

## 2. Bilancio idrologico e di massa del Ghiacciaio Dosedé Orientale

In questo capitolo si espongono i modelli applicati per lo studio del bilancio idrologico del bacino idrologico Dosedé – Viola e del bilancio di massa del Ghiacciaio Dosedé Orientale.

### 2.1 Modello idrologico del bacino Dosedé-Viola

#### 1. Introduzione

La valutazione dell'accumulo nivale e la stima del periodo di fusione rappresentano le condizioni iniziali per lo sviluppo di modelli di deflusso dovuti all'ablazione. Per quanto riguarda le aree glaciali, il bilancio di massa dei ghiacciai è controllato, da un lato dalla deposizione sotto forma nivale, che ne costituisce l'input primario e dalla redistribuzione ad opera dei fenomeni gravitativi e di vento, e dall'altro, dal bilancio energetico della massa glaciale che influenza la fusione ed in piccola parte l'evaporazione (Bocchiola D. et al., 2008). Questo breve lavoro, svolto sul Ghiacciaio Dosedé Orientale concerne il periodo in cui si ha prettamente fusione di neve e di ghiaccio (dal 4 giugno al 3 ottobre 2009).

Si riportano qui i risultati ottenuti nell'attività di monitoraggio e modellazione idrologica dei deflussi nell'alveo glaciale del torrente Dosedé, ubicato in Alta Val Viola Bormina, ubicato in prossimità del Rifugio Federico Dosedé.

Tale torrente raccoglie i deflussi di fusione nivo-glaciale relativi al bacino contribuente del gruppo glaciale del Dosedé.

L'attività preliminare è consistita nell'installazione di un misuratore (stagionale) di livello in alveo, allo scopo di monitorare l'andamento stagionale del deflusso nell'alveo.

Accoppiando la lettura dei livelli ad una scala di deflusso opportunamente calibrata è possibile infatti valutare l'entità dei deflussi fluviali, misurati in unità di massa, o volume di acqua per secondo che transitano all'interno dell'alveo nel periodo investigato.

Si è condotta quindi una calibrazione della scala di deflusso, tramite misurazione diretta della portata in alveo con misuratore a guado del tipo *flow tracker*, strumento particolarmente sofisticato

e preciso, che consente di valutare il campo di velocità del flusso in tratti di alveo lungo una sezione trasversale, rendendo possibile la stima delle portate per integrazione.

Tramite tale scala calibrata, consistente in una curva espressa tramite opportune equazioni matematiche atte a legare il livello del flusso alla portata, è stato possibile valutare l'andamento temporale delle portate in alveo per un periodo di tre mesi circa durante la stagione di fusione dell'anno passato 2009.

Si presentano quindi qui i risultati di tali misure di livello e stime delle portate.

Si presenta inoltre un'analisi preliminare atta a studiare la correlazione tra le portate in alveo e le variabili climatiche (tra cui temperatura e pioggia) misurate nel bacino in questione, necessaria al susseguente sviluppo di un modello idrologico su base fisica.

Si presenta la metodologia utilizzata per il caso del bacino del Dosd  e una sintesi dei risultati, e si delineano i principali spunti di interesse, nonch  i possibili sviluppi futuri.

## **2. Dati, materiali e metodi utilizzati**

Per lo studio del bilancio idrologico del bacino sono stati utilizzati dei dati misurati od osservati internamente al bacino stesso e al di fuori dello stesso, presso le stazioni meteorologiche limitrofe di ARPA Lombardia, posizionate a quote inferiori a quelle del bacino d'analisi, e successivamente riportarle in quota per mezzo di gradienti lineari.

### **2.1 Dati interni al bacino:**

#### 1) Temperature [ C]

Dati della A.W.S. (Automatic Weather Station, stazione meteorologica automatica) installata presso il rifugio del CAI "Federico Valgoi" in corrispondenza della sezione di chiusura del bacino, dal 12 settembre al 3 ottobre; con dati misurati ogni 10 minuti.

Dati della A.W.S. posizionata sul plateau del ghiacciaio Dosd  Orientale a quota 2745 m, dal 1 giugno al 3 ottobre; ogni ora.

#### 2) Livello idrometrico [m] e Portate [m<sup>3</sup>/s]

Misurate con un sensore piezoelettrico installato sotto al ponte del torrente Viola in prossimit  del rifugio "Federico Valgoi".

