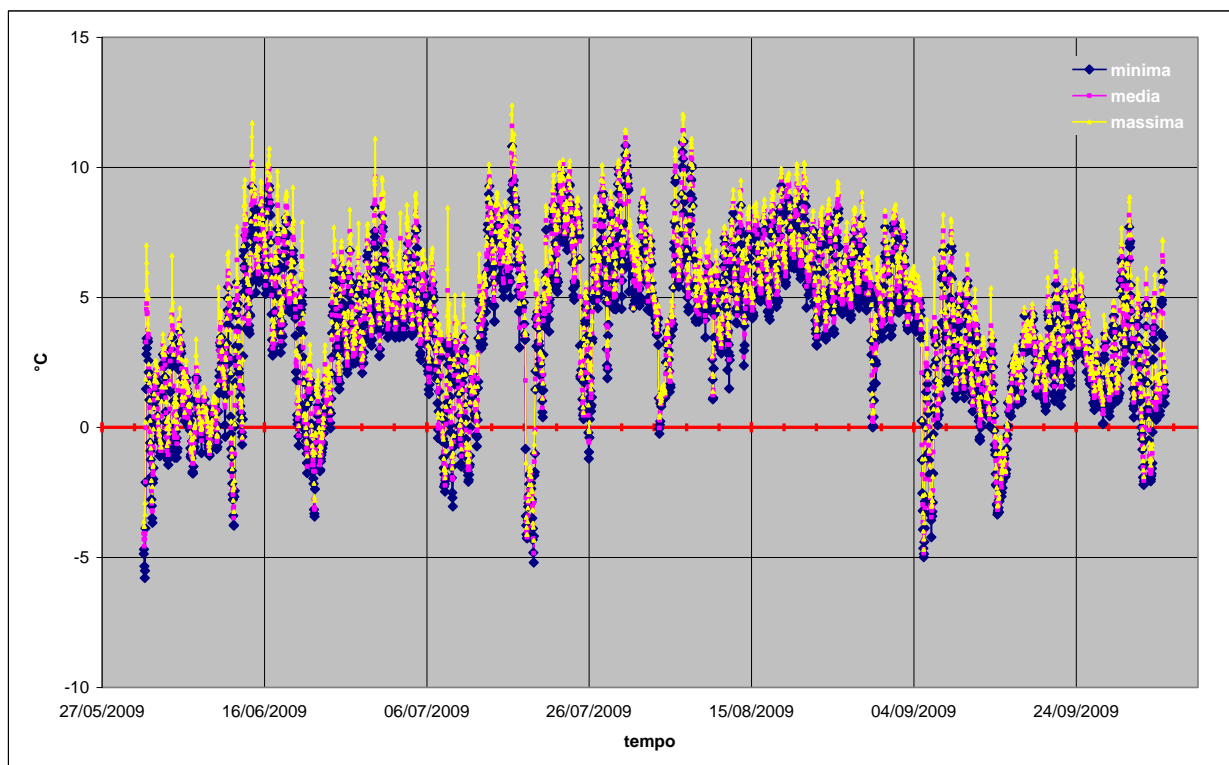


Fig. 11: Temperatura dell'aria minima, media e massima registrata a scala oraria dal 01-06-2009 al 04-10-2009 alla stazione meteo sopragliaciale Dosdè-Levissima.

Nella stagione di ablazione 2009 (giugno-ottobre), le ore con temperatura positiva sono risultate l'89% del tempo (si veda grafico in Fig. 11) con valori massimi orari che hanno spesso superato i 10°C. Se consideriamo le temperature medie giornaliere, il valore medio del periodo di ablazione 2009 è pari a +4.18°C, il valore massimo delle medie giornaliere è risultato pari a +8.53°C ed il valore minimo delle medie giornaliere pari a -2.07°C, con una varianza pari a 6.03°C.

Nella stagione estiva 2008 (giugno-ottobre) se consideriamo le temperature medie giornaliere, il valore medio del periodo di ablazione è pari a +3.8°C, il valore massimo delle medie giornaliere è risultato pari a +8.43°C ed il valore minimo delle medie giornaliere pari a -5.57°C, con una varianza pari a 15.07°C. In sintesi pertanto sono state registrate temperature medie estive maggiori nell'estate 2009 rispetto all'estate 2008, sia su scala giornaliera che su scala oraria. Anche le temperature minime e massime sono risultate maggiori nel 2009. Al contrario la varianza e la somma dei gradi giorno positivi sono risultati maggiori per l'estate 2008 a dimostrare che la stagione estiva 2008 è stata caratterizzata da una maggiore variabilità termica che ha comportato un maggior valore dei gradi giorno positivi complessivi a scala oraria ma un minor valore del dato termico medio stagionale. Infatti per i due anni sono stati calcolati anche i gradi giorno positivi ovvero la somma delle temperature medie giornaliere superiori ad un valore

soglia (assunto pari a 0°C, Braithwaite, 1984); questo valore è risultato pari a 327 °C nel 2009 e a 340°C nel 2008.

Le misure della temperature del geotessile e della neve sottoposta a protezione sono invece risultate utili al fine di osservare la propagazione del calore al di sotto della copertura.

Un sensore è stato collocato appena sotto la superficie a contatto con la copertura, gli altri due nella neve sottoposta a protezione a diversa profondità. Questi hanno registrato la temperatura ogni 15' per tutto il periodo di stendimento del telo. I dati raccolti sono stati analizzati anche rispetto ai dati termici dell'aria rilevati contemporaneamente dalla stazione meteo Dosed-Levissima.

In generale è risultato che il sensore localizzato sotto la superficie del geotessile a contatto con lo stesso ha registrato le escursioni termiche maggiori, ma ha registrato temperature inferiori a quelle dell'aria nell'analogo periodo. Questo perché la copertura impedisce la penetrazione della radiazione solare (sia fisicamente che grazie all'elevata albedo), il telo non è un buon conduttore termico e grazie al duplice strato che lo costituisce agisce da barriera rispetto all'atmosfera sovrastante. Tutto ciò si traduce in una riduzione di intensità e durata del flusso di calore efficace che giunge alla neve sottoposta a protezione e quindi in una riduzione dei tassi di fusione nivoglaciale. In tabella 1 vengono riportati, a titolo di esempio, i valori termici estremi, medi e la varianza registrati al di sotto del telo (a contatto con lo stesso) e nella neve a diversa profondità durante una settimana di tempo stabile e cielo terso dell'estate 2009 (*clearskyconditions*).

grandezze statistiche	T aria (°C)	T telo (°C)	T neve a 15 cm (°C)	T neve a 30 cm (°C)
minima	0.22	-2.80	-0.90	-3.70
media	5.37	1.86	1.49	1.24
massima	8.20	5.95	4.38	5.53
varianza	2.95	3.19	1.32	3.66

Tab. 1: Grandezze statistiche rappresentative delle temperature registrate dai termistori nel telo e nella neve sottoposta a protezione durante una settimana di agosto 2009 caratterizzata da tempo stabile e cielo terso.

Dalla Tabella 1 è evidente che, in media, la presenza del telo durante una settimana di agosto 2009, caratterizzata da tempo stabile e cielo terso, ha smorzato la temperatura (indice del calore che giunge alla neve sottoposta a protezione) di circa 3.8°C e di circa 2.3°C considerando i valori massimi.

Come evidenziano le grandezze statistiche (Tab. 1) analizzate per i parametri considerati e il grafico della Fig. 12, sempre costruito utilizzando i dati della rappresentativa settimana di agosto 2009 caratterizzata da cielo terso e tempo stabile, la temperatura dell'aria risulta quasi sempre maggiore delle temperature del telo e della neve. Questo è evidente conseguenza dell'azione protettiva ed isolante esercitata dal telo che smorza quindi l'intensità del flusso termico capace di giungere alla neve. Le temperatura registrate dal sensore T neve 15 (a 15 cm di profondità) e dal sensore T neve 30 (a 30 cm di profondità) presentano oscillazioni minori in quanto questi sensori sono posizionati all'interno del manto nevoso.

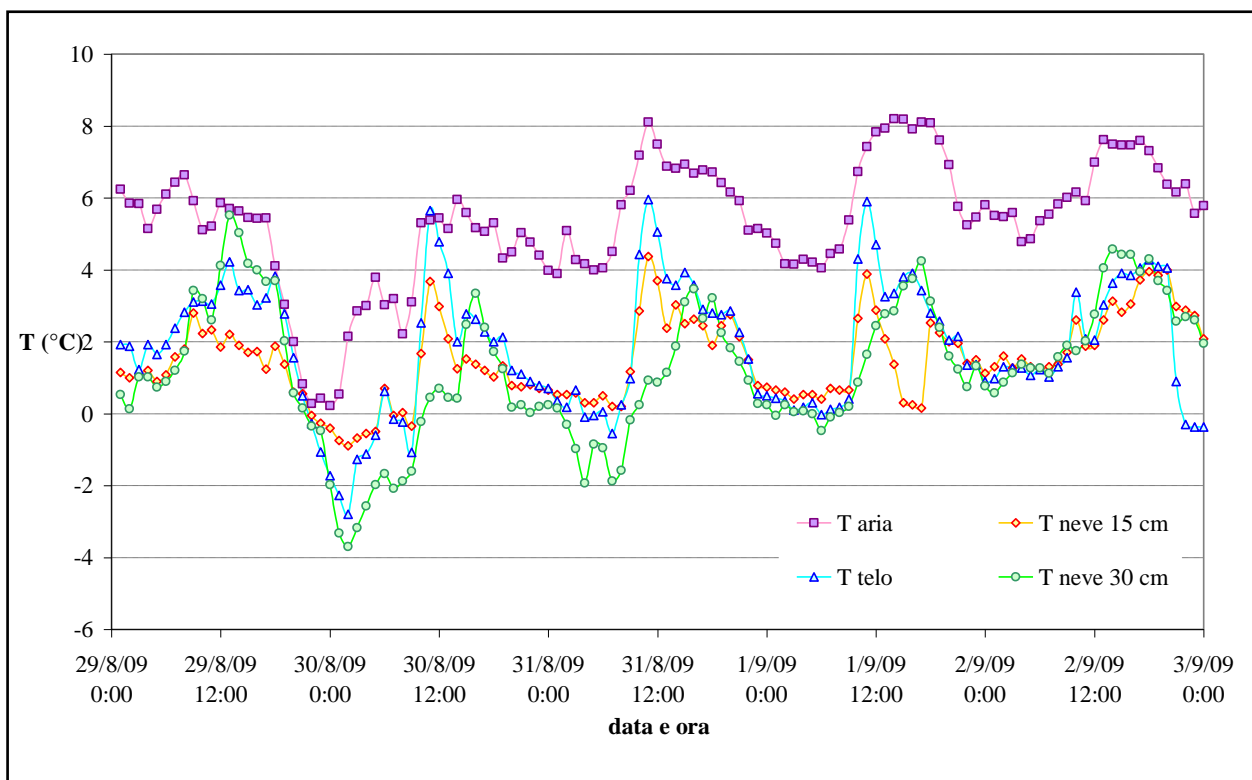


Fig. 12: Andamento della temperatura dell'aria, del telo e della neve sottoposta a protezione durante una rappresentativa settimana di agosto 2009 caratterizzata da tempo stabile e cielo terso (clearskyconditions).

Per meglio comprendere l'azione esercitata dal telo sono state analizzate le temperature dell'aria e del telo al di sopra di tre soglie: 0 °C, la temperatura di fusione della neve al livello del mare, 2°C, la temperatura alla quale si ha fusione della neve ma entro la quale si può avere facilmente rigelo dell'acqua di fusione, e 4°C.

E' emerso che in condizioni naturali la soglia degli 0°C è stata superata dall'aria nell'89% del tempo (da Giugno a Ottobre), quella dei 2°C è stata superata dall'aria per il 75% delle ore monitorate e la soglia dei 4°C è stata superata dall'aria nel 55% del tempo analizzato.

I rilievi termici effettuati presso il geotessile hanno mostrato che presso la copertura in geotessuto la temperatura ha superato i 2°C solo nel 21% del tempo ed ha superato i 4°C in circa il 5% del tempo a scala oraria. Questi dati evidenziano l'intensissima riduzione all'esposizione a temperature elevate di neve e ghiaccio sottoposti a protezione.

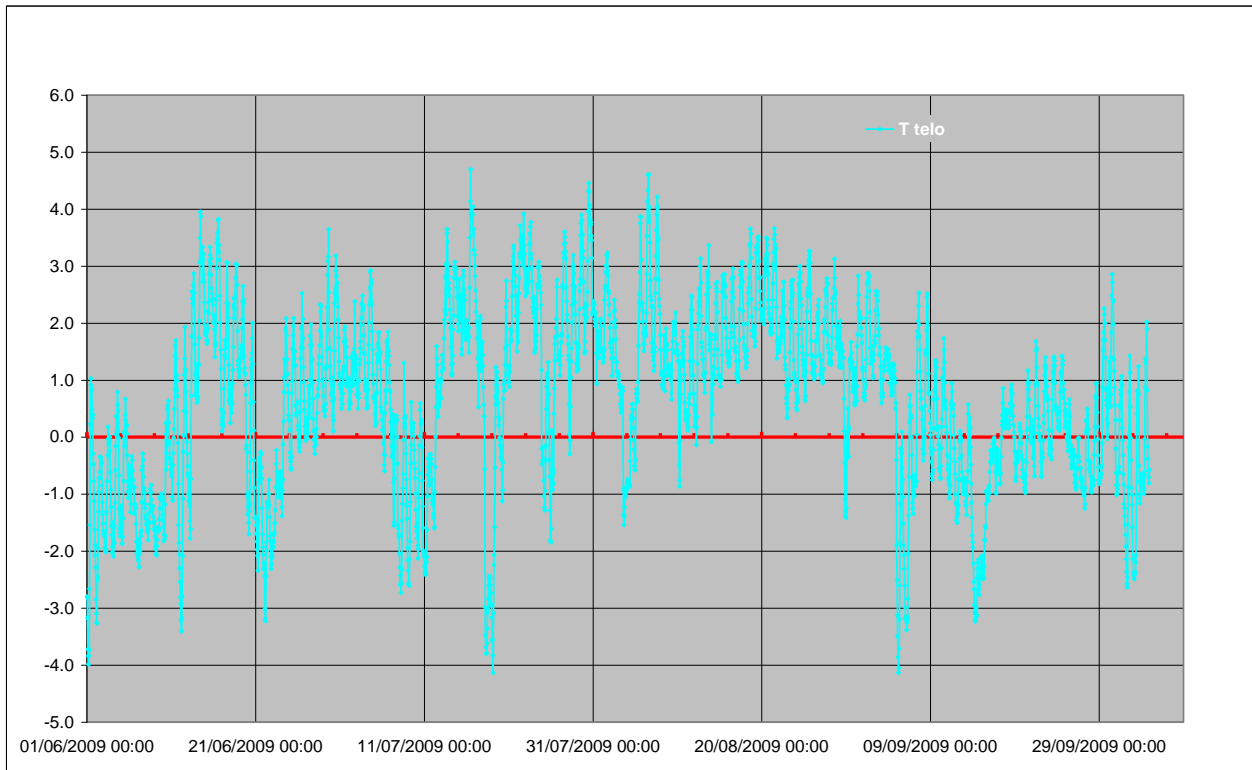


Fig. 13: Andamento della temperatura del telo utilizzato per la protezione di neve e ghiaccio durante tutta la stagione estiva 2009 (dati medi orari rilevati dal 01-06-2009 al 03-10-2009).