#### 3) Spessore del manto nevoso [mm]

Le misure sono state effettuate in corrispondenza della stazione di misura sul Ghiacciaio Dosd  Orientale ed alle quote 2850 m e 2600 m (la quota della fronte) al 4/06/09.

#### 4) Densit  media del manto nevoso [kg/m<sup>3</sup>]

È stata realizzata una trincea nivologica in prossimità della stazione meteo in quota al fine di misurare la densità di successivi strati di neve; essa tende ad aumentare con la profondità di sepoltura. Per motivi di praticità e di insufficienza di ulteriori misure con cui poter fare ipotesi di interpolazione, è stato adottato un valore costante di densità della neve con la quota pari alla media delle densità osservate in maniera puntuale alla quota 2850 m s.l.m. Di seguito sono riportati in tabella i valori di densità media della neve per ciascun sotto periodo di monitoraggio. Il valore di densità adottato per il modello è  $605,22 \text{ kg/m}^3$ .

#### 4) Ablazione neve e ghiaccio [mm w.e.]

Dati delle paline ablatometriche poste rispettivamente a quota 2745 m e 2800 m sul plateau del ghiacciaio Dosdè Orientale nei periodi dal 4 giugno al 3 ottobre (suddivisi in 3 sottoperiodi).

## 2.2 Dati esterni al bacino:

1) Precipitazioni [mm w.e.] delle stazioni meteorologiche di proprietà di Arpa Lombardia limitrofe al bacino di interesse per l'intero periodo di monitoraggio (dal 1 giugno al 3 ottobre; ogni ora):

Bormio (1125 m s.l.m.)

Cancano (1930 m s.l.m.)

Vallaccia (2660 m s.l.m.)

## 3. Elaborazioni

### 3.1 Temperature

Come prima cosa sono state calcolate le medie giornaliere di temperatura utilizzando come input le misure effettuate dalla stazione A.W.S. alla quota 2850 m s.l.m., le quali si sono rivelate affidabili in termini di completezza della serie. Successivamente la temperatura è stata determinata per ciascuna delle fasce di quota in cui abbiamo suddiviso il bacino glacializzato mediante un opportuno lapse rate (gradiente) di temperatura.

E' stato applicato un lapse rate di  $-0.0088 \text{ }^\circ\text{C/m}$ , gradiente medio per aree montane caratterizzate da elevata presenza di ammassi rocciosi (per esempio Mihalcea et al., 2006).

La temperatura alle quote d'interesse pertanto è stata calcolata attraverso la seguente formula a partire dalla temperatura  $T_0$  misurata presso la stazione meteorologica:

$$T_x = T_0 + \text{lapse rate} * (z_x - z_0)$$

dove:

$z$  è la quota [m],

$T_x$  è la temperatura alla quota  $z_x$  [°C].

### 3.2 Misure di ablazione della neve e del ghiaccio

Le misure di accumulo e di ablazione del ghiaccio sono state effettuate utilizzando come punti di riferimento delle paline, ovvero delle particolari aste graduate cave solitamente in PVC di lunghezza di 2-3 m che vengono infisse sulla superficie del ghiacciaio mediante fori praticati tramite apposite trivelle manuali, costituite da un tubo di acciaio. A regolari intervalli di tempo è necessario recarsi sull'apparato glaciale monitorato ed effettuare misure di emersione delle paline dalle superfici del ghiacciaio. Nella stagione di ablazione 2009 sul Ghiacciaio Dosd  Oriente le letture sono state effettuate in data 4 giugno, 25 luglio, 14 agosto e 3 ottobre: la differenza tra una misura e la precedente letta su ogni palina indica la variazione di spessore del ghiaccio e della neve in quel punto. Se la palina emerge maggiormente significa che si   verificata una diminuzione ed   quindi   prevalsa l'ablazione, mentre se l'emersione della palina   minore se ne deduce che si   avuto un incremento dello spessore ed   prevalso, quindi, l'accumulo a causa di maggiore flusso glaciale, anche se di solito si tratta di un errore (non si riesce accumulare ghiaccio d'estate, a meno di un livello di rigelo).

Le misure di accumulo e di ablazione della neve, invece, vengono effettuate attraverso sonde nivometriche ovvero aste graduate che vengono infisse nel ghiacciaio nei punti in cui l'operatore ritiene opportuno e sono misure istantanee.