L'azione del telo non si è esplicata quindi solamente nell'impedire la penetrazione della radiazione solare (e soprattutto della radiazione UV altamente energetica) e nello smorzare la penetrazione termica ma anche nel ridurre il numero di ore durante le quali la neve sarebbe stata sottoposta a temperature tali da promuoverne maggiormente la fusione.



Fig. 14: Misura della temperatura della neve al di sotto della copertura durante l'esecuzione del profilo nivologico di fine stagione (3-10-2009).

6. Ablazione misurata e calcolata attraverso il bilancio energetico

Per meglio quantificare l'efficacia del telo nel modificare gli scambi energetici e quindi di massa della neve e del ghiaccio sottoposti a protezione si è quantificato il bilancio energetico superficiale sia della superficie glaciale naturale (presso la stazione meteorologica Dossdè-Levissima) sia presso il geotessile e si sono confrontati i valori di energia assorbiti e la fusione potenziale nei due casi. Quest'ultima è stata successivamente confrontata con l'ablazione effettivamente misurata presso alcune paline ablatometriche localizzate sul ghiacciaio in condizioni naturali e presso il geotessile.

Il flusso totale energia (F) che promuove la fusione del ghiaccio è dato dalla somma algebrica dei singoli contributi energetici:

$$F = SW_{in} - SW_{out} + LW_{in} - LW_{out} + LE + SH + CF \quad (1)$$

in cui SW_{in} è la radiazione solare incidente (*Short WaveIncomingRadiation*), SW_{out} è la radiazione solare riflessa (*Short WaveOutcomingRadiation*), LW_{in} è la radiazione ad onda lunga emessa dall'atmosfera (*Long WaveIncomingRadiation*), LW_{out} è la radiazione ad onda lunga emessa dalla superficie terrestre (*Long WaveOutcomingRadiation*).

Tutte insieme queste grandezze costituiscono i flussi radiativi; LE ed SH rappresentano invece i contributi non radiativi al bilancio energetico superficiale e più precisamente con LE si indica il flusso di calore latente e con SH il flusso di calore sensibile. CF, infine, è il flusso di calore conduttivo. Tutte queste grandezze sono espresse in $W m^{-2}$.

La stazione meteorologica automatica Dossdè-Levissima è stata di fondamentale importanza per quantificare i principali flussi energetici che promuovono la fusione glaciale.

7. Calcolo dei flussi radiativi

La letteratura a disposizione (Oerlemans, 2003) riporta l'energia radiativa come la principale responsabile dei processi ablativi (circa 70-80 % dell'energia ablativa totale).

I flussi radiativi SW_{in} , SW_{out} , LW_{in} e LW_{out} rappresentativi degli scambi energetici alla superficie naturale del ghiacciaio sono stati misurati attraverso 2 pyranometri e 2 pyrgeometri posti presso la stazione meteorologica automatica Dossdè - Levissima.

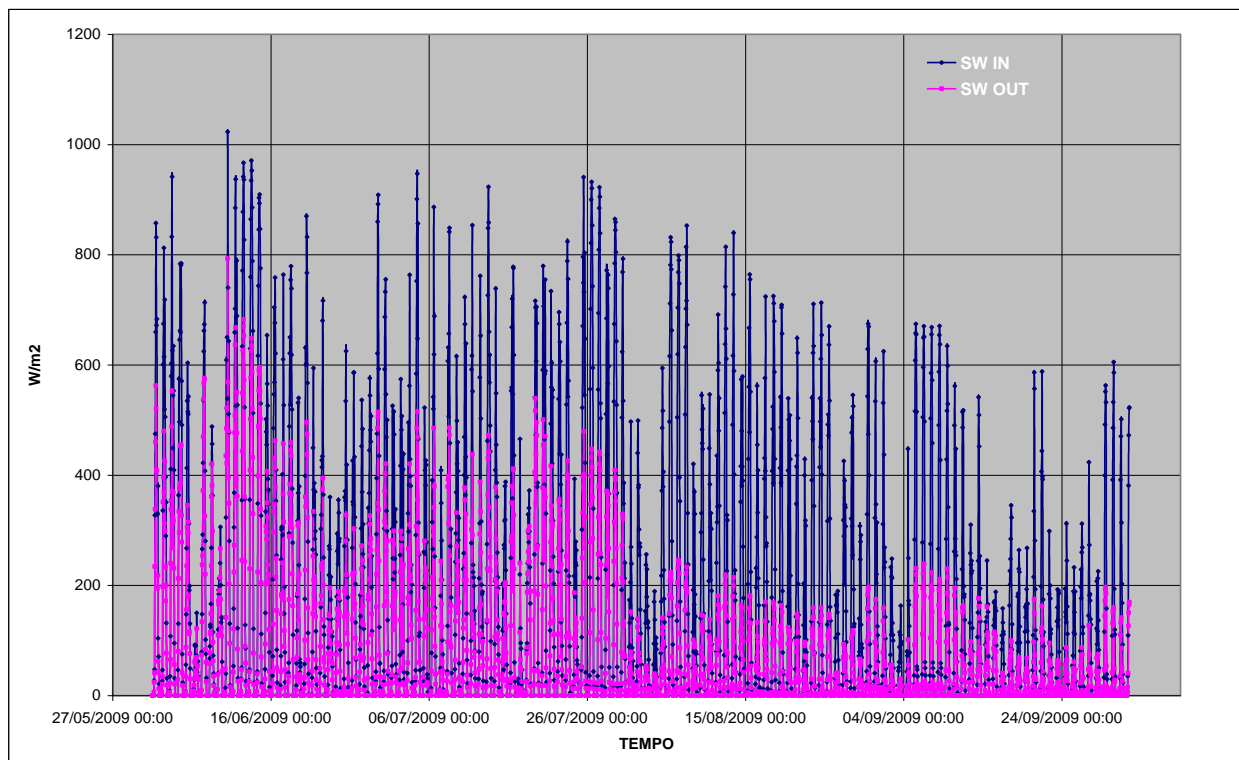


Fig. 14: Radiazione ad onda corta (solare) entrante (SW_{in}) e riflessa (SW_{out}) rilevata alla stazione meteo sopragliaciale Dossdè-Levissima. I dati sono valori medie orari registrati dal 01-06-2009 al 04-10-2009.

La radiazione massima giornaliera ad onda corta sul Ghiacciaio Dosdè è risultata superiore ai 900 W m^{-2} , valore assai elevato conseguente all'effetto di multiriflessione esercitato dalla neve e dal ghiaccio presenti non solo sul ghiacciaio ma anche lungo i versanti montuosi incassanti.

Il valore medio stagionale della radiazione solare incidente è risultato invece pari a 167 W m^{-2} indicando pertanto un effetto *shading* esercitato dai versanti vallivi non trascurabile che certamente limita la radiazione solare sul ghiacciaio e quindi l'entità della fusione da questa promossa. Questo può in parte spiegare gli elevati spessori glaciali tuttora caratterizzanti il Ghiacciaio Dosdè (si faccia riferimento a quanto emerso dalle prospezioni georadar eseguiti sul Dosdè Orientale e nel 2007 nell'ambito della prima convenzione tra UNIMI e Levissima che hanno rivelato spessori glaciali in molti settori superiori ai 50 m).

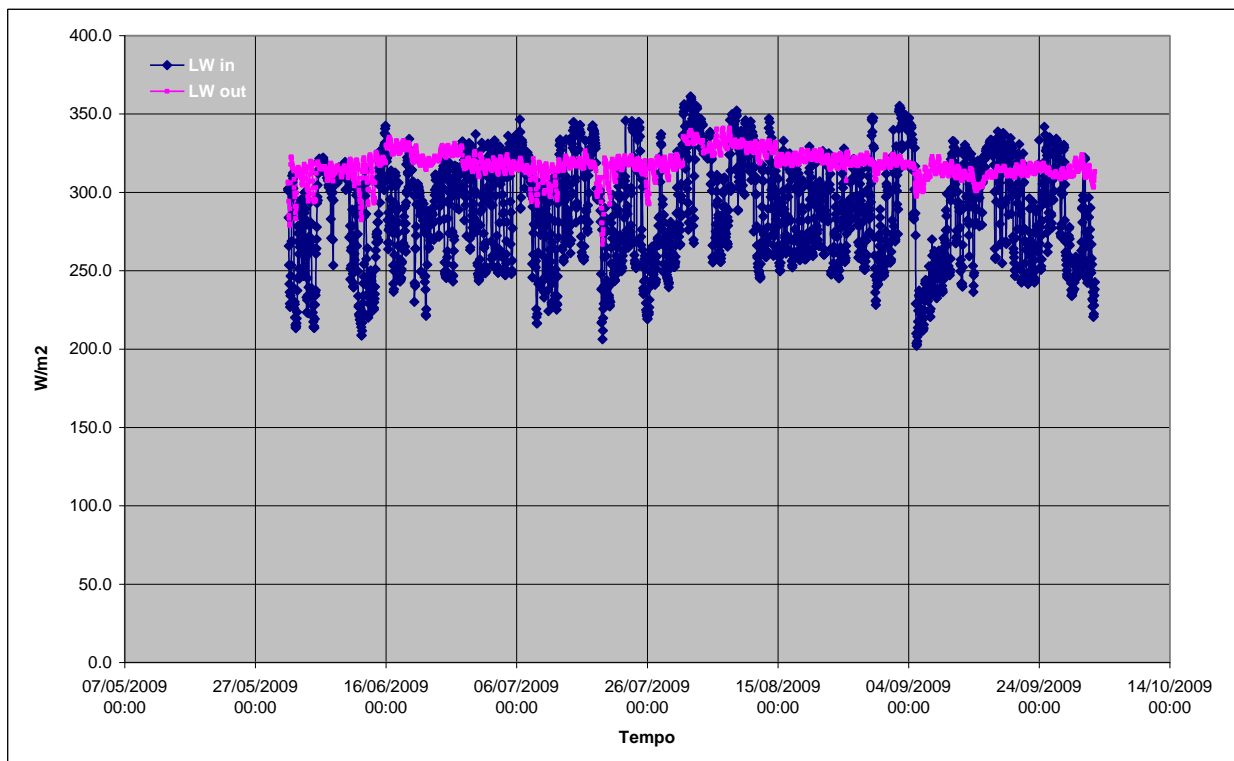


Fig. 15: Radiazione ad onda lunga entrante (LW_{in} , atmosferica) ed emessa (LW_{out} , terrestre) rilevata alla stazione meteo sopragliaciale Dosdè-Levissima. I dati sono valori medie orari registrati dal 01-06-2009 al 04-10-2009.

La radiazione in entrata SW_{in} e LW_{in} presso il telo è stata assunta uguale a quella entrante alla superficie del ghiacciaio vista la limitata distanza (poche decine di metri) tra telo e stazione di rilevamento Dosdè – Levissima.

Le radiazioni emesse / riflesse dalla copertura geotessile, ovvero $SW_{out-telo}$ e $LW_{out-telo}$ in quanto differenti da quelle della superficie glaciale sono invece state calcolate in accordo alle seguenti relazioni:

$$SW_{out-telo} = \alpha * SW_{in} \quad (2)$$

$$LW_{out-telo} = \varepsilon * \sigma * T_s \quad (3)$$

in cui α è pari al valore di albedo della copertura geotessile, inizialmente risultato pari a 0.92, poi sceso a 0.67 dopo 42 giorni di esposizione (13/07/09) e divenuto 0.55 alla fine dell'esperimento (2/10/2009). I valori sono risultati in accordo con la letteratura a disposizione (Olef&Obleitner, 2007). Per il calcolo della radiazione riflessa a scala oraria il valore di albedo del telo è stato fatto variare regolarmente in accordo ad una funzione esponenziale decrescente calcolata sulla base dei dati sperimentali.

Con ε si è indicata l'emissività della superficie che è stata assunta pari a 0,89 fino al 30 luglio 2009 (valore di letteratura per la neve fresca, Hartmann, 1994) e pari a 0,92 dal 31 luglio 2009 in poi (valore di letteratura per la neve bagnata di fine stagione, Hartmann, 1994). T_s è la temperatura del geotessile, misurata con continuità grazie al termistore localizzato al di sotto dello stesso e σ è la costante di Steffan – Boltzmann.

In accordo a quanto sopra esposto i flussi energetici radiativi R_s presso la stazione meteo e R_{s-telo} presso la copertura geotessile sono così stati quantificati:

$$R_s = SW_{in} - SW_{out} + LW_{in} - LW_{out} \quad (4)$$

$$R_{s-telo} = SW_{in} - SW_{out-telo} + LW_{in} - LW_{out-telo} \quad (5)$$

Allo scopo del calcolo dell'ablazione glaciale i dati energetici sono stati considerati solo in presenza di temperature dell'aria positive ($T > 0^\circ C$).

In Tabella 2 sono riportati i flussi radiativi entranti ed uscenti calcolati grazie alla AWS Dosedè Levissima sul Ghiacciaio Dosedè in condizioni naturali (ovvero dove non era presente la copertura in geotessile).

SW in	SW out	SW netta	LW In	LW out	LW netta	R _s
1729174892	789278248	939896644	2794516104	3083815661	-289299557	650597087

Tab. 2: Valori cumulati (W/m^2) dei flussi radiativi in entrata ed in uscita rispetto alla superficie glaciale in condizioni naturali (priva di copertura geotessile). Si sono considerati i valori registrati tra il 1-06-2009 ed il 02-10-2009 nelle sole ore con $T > 0^\circ C$ (quando cioè può avvenire fusione glaciale).

Sulla superficie glaciale naturale, la radiazione solare media incidente (SW_{in}) oraria in condizioni di melting è risultata pari a $179 W m^{-2}$, quella riflessa (SW_{out}) è risultata pari a $82 W m^{-2}$, quella netta (SW_{netta}) a $97 W m^{-2}$. La radiazione atmosferica media in condizioni di melting (LW_{in}) è risultata pari a $289 W m^{-2}$, quella terrestre (LW_{out}) a $319 W m^{-2}$ e quindi la radiazione ad onda lunga netta (LW_{netta}) a $-30 W m^{-2}$.

In Tabella 4.3 sono riportati i flussi radiativi entranti ed uscenti calcolati grazie alla AWS Dosdè Levissima e tenendo conto di albedo ed emissività della copertura geotessile.

SW in	SW out	SW netta	LW In	LW out	LW netta	R _s
1729174892	1166479225	562695666	2794516104	2807481511	-12965407	549730259

Tab. 3: Valori cumulati (W/m^2) dei flussi radiativi in entrata ed in uscita rispetto alla superficie glaciale coperta con il geotessile. Si sono considerati i valori registrati tra il 1-06-2009 ed il 02-10-2009 nelle sole ore con $T > 0^\circ C$ (quando cioè può avvenire fusione glaciale).

Sulla superficie glaciale coperta con geotessile, la radiazione solare media incidente (SW_{in}) oraria è ovviamente pari a quella incidente su superficie glaciale naturale ed analogamente per la radiazione atmosferica (LW_{in}). La radiazione riflessa (SW_{out}) è invece risultata pari a $121 W m^{-2}$ e quella netta (SW_{netta}) a $58 W m^{-2}$. La radiazione terrestre (LW_{out}) media è risultata pari a $290 W m^{-2}$ e quindi la radiazione ad onda lunga netta (LW_{netta}) a $-1 W m^{-2}$.

In sintesi R_{s-telo} è risultato minore di R_s e la differenza è pari a **100,866.828** W/m^2 .

I dati energetici radiativi quindi sono stati utilizzati per calcolare la fusione teorica (a) in accordo alla relazione:

$$a \text{ (mm w. e. o } kg/m^2) = \frac{R_s}{L_f} \quad (6)$$

in cui L_f è il calore latente di fusione pari a $334000 J kg^{-1} K^{-1}$

Considerando il valore di bilancio energetico radiativo calcolato per la superficie glaciale naturale, ovvero senza la presenza della copertura geotessile, si ottiene un valore di ablazione teorica di 1.9 m. Questo valore è inferiore all'ablazione avvenuta sul ghiacciaio nello stesso periodo e pari ad una perdita di 1.21 m di acqua derivanti dalla fusione completa dello spessore nivale invernale-primaverile e di 1.56 m di acqua derivanti dalla fusione del ghiaccio di ghiacciaio presso la palina ablatometrica monitorata per tutta l'estate 2009 che portano ad una ablazione totale di 2.7 m di acqua. La differenza tra i due valori (30% circa) è pari all'ablazione causata da processi ablativi non radiativi quali quelli conseguenti ai flussi turbolenti ed al flusso di calore conduttivo che verranno successivamente quantificati.

Considerando invece il valore di bilancio energetico radiativo calcolato presso la superficie sottoposta a protezione con geotessile, il valore dell'ablazione teorica è pari a 1.6 m w.e.

L'ablazione qui avvenuta è stata invece pari a 1.4 m w.e. La differenza tra l'ablazione calcolata e quella misurata è da attribuire al fatto che non tutta l'energia netta assorbita alla superficie del telo è stata effettivamente assorbita da neve e ghiaccio sottostanti producendo fusione. L'azione della copertura, infatti, non si concretizza solo in una più efficace riflessione della radiazione solare (come si evince dal dato di SW_{out} riportato in Tab. 3) ma in una assai limitata conduzione del calore immagazzinato alla superficie a seguito dell'irraggiamento solare ed atmosferico. Questo effetto isolante termico permette quindi una minor fusione rispetto a quella che avverrebbe a parità di assorbimento energetico.

8. Calcolo dei flussi turbolenti

I flussi di calore turbolenti, ovvero flusso di calore latente LE e sensibile SH, sono stati calcolati attraverso le seguenti formule, in accordo a Klok & Oerlemans (2002).

$$LE = -0.622 \times \rho \times L_{v/s} \times \frac{C_{kat} + C_b}{2} \times \frac{e_a - e_s}{p} \quad (7)$$

$$SH = \rho_a \times c_p \times \left(\frac{C_{kat} + C_b}{2} \right) \times (T_a - T_s) \quad (8)$$

nelle quali ρ_a è la densità dell'aria;

$L_{v/s}$ è il calore latente di vaporizzazione/sublimazione, che è pari al calore latente di sublimazione ($2.83 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) quando $T < 0^\circ\text{C}$, altrimenti al calore latente di vaporizzazione ($2.50 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$);

C_{kat} è il coefficiente di scambio turbolento catabatico;

C_b è il coefficiente di scambio turbolento di sottofondo;

e_a è la pressione di vapore dell'aria;

e_s è la pressione di vapore saturo alla superficie;

c_p è la densità di calore specifico dell'aria secca;

T_a è la temperature dell'aria

T_s è la temperatura della superficie

In particolare

$$e_{su} = 6,112 * \exp(17,67 * T_s / (T_s + 243,5)) \quad (9)$$

$$e_a = P_{atm} * u_s / (u_s + 0.622) \quad (10)$$

In cui l'umidità specifica u_s è calcolata come:

$$u_s = u_{ss} * u_r \quad (11)$$

con u_r umidità relativa e u_{ss} umidità specifica di saturazione calcolata come:

$$u_{ss} = 0.622 * (e_s / P_{atm} - e_s) \quad (12)$$

in cui la pressione di vapore dell'aria a saturazione e_s è così calcolata :

$$e_s = 6.112 \exp (17,67 * T_{a2m} / (T_{a2m} + 243,5)) \quad (13)$$

La temperature dell'aria a 2 m di altezza

$$T_{a2m} = (2 / h_s)^c * T_a \quad (14)$$

c è una costante di temperatura che viene assunta pari a 0 se $T < 0^\circ\text{C}$,

viene posta pari a 0.162 se $T = 0^\circ\text{C}$,

e pari a 0.126 se $T > 0^\circ\text{C}$;

h_s è l'altezza del sensore di temperatura;

C_{kat} è stata calcolata in accordo a Oerlemans & Grisogono (2002):

$$C_{kat} = k * (C_{kat} + C_b) * (g / T_0 \gamma Pr)^{1/2} \quad (15)$$

In cui k è una costante sperimentale, assunta da Oerlemans & Grisogono (2002), pari a 0.0004; g è l'accelerazione di gravità, pari a $9,81 \text{ m s}^{-2}$; T_0 è la temperatura di riferimento (273,15 K); Pr è l'*eddy number* Prandtl, assunto pari a 5; γ è il *lapse rate* di temperatura potenziale di sottofondo, calcolato a partire dalle temperature registrate presso almeno due stazioni termometriche poste nell'intorno del ghiacciaio analizzato.

Nel nostro caso abbiamo scelto le stazioni meteo dell'ARPA di Oga – S. Colombano e di Livigno – Passo del Foscagno, entrambe ubicate a 2250 m slm, per il quale è stato posto un limite inferiore di $0,0015 \text{ K m}^{-1}$, per evitare che diventi negativo in alcuni giorni molto caldi e quindi non permetta in questi casi il calcolo di C_{kat} ;

Il valore dell'energia conseguente ai flussi turbolenti sia nel caso della superficie naturale del ghiacciaio che nel caso della superficie sottoposta a protezione, sono riportati in Tab. 4

LE telo	SH telo	LE ghiacciaio	SH ghiacciaio
-98140987	97524000	-117028800	96646136

Tab. 4: Valori cumulati (W/m^2) dei flussi turbolenti calcolati rispetto alla superficie glaciale coperta con il geotessile e rispetto alle condizioni naturali. I valori sono rappresentativi del periodo compreso tra il 1-06-2009 ed il 04-10-2009 nelle sole ore con $T > 0^\circ\text{C}$ (quando cioè può avvenire fusione glaciale).

Questi dati energetici non radiativi sono quindi stati utilizzati per calcolare un ulteriore contributo alla fusione teorica.

I dati ottenuti permettono di stimare il contributo alla fusione dei flussi non radiativi pari a 80 cm w.e. in condizioni naturali e 10 cm w.e. in presenza di copertura geotessile. Sono pertanto di minore importanza rispetto all'ablazione conseguente ai flussi radiativi.

9. Calcolo del flusso di calore conduttivo

È stato inoltre calcolato il flusso di calore conduttivo della neve presso la stazione meteorologica automatica e al di sotto del telo termico, per un periodo di quattro mesi da inizio giugno ad inizio ottobre per valutare il suo ruolo nella fusione della neve e del ghiaccio.

Nel flusso di calore conduttivo viene considerato lo spessore della neve e delle lenti di ghiaccio in essa presenti.

Per il calcolo è necessario di disporre di alcuni parametri meteo climatici registrati presso la stazione meteorologica automatica e della temperatura superficiale del ghiaccio e del geotessile.

In accordo a Benn and Nicholson (2006), il flusso di calore conduttivo CF è:

$$CF = K * (T_s - T_{int}) / h \quad (16)$$

in cui T_s è la temperatura superficiale della neve ($^{\circ}C$), ovvero sotto il telo termico e T_{int} è la temperatura all'interfaccia neve – ghiaccio assunta costantemente pari a $0^{\circ}C$, K è la conduttività termica dello strato nevoso ($W m^{-1} K^{-1}$) e h è lo spessore di neve totale (m).

La conduttività termica K esprime la capacità di un corpo a farsi attraversare dal calore.

In un corpo omogeneo è funzione della capacità di calore specifico c ($J kg^{-1} K^{-1}$), della densità ρ ($kg m^{-3}$) e della diffusività termica k ($m s^{-2}$).

$$K = c * \rho * k \quad (17)$$

in un corpo eterogeneo come la neve, invece, poiché la neve è costituita anche da acqua liquida e aria, la conduttività viene così definita:

$$K = \sum_i (c_i * \rho_i * x_i) * k \quad (18)$$

In cui i è ciascuna componente di cui è costituito il corpo.

Ovvero:

$$K = (c_n \rho_n x_n + c_{gh} \rho_{gh} x_{gh} + c_a \rho_a x_a + c_l \rho_l x_l) k \quad (19)$$

in cui c_n , c_{gh} , c_a , c_l sono rispettivamente le capacità di calore specifico di neve, ghiaccio, aria e acqua liquida; x_n , x_{gh} , x_a , x_l sono rispettivamente le frazioni di volume della neve, del ghiaccio, dell'aria e dell'acqua liquida; ρ_n, ρ_{gh} , ρ_a , ρ_l sono rispettivamente la densità di neve, ghiaccio, aria e acqua e k è la diffusività termica apparente della neve.

I valori di c_n , c_{gh} , c_a , c_l vengono assunti come valori standard.

$$c_n = 2090 J kg^{-1} K^{-1}$$

$$c_{gh} = 2106 J kg^{-1} K^{-1}$$

$$c_a = 1005 J kg^{-1} K^{-1}$$

$$c_l = 4218 J kg^{-1} K^{-1}$$

vengono distinti le frazioni di neve propriamente dette dalle frazioni di ghiaccio (lamine di ghiaccio di rigelo all'interno del manto nevoso).

Presso il geotessile, la densità della neve indicata come ρ_n è stata misurata il primo giorno, 4 Giugno 2009 e l'ultimo, 3 Ottobre 2009. Il confronto dei valori ha evidenziato un lieve incremento parallelamente ad una diminuzione dello spessore del manto nevoso. Per questo si è deciso di modellare la variazione di densità della neve in accordo ad un'equazione sperimentale esponenziale:

$$\rho_n = 572.486188 * \exp(0,000161 * d) \quad (20)$$

in cui $d = 0$ il 4/6/09 e $d = 121$ il 3/10/09

La densità del ghiaccio è stata assunta costante e pari a 917 kg m^{-3} .

La densità dell'aria umida ρ_a , espressa in kg m^{-3} , invece è stata calcolata in funzione delle pressioni parziali dell'aria secca (p_d) e del vapor d'acqua (p_v), misurate in Pascal:

$$\rho_a = \frac{p_d}{R_d(T_a+273.15)} + \frac{p_v}{R_v(T_a+273.15)} \quad (21)$$

in cui T_a è la temperatura dell'aria ($^{\circ}\text{C}$), R_d è la costante specifica dei gas per l'aria secca, pari a $287,05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, mentre R_v è la costante specifica dei gas per il vapore acqueo, pari a $461,495 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

in cui $p_d = p - p_v$

e $p_v = p_{vs} * R_h$

in cui p è la pressione atmosferica misurata (Pa), R_h è l'umidità relativa (adimensionale) e p_{vs} è la pressione di vapore a saturazione (Pa), definita come segue

$$p_{vs} = 610,78 * 10^{\{[7,5 * (T + 273,15) - 2048,625]/[(T + 273,15) - 35,85]\}} \quad (22)$$

la densità dell'acqua liquida ρ_l è stata assunta costantemente pari a 1000 kg m^{-3}

k è assunta come funzione della densità della neve

$$k = 4/3 * 10^{-9} * \rho_n \quad (23)$$

in accordo ad Abels (1892) e a Schwerdtfeger (1963)

Per esprimere le frazioni di volume della neve x_n , del ghiaccio x_{gh} , dell'aria x_a e dell'acqua liquida x_l è stato necessario distinguere la parte di ghiaccio (con all'interno l'aria) dalla parte di neve (con all'interno aria e acqua liquida). Questo è stato effettuato in primo luogo misurando l'altezza del manto nevoso sotto il telo all'inizio e alla fine del periodo considerato, distinguendo

la neve h_n dal ghiaccio h_{gh} , assumendo la loro altezza in entrambi i casi in diminuzione esponenziale nel tempo d:

Sotto la copertura termica

$$h_n = 1,81 * \exp (-0,009264 * d) \quad (24)$$

$$h_{gh} = 0,19 * \exp (-0,024334 * d) \quad (25)$$

in cui $d = 0$ il 4/6/09 e $d = 121$ il 3/10/09

Presso la stazione meteorologica, invece si sono assunte le stesse caratteristiche del manto nevoso assegnate presso il telo per la data del 4 Giugno 2009. Diversa invece è stata l'evoluzione della densità e dello spessore della neve. Infatti, senza la copertura geotessile, il manto nevoso è andato via via diminuendo sino a scomparire completamente il 31 Luglio 2009.

Pertanto in questo caso per modellarne la variabilità allo scopo di calcolare il flusso conduttivo si è assunta una diminuzione della neve e delle lenti di ghiaccio al suo interno con andamento parabolico e assumendo la presenza di lenti di ghiaccio costante nel tempo.

Pertanto in questo caso:

$$h_n = 0.0002114435 * d^2 - 0.0405362323 * d + 0.8095772855 \quad (26)$$

$$h_{gh} = 0.0000221957 * d^2 - 0.0042551846 * d + 0.1899556267 \quad (27)$$

Occorre inoltre premettere che le frazioni di volume di

$$x_n + x_l + x_{an} = \frac{h_n}{h_{gh} + n} \quad (28)$$

$$x_{gh} + x_{agh} = \frac{h_{gh}}{h_{gh} + n} \quad (29)$$

in cui $h_{gh} + n$ è l'altezza totale del manto nevoso comprese le lenti di ghiaccio

Poiché la densità della neve ρ_n esprime la quantità di neve e di acqua rispetto al totale, allora la frazione di volume della neve con l'acqua liquida al suo interno x_{nl} si può scrivere:

$$x_{nl} = x_n + x_l = \frac{\rho_n}{1000} \times \frac{h_n}{h_{gh} + n} \quad (30)$$

per distinguere la frazione di volume della neve x_n da quella d'acqua x_l è necessario utilizzare il contenuto d'acqua liquida W :

$$x_n = (1 - W)x_{nl} = (1 - W) \frac{\rho_n}{1000} \times \frac{h_n}{h_{gh+n}} \quad (31)$$

$$x_l = Wx_{nl} = W \frac{\rho_n}{1000} \times \frac{h_n}{h_{gh+n}} \quad (32)$$

Pertanto la frazione di aria nella neve x_{an} è:

$$x_{an} = \frac{h_n}{h_{gh+n}} - x_{nl} = \left(1 - \frac{\rho_n}{1000}\right) \times \frac{h_n}{h_{gh+n}} \quad (33)$$

Poiché la densità del ghiaccio ρ_{gh} esprime la quantità di ghiaccio x_{gh} rispetto al totale (ghiaccio e aria), per distinguere la frazione di volume del ghiaccio da quella dell'aria nel ghiaccio x_{agh} è necessario applicare:

$$x_{gh} = \frac{\rho_{gh}}{1000} \times \frac{h_{gh}}{h_{gh+n}} \quad (34)$$

$$x_{agh} = \frac{h_{gh}}{h_{gh+n}} - x_{gh} = \left(1 - \frac{\rho_{gh}}{1000}\right) \times \frac{h_{gh}}{h_{gh+n}} \quad (35)$$

e la frazione di volume totale dell'aria x_a sarà:

$$x_a = x_{agh} + x_{an} = \left(1 - \frac{\rho_{gh}}{1000}\right) \times \frac{h_{gh}}{h_{gh+n}} + \left(1 - \frac{\rho_n}{1000}\right) \times \frac{h_n}{h_{gh+n}} \quad (36)$$

Essendo molto difficile misurare il contenuto d'acqua liquida W (si veda ad esempio Gultepe& Isaac, 1997), questo è stato stimato sul terreno a giugno pari a 0.05 (valore corrispondente alla neve umida) e ad ottobre pari 0 (neve asciutta) ed è stato viene fatto variare nel tempo come funzione lineare della temperatura dell'aria e della pressione atmosferica, come suggerito da Gultepe& Isaac (1997) tramite la seguente formula empirica.

$$W = 0.0215436919174 T_a - 0.0000358360606 P_{atm} \quad (37)$$

oppure $W = 0$, quando $0.0215436919174 T_a - 0.0000358360606 P_{atm} < 0$, in quanto W non può assumere valori negativi.

Il flusso conduttivo risulta positivo quando la temperatura superficiale è maggiore della temperatura all'interfaccia neve-ghiaccio (e quindi 0°C), viceversa risulta negativo.

Pertanto il flusso conduttivo risulta positivo di giorno e negativo di notte: la durata negativa ha avuto maggiore estensione nei giorni 5, 6 e 7 settembre quando si sono avuti abbassamenti bruschi di temperatura della superficie del telo.

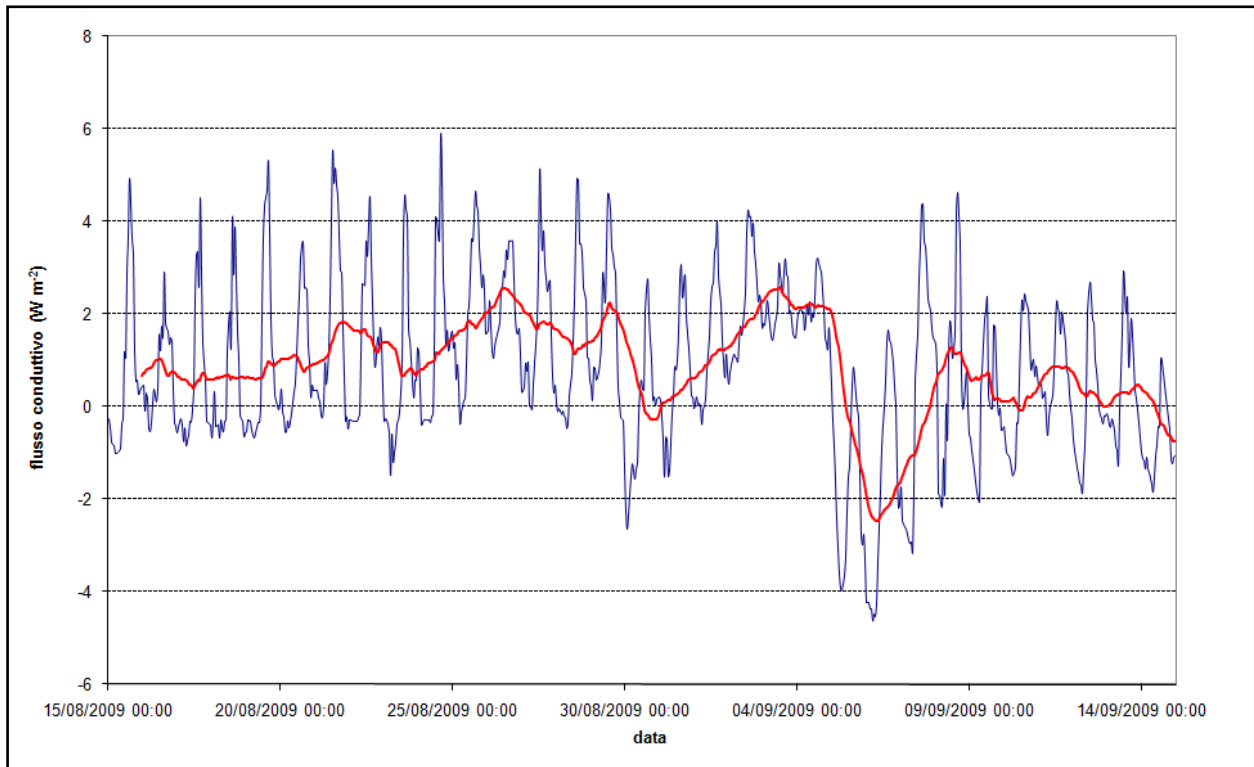


Fig. 16: Andamento del flusso conduttivo nel periodo 15/8 – 14/9/2009.

L'ablazione a (m di acqua equivalente) conseguente al flusso conduttivo viene calcolata per ciascuna ora in questo modo:

$$a = \frac{CF}{\rho W + L_f} \quad (38)$$

in cui CF è il flusso di calore conduttivo espresso in $W m^{-2}$, ρ è la densità del ghiaccio espressa in $kg m^{-3}$, L_f è il calore latente di fusione espresso in $J kg^{-1}$

Questa equazione si applica nel caso in cui sia la temperatura dell'aria che il flusso di calore conduttivo siano maggiori di zero, altrimenti l'ablazione viene assunta pari a zero.

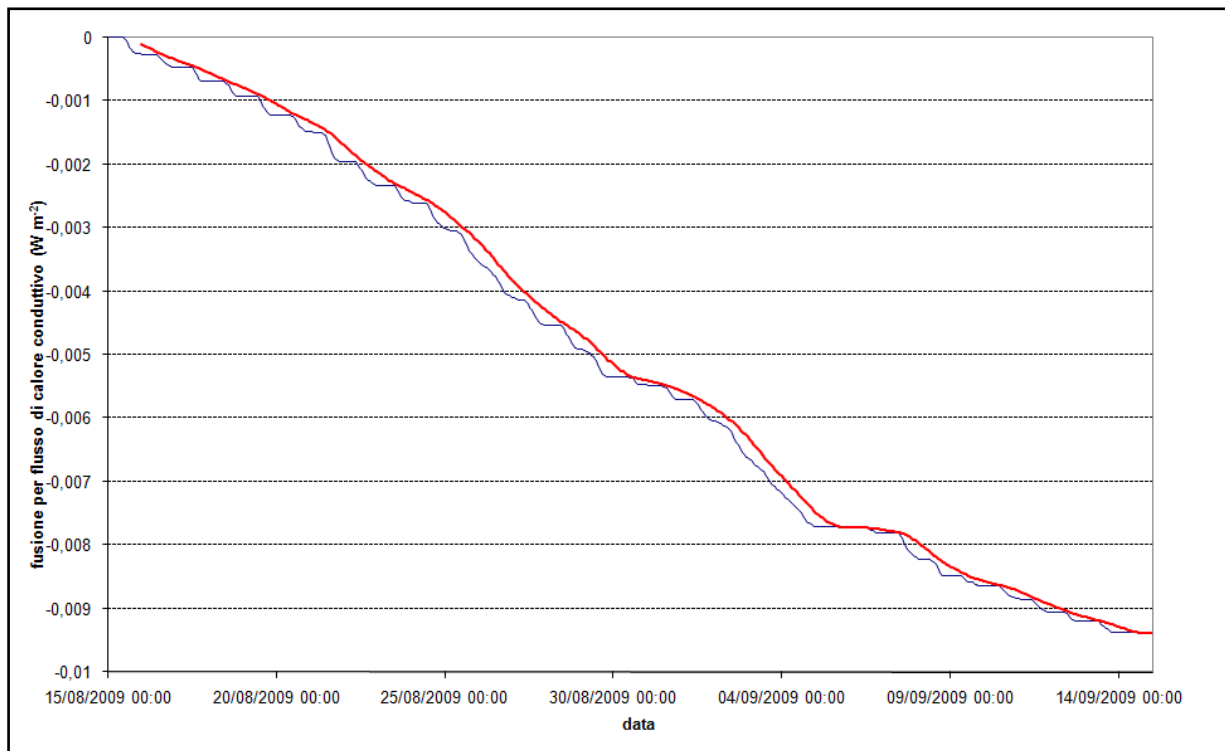


Fig. 17: Fusione glaciale a causa del flusso di calore conduttivo al di sotto della coperta geotessile nel periodo 15/8 – 14/9/2009.

Nel periodo di studio l'ablazione conseguente al flusso conduttivo è risultata molto minore di quella calcolata per lo stesso periodo a seguito dei flussi radiativi e turbolenti e quindi può essere ritenuta trascurabile rispetto a quest'ultima.

10. Conclusioni

Sul Ghiacciaio del Dosedé Orientale è stata stesa una copertura geotessile su un'area di 100 m² al fine di quantificare l'entità della fusione rispetto alla parte di ghiacciaio non protetta e quantificare l'efficacia del telo di copertura nel modulare gli scambi energetici neve-copertura-atmosfera responsabili della fusione nivo-glaciale.

Il geotessile è stato localizzato nel giugno 2009 e rimosso nell'ottobre 2009, pertanto la sua permanenza si è estesa all'intera stagione di ablazione del ghiacciaio, e ha permesso la conservazione del 29% dello spessore iniziale della neve e del 91% del ghiaccio sottostante.

Questi dati sono stati ottenuti sia analizzando i rilievi nivologici eseguiti ad inizio e fine esperimento sia elaborando i dati di ablazione superficiale raccolti presso le paline ablatometriche della rete allestita dai ricercatori sul ghiacciaio Dosedé Orientale.

Per meglio conoscere entità e distribuzione dei flussi energetici alla superficie del ghiacciaio e per comprendere meglio l'azione di protezione esercitata dal telo, nonché le caratteristiche meteorologiche dominanti nella stagione ablativa (sia 2008 che 2009), si sono analizzati i dati della stazione meteorologica funzionante sul Ghiacciaio del Dosedé dal 2007 e posizionata nei pressi della copertura. I dati registrati dalla stazione AWS Levissima-Dosedé hanno permesso di osservare l'andamento della temperatura dell'aria, della radiazione solare e di quantificare l'albedo. Le temperature medie estive dell'estate 2009 sono risultate maggiori rispetto a quelle dell'estate 2008, sia su scala giornaliera che su scala oraria. Anche le temperature minime e massime sono risultate maggiori nel 2009. L'albedo o riflettività del telo è risultata molto stabile per tutto il periodo di monitoraggio sia nel 2008 che nel 2009, mentre quella della superficie del ghiacciaio si è ridotta progressivamente durante la stagione ablativa sino a giungere a valori di 0.3.

A ulteriore contributo della quantificazione dei flussi termici in grado di raggiungere la neve ed il ghiaccio sottoposti a protezione sono stati utilizzati dei sensori di temperatura (termistori e data logger) posizionati nella neve a contatto con la superficie del geotessile e all'interno della neve sottoposta a protezione: questi, confrontati con i dati termici dell'aria registrati alla stazione meteorologica Dosedé-Levissima, hanno evidenziato che la temperatura dell'aria risulta quasi sempre maggiore delle temperature del telo e della neve sottostante. Questo è evidente conseguenza dell'azione protettiva ed isolante esercitata dal telo che smorza quindi l'intensità del flusso termico capace di giungere alla neve.

Per meglio comprendere l'azione esercitata dal telo sono state analizzate le temperature dell'aria e del telo al di sopra di tre soglie: 0°C, la temperatura di fusione della neve al livello del mare, +2°C, la temperatura alla quale si ha fusione della neve ma entro la quale si può avere facilmente rigelo dell'acqua di fusione, e +4°C.

È emerso che in condizioni naturali la soglia degli 0°C è stata superata dall'aria nell'89% del tempo (da Giugno a Ottobre), quella dei +2°C è stata superata dall'aria per il 75% delle ore monitorate e la soglia dei +4°C è stata superata dall'aria nel 55% del tempo analizzato.

I rilievi termici effettuati presso il geotessile hanno mostrato che presso la copertura in geotessuto la temperatura ha superato i +2°C solo nel 21% del tempo ed ha superato i +4°C in circa il 5% del tempo a scala oraria. Questi dati evidenziano l'intensissima riduzione all'esposizione a temperature elevate di neve e ghiaccio sottoposti a protezione.

L'azione del telo non si è esplicata quindi solamente nell'impedire la penetrazione della radiazione solare (e soprattutto della radiazione UV altamente energetica) e nello smorzare la

penetrazione termica ma anche nel ridurre il numero di ore durante le quali la neve sarebbe stata sottoposta a temperature tali da promuoverne maggiormente la fusione.

Per meglio quantificare l'efficacia del telo nel modificare gli scambi energetici e quindi di massa della neve e del ghiaccio sottoposti a protezione si è quantificato il bilancio energetico superficiale sia della superficie glaciale naturale (presso la stazione meteorologica Dossdè-Levissima) sia presso il geotessile e si sono confrontati i valori di energia assorbiti e la fusione potenziale nei due casi.

Per quanto riguarda i flussi radiativi, sulla superficie glaciale naturale, la radiazione solare media incidente (SW_{in}) oraria in condizioni di *melting* è risultata pari a 178 W m^{-2} , quella riflessa (SW_{out}) è risultata pari a 81 W m^{-2} , quella netta (SW_{netta}) a 97 W m^{-2} . La radiazione atmosferica media in condizioni di *melting* (LW_{in}) è risultata pari a 287.2 W m^{-2} , quella terrestre (LW_{out}) a 317.6 W m^{-2} e quindi la radiazione ad onda lunga netta (LW_{netta}) a -30.4 W m^{-2} .

Sulla superficie glaciale coperta con geotessile, la radiazione solare media incidente (SW_{in}) oraria è ovviamente pari a quella incidente su superficie glaciale naturale ed analogamente per la radiazione atmosferica (LW_{in}). La radiazione riflessa (SW_{out}) è invece risultata pari a 123.83 W m^{-2} e quella netta (SW_{netta}) a 54.3 W m^{-2} . La radiazione terrestre (LW_{out}) media è risultata pari a 290 W m^{-2} e quindi la radiazione ad onda lunga netta (LW_{netta}) a -1.3 W m^{-2} .

In sintesi il bilancio radiativo presso il telo è risultato minore di quello calcolato in condizioni naturali e la differenza è pari a $138.402.748 \text{ W/m}^2$.

I dati energetici radiativi quindi sono stati utilizzati per calcolare la fusione teorica.

Considerando il valore di bilancio energetico radiativo calcolato per la superficie glaciale naturale, ovvero senza la presenza della copertura geotessile, si ottiene un valore di ablazione teorica di 1961 mm. Questo valore è inferiore all'ablazione avvenuta sul ghiacciaio nello stesso periodo e pari ad una perdita di 1.21 m di acqua derivanti dalla fusione completa dello spessore nivale invernale-primaverile e di 1.56 m di acqua derivanti dalla fusione del ghiaccio di ghiacciaio presso la palina ablatometrica monitorata per tutta l'estate 2009 che portano ad una ablazione totale di 2.7 m di acqua. La differenza tra i due valori (30% circa) è pari all'ablazione causata da processi ablativi non radiativi quali quelli conseguenti ai flussi turbolenti ed al flusso di calore conduttivo che verranno successivamente quantificati.

Considerando invece il valore di bilancio energetico radiativo calcolato presso la superficie sottoposta a protezione con geotessile, il valore dell'ablazione teorica è pari a 1546 mm w.e.

L'ablazione qui avvenuta è stata invece pari a 1357 mmw.e. La differenza tra l'ablazione calcolata e quella misurata è in parte da attribuire, come in precedenza, alla naturale variabilità della distribuzione spaziale dell'ablazione ed in parte al fatto che non tutta l'energia netta

assorbita alla superficie del telo è stata effettivamente assorbita da neve e ghiaccio sottostanti producendo fusione. L'azione della copertura, infatti, non si concretizza solo in una più efficace riflessione della radiazione solare ma in una assai limitata conduzione del calore immagazzinato alla superficie a seguito dell'irraggiamento solare ed atmosferico. Questo effetto isolante termico permette quindi una minor fusione rispetto a quella che avverrebbe a parità di assorbimento energetico.

Sono inoltre stati calcolati i flussi turbolenti e il flusso di calore conduttivo, per valutarne l'influenza sull'ablazione glaciale in condizioni naturali e di copertura con il geotessile.

I dati ottenuti permettono di stimare il contributo alla fusione dei flussi non radiativi pari a 80 cm w.e. in condizioni naturali e 10 cm w.e. in presenza di copertura geotessile. Sono pertanto di minore importanza rispetto all'ablazione conseguente ai flussi radiativi.

Per concludere l'esperimento realizzato dimostra che la copertura in geotessile protegge molto bene il ghiaccio e abbastanza bene la neve, in particolare grazie a questa è stato salvato in totale uno spessore di 1.77 m w.e., corrispondenti a 115.1 m³, pari a 115000 litri di acqua.

Confrontando i risultati con quelli dell'anno precedente si nota come sia la perdita nevosa che quella di ghiaccio nel 2009 siano state superiori a quelle del 2008 a causa di una stagione di ablazione mediamente più calda e in particolare di un inizio estate meno fresco di quello dello scorso anno.

Se sommiamo i 115'000 litri di acqua preservati nel 2009 al volume di acqua conservato nel 2008 grazie all'utilizzo del geotessile otteniamo un valore di acqua complessivo conservato pari a circa 230'000 litri.

Va sottolineato che l'esperimento si è svolto praticamente ad impatto zero: il geotessile utilizzato è atossico e completamente abbattibile termicamente; inoltre le operazioni di rimozione sono avvenute senza l'ausilio di elicotteri e quindi a zero emissioni (Figg. 18-19).



Fig. 18: Trasporto verso valle del geotessile rimosso.



Fig. 19: Trasporto verso valle del geotessile rimosso.

11. Bibliografia

- ABELS H. (1892), Bestimmung des Waermeleitungsvermoegens des Schnees als Function seiner Dichtigkeit. *Repertorium fuer Meteorologie* (St. Petersburg) Bd. XVI, No. 1
- BRAITHWAITE, R. J. (1984). Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude? *Journal of Glaciology* 30(106), 364-368.
- CITTERIO M., DIOLAIUTI G., SMIRAGLIA C., D'AGATA C., CARNIELLI T., STELLA G. & SILETTO G. B. (2007), *The fluctuations of Italian glaciers during the last century: a contribution to knowledge about Alpine glacier changes*. *Geografiska Annaler*, 89, A3, 164-182.
- DIOLAIUTI G., SMIRAGLIA C. & MERALDI E. (2008), *Strategie di Protezione Attiva dei ghiacciai. Prime applicazioni Italiane e Risultati*. *Neve e Valanghe*, 65, 58-65.
- GULTEPE I. & G. A. ISAAC (1997), *Liquid Water Content and Temperature Relationship from Aircraft. Observations and Its Applicability to GCMs*. *Journal of Climate*, VOLUME 10, American Meteorological Society
- HARTMANN (1994), *Global Physical Climatology - International geophysics Series Volume 56*
- KLOK E.J., & OERLEMANS J., (2002): Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 48 (163): 505-518.
- KLOK E.J., GREUELL J.W. & OERLEMANS J., (2003): Temporal and spatial variation of the surface albedo of the Morteratschgletscher, Switzerland, as derived from 12 Landsat images. *Journal of Glaciology*, 49 (167): 491-502.
- KLOK E.J., & OERLEMANS J., (2004): Modelled climate sensitivity of the mass balance of Morteratschgletscher and its dependence on albedo parameterization. *International Journal of Climatology*, 24: 231-245.
- NICHOLSON L. & BENN D. I. (2006), *Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data*, *Journal of Glaciology*, Vol. 52, No. 178
- OERLEMANS J. (2000), *Analysis of a 3 year meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland: energy and mass balance*, *Journal of Glaciology*, Vol. 46, No. 155
- OERLEMANS J., (2004): Automatic Weather Station. Workshop 28-31 March 2004, Pontrezina (Switzerland), 115 pp.

- OERLEMANS J., (2005a): The microclimate of glaciers – I. Lecture notes from Karthaus summer school 2005, Utrecht University, 13 pp.
- OERLEMANS J., (2005b): The microclimate of glaciers – II. Lecture notes from Karthaus summer school 2005, Utrecht University, 11 pp.
- OERLEMANS J AND B GRISOGONO (2002): Glacier wind and parameterisation of the related surface heat flux. *Tellus A* 54, 440-452.
- OERLEMANS J. AND HOOGENDOORN N.C., (1989): Mass-balance gradients and climatic change. *Journal of Glaciology*, 35 (121): 399-405.
- OERLEMANS J. & VUGTS H. F., (1993): A meteorological experiment in the melting zone of the Greenland ice sheet. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74 (3): 355-365.
- OERLEMANS J, ANDERSON B., HUBBARD A., HUYBRECHTS P., JÓHANNESSEN T., KNAP W. H, SCHMEITS M., STROEVEN A. P., VAN DE WAL R. S. W., WALLINGA J. & ZUO Z., (1998): Modelling the response of glaciers to climate warming. *Climate Dyn.*, 14 (4): 267-274.
- OERLEMANS J., KNAP W. H., (1998): A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 44 (147): 231-238.
- OERLEMANS J., BJÖRNSSON H., KUHN M., OBLEITNER F., PALSSON F., SMEETS P. VUGTS H.F. & DE WOLDE J., (1999): Glacio-meteorological investigations on Vatnajökull, Iceland, summer 1996. *Boundary-Layer Meteorol.*, 92: 3-26.
- OERLEMANS, J. & KLOK E. J., (2002): Energy balance of a glacier surface: analysis of automatic weather station data from the Morteratschgletscher, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34 (4): 477–485.
- OLEFS M. & A. FISCHER (2008), *Comparative study of technical measures to reduce snow and ice ablation in Alpine glacier ski resorts*. *Cold Regions Science and Technology* 52, 371–384.
- REIJMER C., GREUILL W. & OERLEMANS J., (1999): The annual cycle of meteorological variables and the surface energy balance on Berkner Island, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 29: 49-54.
- SCHWERDTFEGGER P. (1963), *Theoretical derivation of the thermal conductivity and diffusivity of snow*, Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ, - iaahs.info

1.3 Valutazione delle strategie di protezione attiva mediante coperture geotessili sul Ghiacciaio del Presena Occidentale nell'estate 2012

1. Introduzione

L'obiettivo della ricerca era di valutare e quantificare le capacità di protezione di neve e ghiaccio da parte di coperture geotessili sperimentali e di operare un confronto con i teli geotessili tradizionali. Come sito è stato scelto il Ghiacciaio Presena Occidentale, dove già negli anni precedenti si è proceduto alla collocazione di geotessili di tipo tradizionale e dove l'Università di Milano ha già condotto lavori di glaciologia applicata (Diolaiuti et al., 2011). I rilievi di terreno sono stati effettuati durante l'estate 2012 ad opera dello scrivente che ha curato poi l'elaborazione dei dati e la stesura delle relazione finale. Si sono condotte in totale sette uscite di campo per le misure sperimentali.

In particolare nell'estate 2012 sono stati testati materiali geotessili a diversa composizione e peso per unità di area per testarne l'efficacia rispetto a materiali geotessili tradizionali ovvero in poliestere-polipropilene bianco puro con peso di 500gr/m² come il geotessile Iceprotector© utilizzato sul Ghiacciaio Dosdè nel 2008 e 2009 (si veda Diolaiuti et al., 2009) e i geotessili utilizzati sul Presena nel 2009, 2010 e 2011 (Diolaiuti et al., 2011). Lo scopo era verificare quanto la composizione influenzi l'efficacia protettiva del telo e quanto lo spessore sia determinante e testare l'usura stagionale dei singoli materiali per verificare quali possano venire riutilizzati per più anni successivi limitando i costi e l'impatto sull'ambiente (tutti i teli sono completamente abbattibili termicamente ma è ovvio che la loro combustione comporta emissioni di CO₂ e quindi il loro riutilizzo è a vantaggio di una riduzione delle emissioni e di un minore impatto sull'atmosfera e sul clima).

2. Proprietà termiche delle superfici analizzate e interazioni con la copertura geotessile.

Aspetti teorici

La fusione di una massa di neve o ghiaccio dipende dalla somma dei vari contributi dei flussi di calore ΣQ che raggiungono la superficie come sintetizzato nella seguente equazione:

$$\Sigma Q = SW_{in} - SW_{out} + LW_{in} - LW_{out} + LH + SH + Q_c = 0 \quad (1)$$

in cui SW_{in} è la radiazione solare incidente, SW_{out} è la radiazione solare riflessa dalla superficie analizzata, LW_{in} e LW_{out} sono rispettivamente la radiazione ad onda lunga emessa dall'atmosfera e dalla superficie analizzata, LH è il flusso di calore latente, SH il flusso di calore sensibile e Q_c il flusso di calore conduttivo, espressi in W/m^2 .

Senza protezioni geotessili di solito alle nostre latitudini l'80% della fusione è dovuta alla radiazione solare netta SW .

La copertura geotessile esplica la sua azione protettiva sia riducendo la SW assorbita sia modificando Q_c .

Pertanto gli aspetti teorici più interessanti sono la parametrizzazione del flusso di calore conduttivo da quantificare attraverso la temperatura superficiale (T_s) e l'analisi della variabilità dell'albedo (α) della superficie, che corrisponde al rapporto tra radiazione solare riflessa ed incidente, ovvero:

$$\alpha = SW_{in} / SW_{out} \quad (2)$$

pertanto la radiazione netta SW_{net} è

$$SW_{net} = SW_{in} - SW_{out} = SW_{in} * (1 - \alpha) \quad (3)$$

Dove $(1 - \alpha)$ è pari alla co-albedo ovvero alla percentuale di radiazione assorbita dalla superficie analizzata

In accordo alla legge di conduzione del calore di Fourier il flusso di calore conduttivo Q_c è pari a:

$$Q_c = K * (T_s - T_{ice}) / \Delta h \quad (4)$$

in cui K è la conducibilità termica tipica del materiale e dipendente dalle sue caratteristiche, T_s è la temperatura superficiale, T_{ice} è la temperatura del ghiaccio al punto di fusione (quindi $0^\circ C$ se al livello del mare), Δh è lo spessore del materiale

La fusione M (con segno negativo poiché per il ghiacciaio corrisponde ad una perdita) è data dal rapporto tra il flusso di calore che porta alla fusione Q_m (che in questo caso è pari al flusso di calore conduttivo Q_c) e il calore latente di fusione λ e la densità del materiale in fusione ρ come nella seguente:

$$M = -(Q_m / \lambda / \rho) \quad (5)$$

3. Materiali, metodie risultati

3.1 Collocazione dei geotessili

Le coperture geotessili, prodotte dalla Ditta Edilfloor e fornite gratuitamente ad UNIMI per lo svolgimento degli esperimenti, sono state posizionate a circa 2765 m di quota nella parte bassa del Ghiacciaio Presena Occidentale, a inizio luglio 2012 nel punto di coordinate medie $46.224523^{\circ}\text{N}$ $10.580597^{\circ}\text{E}$ e con esposizione Nord.

Le coperture geotessili utilizzate sono state posizionate sulla copertura nevosa del Ghiacciaio Presena al termine dell'attività sciistica estiva quando il ghiacciaio è posto a riposo e buona parte della superficie viene coperta con geotessili a cura della Società Impianti e della Provincia Autonoma di Trento. Si è proceduto nello stendimento dalla sinistra alla destra idrografica (ovvero da ovest a est) secondo l'elenco sotto indicato (ogni campione era costituito da due parcelle che sono state unite in sito mediante congiunzione tipo velcro, che ha creato seppur su una superficie limitata di 1-2 cm una sovrapposizione dei teli) :

1. Il campione 340 denominato BIO e costituito da materiale biologico avente una massa areica di 340 g/m² e uno spessore di 3,00 mm a 2kPa e contraddistinto da un bollino blu;
2. Il campione 340 in Polipropilene avente una massa areica di 340 g/m² e uno spessore di 3,20 mm a 2kPa e contraddistinto da un bollino giallo;
3. Il campione 340 denominato PES in Poliestere avente una massa areica di 340 g/m² e uno spessore di 3.00 mm a 2kPa e contraddistinto da un bollino arancione;
4. Il campione 500 denominato D in doppio strato avente una massa areica di 500 g/m² e uno spessore di 4.40 mm a 2kPa e contraddistinto da un bollino nero;
5. Il campione 500 in Polipropilene avente una massa areica di 500 g/m² e uno spessore di 3.70 mm a 2kPa e contraddistinto da un bollino verde.

3.2 Spessori nivali

Per la quantificazione della coltre nevosa neve presente sulla superficie del ghiacciaio e sottoposta a protezione con geotessile e delle sue variazioni stagionali è stato utilizzato come parametro l'Equivalente Idrico Nivale (o *Snow Water Equivalent*, da qui in poi definito SWE). I primi dati sono stati raccolti ad inizio estate il 26 e il 27 giugno 2012 mediante due trincee nivologiche. In questa occasione si è scavato sino a raggiungere il ghiaccio di ghiacciaio alla base della coltre nevosa e si è misurato lo spessore e la densità di ogni strato nevoso (Figg. 1a e 1b) per ricostruire lo spessore equivalente in acqua dell'intera colonna nevosa.

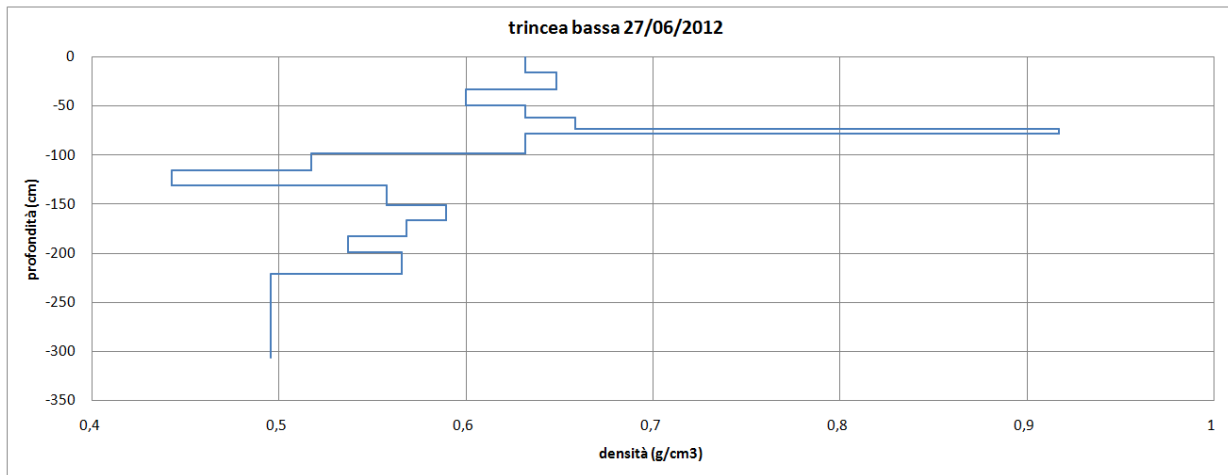


Fig.1a: Profilo di densità presso la trincea bassa realizzata il 27/6/12. La trincea bassa è stata effettuata nella posizione poi occupata dal geotessile 340 PES (nella sua parte bassa), era profonda 306 cm, con una densità media di 562 kg/m^3 che porta a stimare lo spessore equivalente in acqua della colonna nevosa pari a 172 cm w.e. (water equivalent).

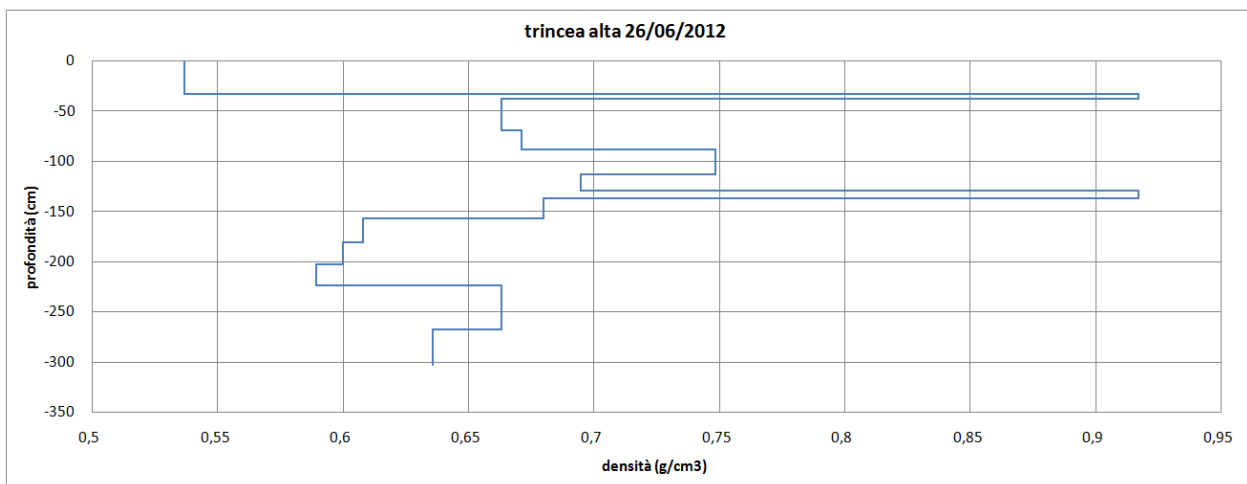


Fig.1b: Profilo di densità presso la trincea alta realizzata il 26/6/2012. La trincea alta è stata effettuata nella posizione poi occupata dal geotessile 340 PP (nella sua parte alta), era profonda 303 cm, per una densità media di 652 kg/m^3 che porta a stimare lo spessore equivalente in acqua della colonna nevosa pari a 198 cm w.e.

Successivamente il 29 agosto e il 20 settembre 2012 sono state misurate densità e spessore degli strati nevosi nei profili di neve residua sotto le coperture geotessili (Figg. 1c e 1d).

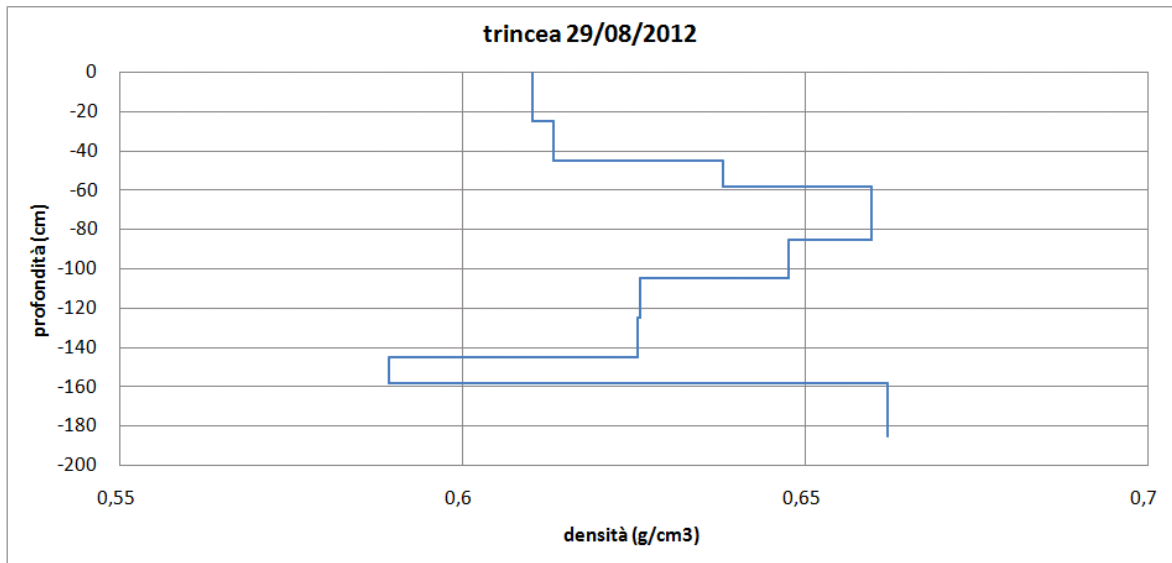


Fig.1c: Orofilo di densità ricavato dal rilievo effettuato nella neve residua sotto il geotessile 340 BIONella sua parte bassa il 29/8/2012. Il rilievo effettuato era profondo 185 cm, per una densità media di 633 kg/m³ che porta a stimare lo spessore equivalente in acqua della colonna nevosa pari a 117 cm w.e.

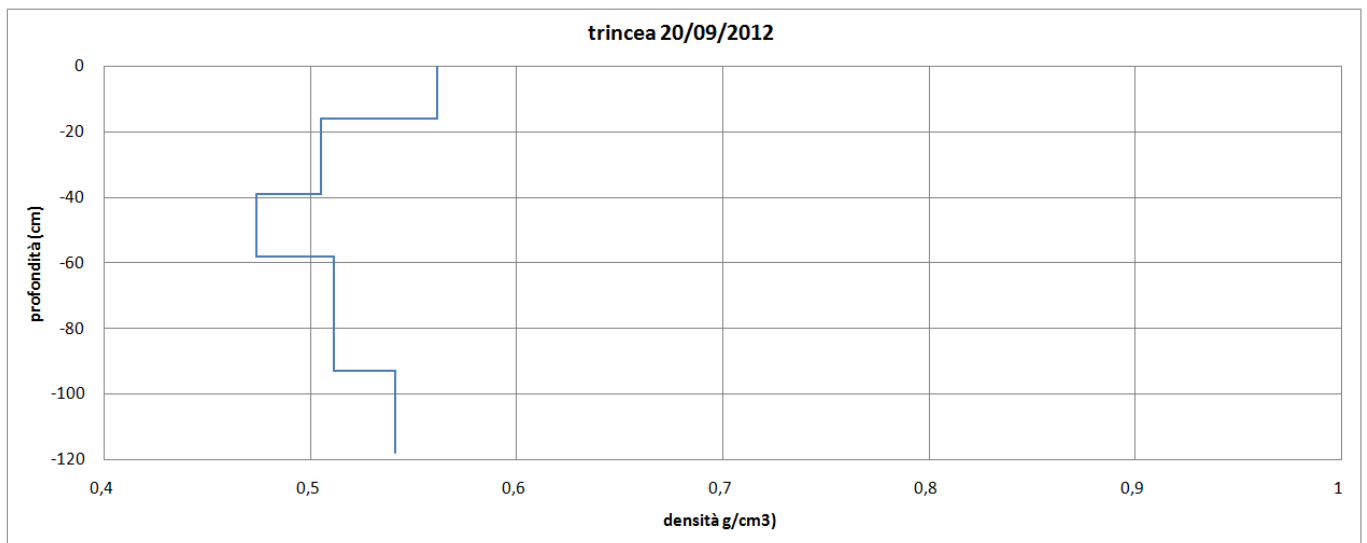


Fig.1d: Profilo di densità presso il rilievo effettuato lungo la neve residua sotto il geotessile il 20/9. Il rilievo, effettuato nella parte bassa del geotessile 340 BIO, era profondo 145 cm, per una densità media di 517 kg/m³ che porta a stimare lo spessore equivalente in acqua della colonna nevosa pari a 75cm w.e.

Inoltre periodicamente (nelle date 12 e 18 luglio, 1, 13 e 29 agosto e 20 settembre) sono stati effettuati dei sondaggi nivologici per rilevare l'altezza della neve sotto le coperture geotessili e misurare la differenza di emersione tra questi e la superficie glaciale.

3.3 Ablazione del ghiaccio glaciale

Per la quantificazione dell'ablazione del ghiaccio è stata localizzata sulla superficie del ghiacciaio una palina ablatometrica (ovvero un'asta in PVC bianco infissa nel ghiaccio tramite perforazione manuale) in data 13 agosto 2012, quando era ancora presente neve. Questa palina è stata periodicamente visitata per verificarne l'emersione dalla neve e/o dal ghiaccio allo scopo di quantificare la fusione estiva nivale e glaciale superficiale del ghiacciaio in condizioni non modificate (ovvero in assenza di copertura geotessile, si veda figura 2).

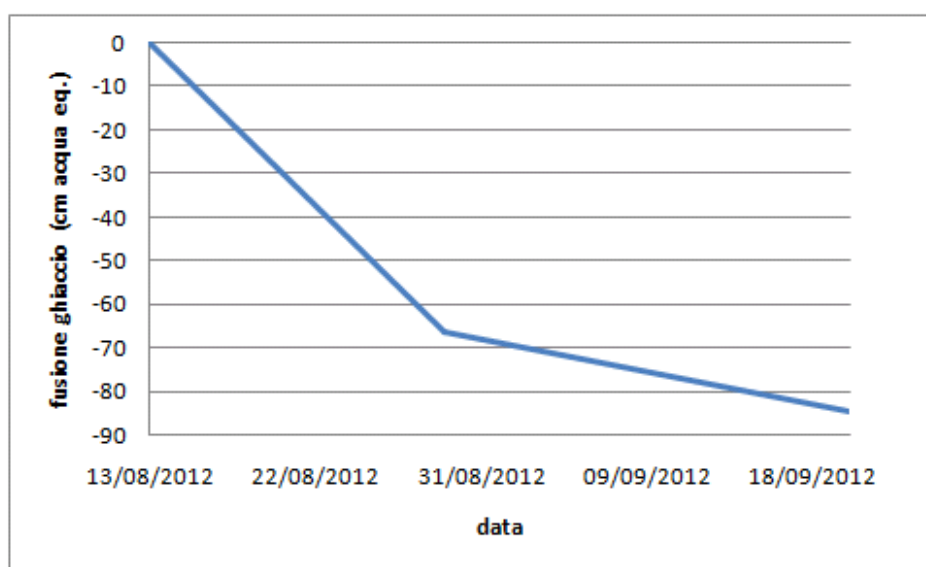


Fig. 2: Fusione del ghiaccio presso la palina ablatometrica installata sul Ghiacciaio Presena espressa in we

In condizioni naturali sono stati persi dal ghiaccio 67 cm we nel periodo compreso tra il 13/8 e il 29/8/2012 e 18 cmwe dal 29/8 al 20/9, per un totale di 85 cmw.e.

3.4 Radiazione e albedo

Mediante un radiometro netto Kipp and Zonen (modello CNR4) collegato ad un *data logger* ELOG di Lsi-Lastem alimentato da una batteria 5Ah in tampone con un pannello solare da 10W sono stati misurati i flussi radiativi ad onda corta e lunga entranti ed uscenti dalla superficie del Ghiacciaio Presena. Un radiometro netto è uno strumento costituito da 4 sensori per la radiazione e una sonda termica PT100 per la misura della temperatura dello strumento e la calibrazione dei dati radiativi ad onda lunga. I sensori radiometrici sono due pyranometri e due pyrgeometri ovvero strumenti che rilevano rispettivamente radiazione ad onda corta, cioè solare entrante e riflessa, e radiazione ad onda lunga, cioè termica, emessa dalla superficie analizzata e dall'atmosfera. Il

radiometro netto è stato utilizzato per effettuare misure periodiche della radiazione entrante ed uscente e quindi i flussi netti (18 luglio, 1, 13 e 29 agosto e 20 settembre) sui campioni geotessile. I dati raccolti sono stati elaborati ed analizzati per calcolare la radiazione netta entrante e l'albedo di ciascuna superficie di geotessile analizzata.

Ulteriori misure di radiazione sono state effettuate, prima dello stendimento dei geotessili sul ghiacciaio e nei laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano per quantificare le proprietà radiative dei materiali da testare.

Nei seguenti grafici (Figg. 3a e 3b) viene mostrato l'andamento dell'albedo. I valori minori si sono avuti l'11/7 in quanto i rilievi sono stati effettuati presso il Dipartimento di Scienze della Terra e il 20/9, quando le coperture geotessili erano già state asportate.

Utilizzando i valori medi dell'albedo, i geotessili con valore maggiore (e quindi con maggiore capacità riflettente) sono risultati nell'ordine il 500D, 500, il 340 PP, 340 PES, 340 BIO.

Al netto del dato del 20/9, invece i geotessili con valore di albedo maggiore sono risultati nell'ordine il 500D, il 340 PP, 500, 340 BIO, 340 PES.

Nella misura del 29/8 il campione 500 è risultato quello con l'albedo maggiore (cioè il più riflettente), probabilmente a causa di una minore copertura di polveri. Anche il 340 PES negli ultimi rilievi è risultato più riflettente del 340 BIO, infatti quest'ultimo sino al primo agosto ha registrato sempre un albedo maggiore del 340 PES, successivamente è stato minore.

Codice geotessile testato	Albedo media misurata					
	11/07/2012	18/07/2012	01/08/2012	13/08/2012	29/08/2012	20/09/2012
500	0.197	0.573	0.578	0.561	0.577	0.400
340 PP	0.284	0.533	0.622	0.585	0.497	0.287
500 D	0.315	0.567	0.625	0.598	0.539	0.336
340 PES	0.263	0.508	0.575	0.556	0.489	0.295
340 BIO	0.274	0.522	0.599	0.555	0.469	0.174
TenCateToptex GLS 340 2012				0.434		
neve sporca		0.382	0.462	0.267		
TenCateToptex GLS 340 2011			0.440			

Tab. 1: Valori di albedo media misurata in condizioni naturali e sopra i geotessili.

Sono stati effettuati confronti con i materiali utilizzati gli anni precedenti per la copertura del ghiacciaio e con coperture nevose "vecchie" (a fine stagione o comunque lontano dalle precipitazioni) e quindi "sporche" (ovvero con presenza di detrito fine superficiale e polveri). Ne è risultato che:

l'1 Agosto la neve ha evidenziato un albedo maggiore rispetto al telo utilizzato nel 2011 e di nuovo nel 2012, ma sensibilmente inferiore a tutti i teli sperimentali;

il 13 agosto la neve, a causa dell'incremento delle particelle fini superficiali, ha evidenziato un albedominore rispetto al telo tradizionale collocato nel 2012 e molto minore rispetto ai teli sperimentali.

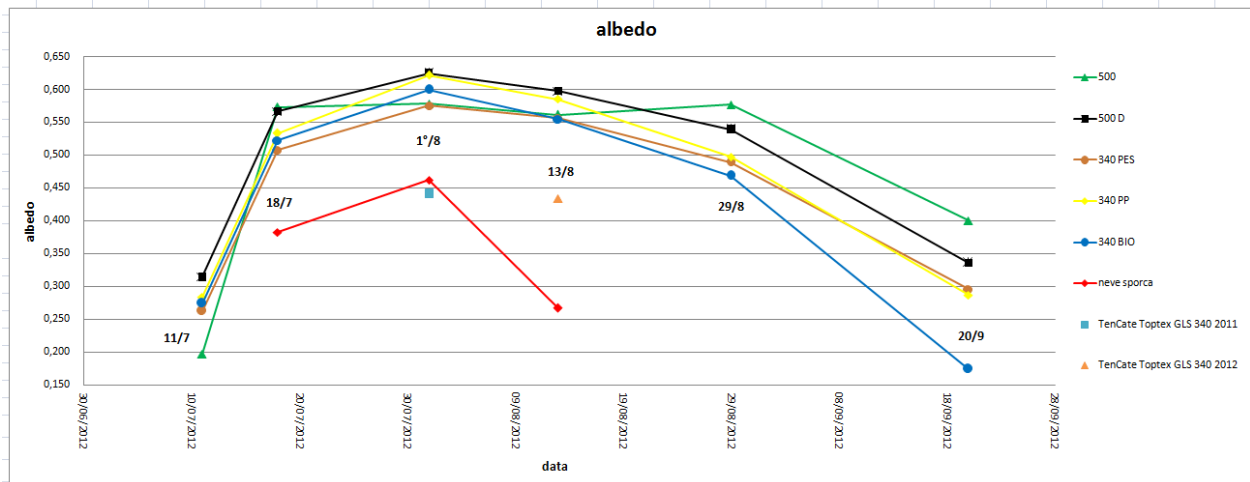


Fig.3a: Albedo media presso ogni geotessile nei giorni indicati.

Per verificare la qualità dei dati ottenuti sono stati effettuati confronti anche ponendo una soglia minima di 300 W/m^2 per la S_{Win} e di 180 W/m^2 per la S_{Wout} , in quanto con radiazioni minori (in condizioni di cielo nuvoloso), la misura dell'albedo può essere resa meno precisa da fenomeni di multi riflessione e diffusione della radiazione. La verifica ha dimostrato che non vi sono state variazioni di rilievo nei dati medi (Fig. 3b).

Codice materiale	Albedo media					
	11/07/2012	18/07/2012	01/08/2012	13/08/2012	29/08/2012	20/09/2012
500	0.283	0.573	0.590	0.566	0.577	0.434
340 PP	0.284	0.533	0.588	0.580	0.497	
500 D	0.315	0.567	0.625	0.597	0.539	0.339
340 PES	0.263	0.508	0.568	0.557	0.491	0.300
340 BIO	0.295	0.522	0.590	0.556	0.468	
TenCateToptex GLS 340 2012				0.433		
neve sporca		0.382	0.470	0.274		

Tab. 2: Valori di albedo media misurata in condizioni naturali e sopra i geotessili.

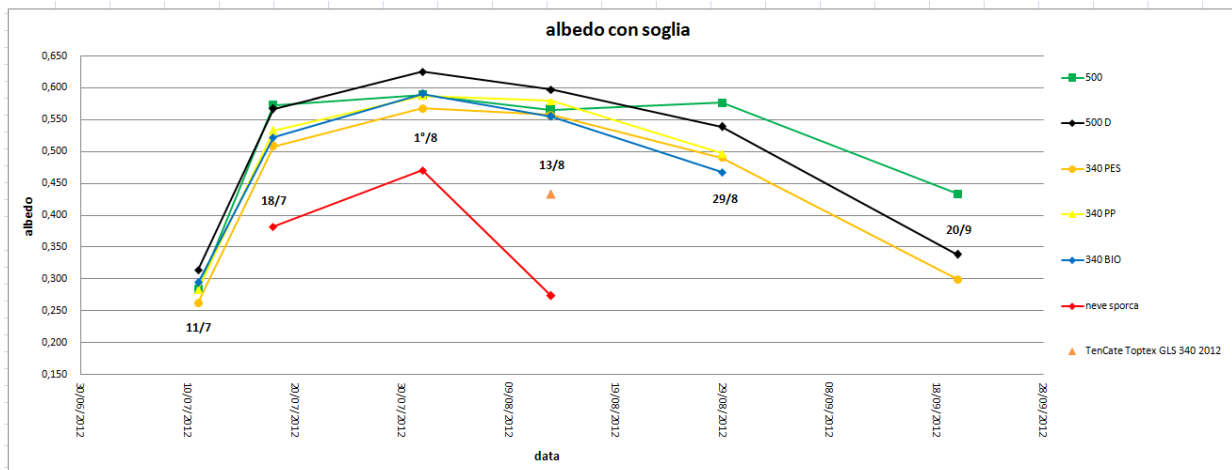


Fig.3b: albedo media presso ogni geotessile nei giorni indicati. Sono stati utilizzati valori soglia di 300 W/m^2 per la SWin e di 180 W/m^2 per la SWout.

3.5 Temperatura superficiale

Le temperature superficiali dei teli sono state misurate presso i 5 diversi geotessili (con termometri collocati appena al di sotto delle coperture e ad esse parallele). In figura 3c è mostrato l'andamento medio giornaliero della temperatura superficiale. Questi valori dipendono dalla temperatura dell'aria e dalla radiazione solare, ma anche dalle proprietà termiche del geotessile. Si evidenzia una temperatura quasi costantemente più elevata per il 340 BIO.

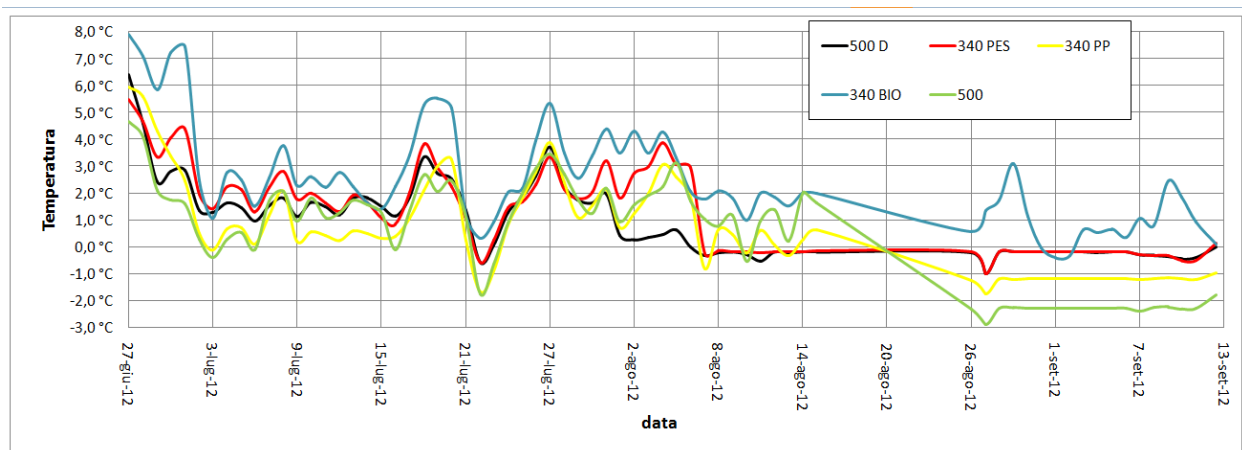


Fig.3c: andamento della temperatura superficiale sotto i differenti geotessili.

4. Sintesi dei risultati

La fusione totale di ghiaccio e neve sotto i differenti geotessili è presentata nella tabella 3a e nella figura 4a.

Periodo analizzato 27/6/2012– 20/9/2012	fusione neve	fusione ghiaccio	fusione totale
	Δ SWE	Δ IWE	
(cm acqua equivalente totale)			
condizioni naturali	-176	-85	-261
500	-11	-7	-18
340 PP	-81	-7	-88
500 D	-27	-7	-34
340 PES	-52	-7	-59
340 BIO	-90	-7	-97

Tab. 3a: Confronto tra la fusione totale in condizioni naturali e sotto i geotessili.

L'entità di ghiaccio fuso è stata misurata solo al di sotto del telo 340BIO. Poiché il geotessile riesce a preservare quasi completamente il ghiaccio e non la neve, allora si può assumere che la fusione del ghiaccio sia uguale per ogni telo preso in esame e quindi pari a -7 cm w.e. Inoltre il telo 340BIO è risultato il meno efficace per la riduzione della fusione della neve e quindi dovrebbe avere fornito il valore massimo di fusione del ghiaccio.

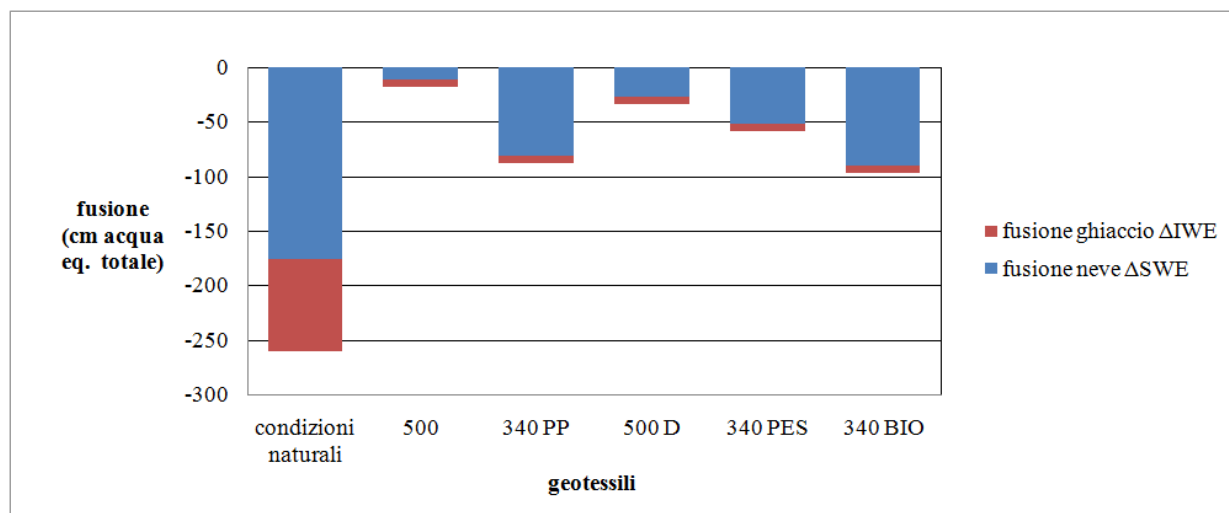


Fig. 4a: Confronto tra la fusione totale in condizioni naturali e sotto i geotessili.

La fusione giornaliera di ghiaccio e neve sotto i differenti geotessile è presentata nella tabella 3b e nella figura 4b.

27/6/202–20/9/2012	fusione neve	fusione ghiaccio	fusione totale
	Δ SWE	Δ IWE	
	(cm acqua equivalente al giorno)		
condizioni naturali	-2.07	-1.00	-3.07
500	-0.13	-0.08	-0.21
340 PP	-0.95	-0.08	-1.04
500 D	-0.32	-0.08	-0.40
340 PES	-0.61	-0.08	-0.69
340 BIO	-1.06	-0.08	-1.14

Tab. 3b: Confronto tra la fusione giornaliera in condizioni naturali e sotto i geotessili.

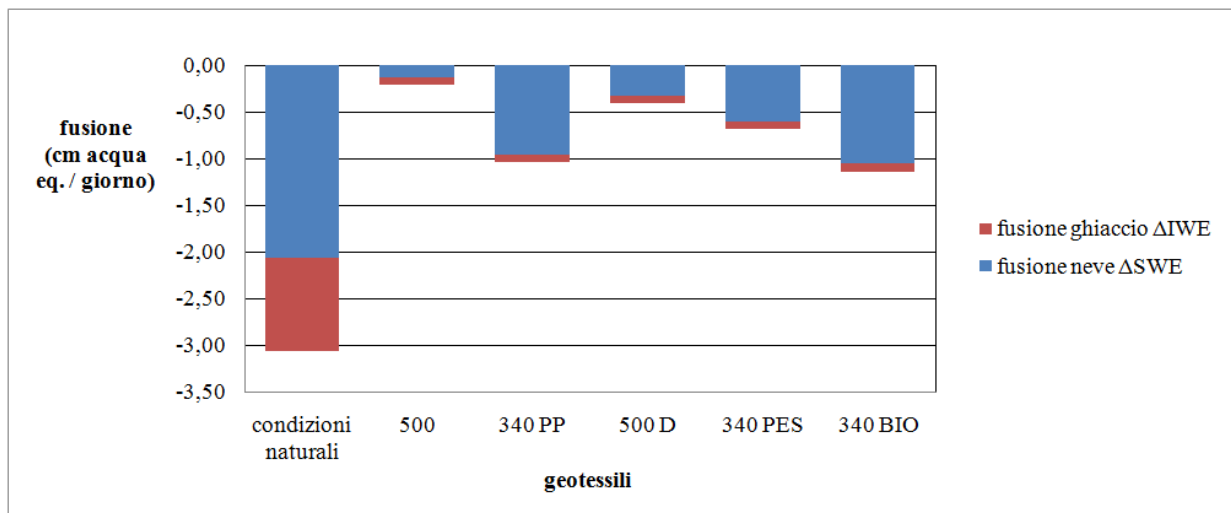


Fig. 4b: Confronto tra la fusione totale in condizioni naturali e sotto i geotessili

L'andamento dell'equivalente idrico totale, la somma cioè di quello nivale (SWE) e di quello del ghiaccio (IWE), per tutta la durata del rilievo è presentata nella figura 4c.

Le coperture geotessili hanno preservato tra il 62 % (campione 340 BIO) e il 94% (campione 500) dell'equivalente idrico totale rispetto alle condizioni naturali e tra il 49 % (campione 340 BIO) e il 94% (campione 500) della neve che è invece fusa in condizioni naturali.

SWE	27/06/2012	12/07/2012	18/07/2012	01/08/2012	13/08/2012	29/08/2012	20/09/2012
condizioni naturali	184.98	127.63	108.11	-	8.93	0	0
340 BIO	184.98	164.63	148.01	-	124.05	120.54	90.80
340 PP	184.98	-	-	-	130.54	126.65	103.85
340 PES	184.98	-	-	-	166.70	145.65	133.38
500 D	184.98	-	-	-	-	-	157.52
500	184.98	-	-	-	-	177.31	174.03

Tab. 4: Confronto tra la fusione nivale in condizioni naturali e presso i geotessili distinti per periodi.

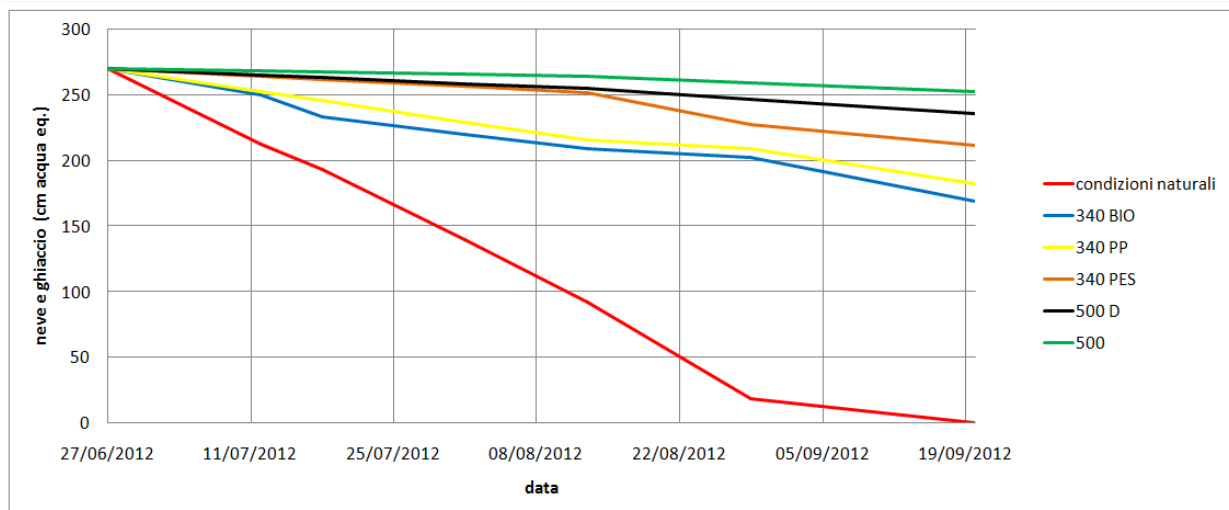


Fig. 4c: Confronto tra la fusione totale in condizioni naturali e sotto i geotessili per tutto il periodo del rilievo.

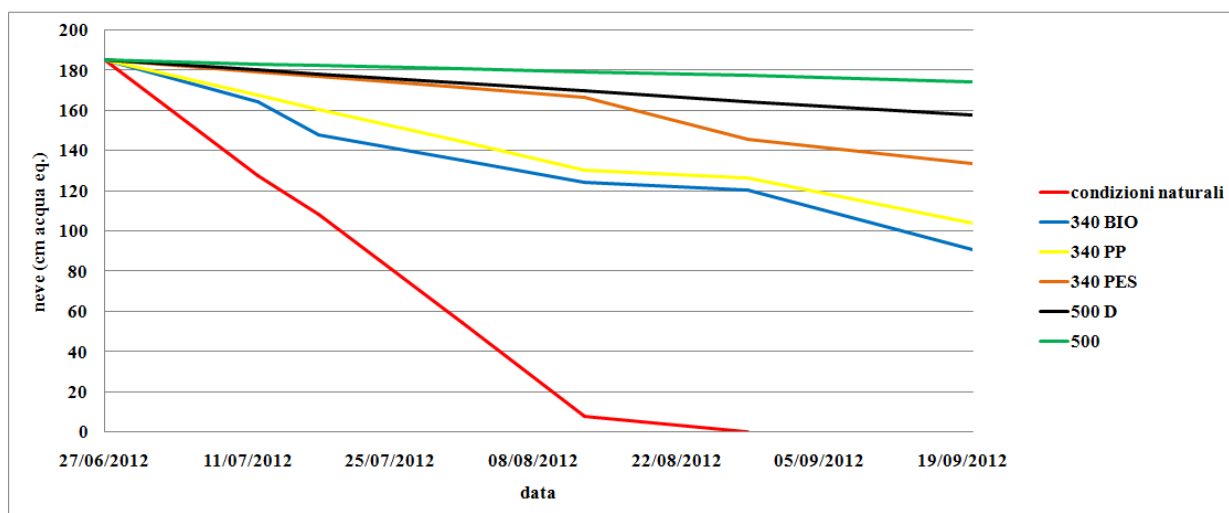


Fig. 4c: Confronto tra la fusione nivale in condizioni naturali e presso i geotessili distinti per periodi

Dai dati raccolti è possibile evidenziare una significativa correlazione tra l'entità della fusione di ghiaccio e neve media giornaliera e l'albedo media giornaliera (Fig. 5a) e una correlazione quasi altrettanto significativa fra la fusione e la temperatura media giornaliera nell'intero periodo considerato (27/6-20/9) (Fig. 5b). La fusione quindi aumenta al diminuire dell'albedo e all'aumentare della temperatura superficiale.

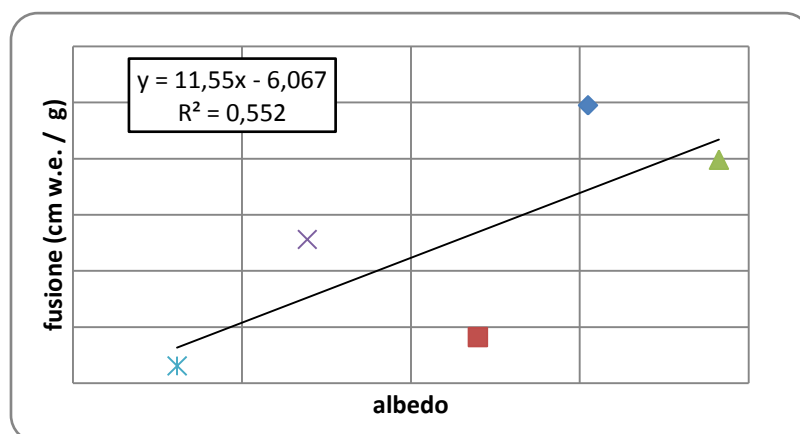


Fig. 5a: confronto tra la fusione giornaliera e l'albedo medio sotto i 5 diversi geotessile.

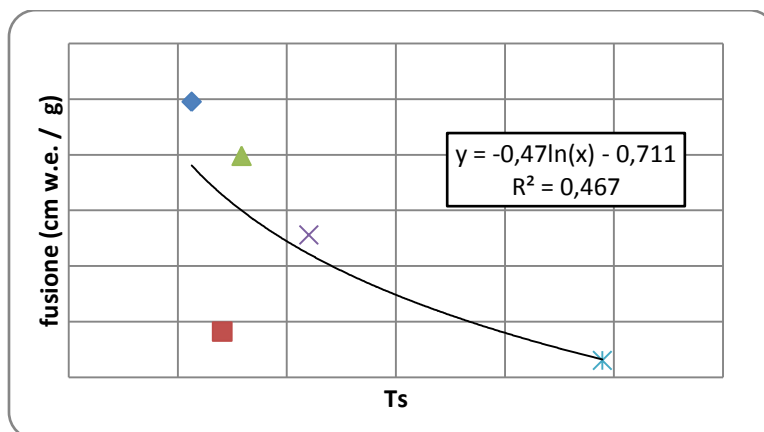


Fig. 5b: confronto tra la fusione giornaliera e la temperatura superficiale sotto i 5 diversi geotessile

In sintesi durante l'estate (all'incirca inizio luglio-fine settembre) la protezione esercitata dai teli sperimentali è stata notevolmente efficace, anche se in misura diversa. Va sottolineata la difficoltà di effettuazione delle misure specialmente sui teli collocati più all'interno (500 e 500D). Le difficoltà e la precisione delle misure sono state condizionate dalla morfologia della superficie glaciale, sensibilmente inclinata da est verso ovest, e dalla morfologia della superficie del telo. In questo caso infatti la superficie risultante presentava irregolarità e gradini non solo in corrispondenza dei singoli teli che avevano caratteristiche tecniche diverse, ma anche lungo le giunzioni fra le due parcelle costituite dallo stesso tipo di telo.

La riduzione della fusione di neve e ghiaccio è stata in tutti i casi superiore al 60% ed è stata più bassa nei teli di tipo 340 (63% per il tipo 340BIO con punte dell'80% nel tipo 340PES). Più elevate le percentuali di riduzione della fusione per i teli di maggiore spessore di tipo 500, che hanno superato l'80%. Questi valori elevati sono probabilmente sovrastimati a causa delle difficoltà di raccolta dei dati, ma indicano senza dubbio l'elevata capacità di protezione dei teli di maggiore spessore (si veda la Fig. 4c). Questo è confermato dalle temperature più basse misurate sui teli di tipo 500 e dalla loro elevata albedo (Figg. 3c e 3a).

Per avere dei termini di paragone, si ricorda che in esperimenti realizzati precedentemente su un altro ghiacciaio con teli tradizionali (Diolaiuti et al., 2009) la riduzione della fusione era stata di circa il 70%.

5. Bibliografia

DIOLAIUTI G., SMIRAGLIA C. & MERALDI E. (2009a) - *Strategie di protezione “attiva” dei ghiacciai. Prime applicazioni italiane e risultati*. Neve e Valanghe, 65, 58-64.

DIOLAIUTI G., SENESE A., MOSCONI B., D’AGATA C., MIHALCEA C., SMIRAGLIA C. AND TRENTI A. (2011) – *Effetti delle misure di protezione glaciale attiva sul bilancio energetico puntuale del Ghiacciaio Presena in provincia di Trento*. Neve&Valanghe, 74, 54-63.