In tabella 1 vengono riportate le misure di ablazione del ghiaccio effettuate presso le paline, rispettive per ciascun periodo e in totale:

IWE- [mm]	quota [m s.l.m.]	4/6-25/7/2009	26/7-14/8/2009	15/8-3/9/2009	TOTALE
PALINA BASSA	2850	0,00	687,75	1109,57	1797,32
PALINA ALTA	2900	0,00	513,52	981,19	1494,71

*Tab 1: IWE misurato presso le paline*

In tabella 2 vengono riportate le misure di ablazione della neve effettuate presso le paline, rispettive per ciascun periodo e in totale:

SWE	quota [m s.l.m.]	4/6-25/7/2009	26/7-14/8/2009	15/8-3/9/2009	TOTALE
PALINA BASSA	2740	1321,53	191,50	0,00	1513,04

PALINA ALTA	2790	1303,58	209,46	0,00	1513,04
-------------	------	---------	--------	------	---------

Tab 2: SWE misurato presso le paline

Comunemente la ablazione della neve misurata in millimetri di acqua equivalenti viene indicata con la sigla S.W.E. stante per snow water equivalent, mentre quella del ghiaccio I.W.E., ice water equivalent.

$$SWE = h_s * \rho_s / \rho_w$$

$$IWE = h_i * \rho_i / \rho_w$$

dove:  $\rho$  è la densità dello strato considerato [kg/m<sup>3</sup>],

$h$  è l'altezza dello strato considerato [mm].

### 3.3 Calcolo dello spessore iniziale della neve

Disponendo di sole tre misure di spessore iniziale, due della quali molto ravvicinate dal punto di vista piano-altimetrico, si è optato per una interpolazione lineare tra lo spessore misurato alla fronte del ghiacciaio Dosedé Orientale e quello alla A.W.S. alla quota 2850 m s.l.m.

### 3.4 Calcolo della curva di deplezione

La curva di deplezione è una funzione matematica, determinata per interpolazione di dati puntuali, che per ogni quota assegnata restituisce la data (in giorni giuliani, successivamente convertiti in formato data) in cui teoricamente tutta la neve inizialmente presente è fusa.

Nel nostro caso la curva è stata realizzata fittando tre diversi punti con una funzione di secondo grado crescente con la quota. I dati utilizzati sono di diversa natura ma tutti attendibili. In primo luogo si è notato che alla quota di 2850 m della A.W.S sul plateau del Dosedé Orientale in data 26 luglio si è verificato un brusco calo dell'indice di riflettività, o albedo: si è giustificato questo comportamento dovesse, appunto, dipendere dalla completa fusione del manto nevoso il quale "scomparendo" lasciava rinvenire il ghiaccio nudo. È noto che la neve fresca può raggiungere picchi di riflettività del 90% mentre il ghiaccio solo del 40%. In secondo luogo avvalendoci dei dati di spessore di neve (in mm) della stazione Arpa di Livigno La Vallaccia, posta a quota 2660 m, abbiamo monitorato l'andamento di quest'ultimo registrandone un annullamento in corrispondenza del 12 luglio. Infine dalle osservazioni effettuate in situ è stato possibile determinare la linea delle nevi persistenti e la data alla quale tutta la neve alle quote immediatamente inferiori era fusa.

### 3.5 Calcolo dell'ablazione glacio-nivale

Per quantificare le perdite di altezza d'acqua equivalente di neve e ghiaccio fusi sui ghiacciai maggiormente estesi presenti all'interno del bacino di studio abbiamo adottato il metodo del positive degree-day, che traducendo letteralmente dall'inglese significa gradi-giorno positivi.

L'obiettivo è quello di determinare dei coefficienti chiamati PDDF (per l'appunto positive degreeday factor) i quali indichino la fusione media giornaliera, rispettivamente di neve e di ghiaccio, per unità di grado Celsius di temperatura: quest'ultima grandezza è, secondo tale modello, la variabile che fondamentalemente regola il processo di ablazione. Per la stima dei PDDF sono stati utilizzati i dati di ablazione presso le paline (S.W.E. e I.W.E.) collocate sul ghiacciaio Dosd  Oriental e i dati di temperatura opportunamente distribuiti sulle quote di interesse con il lapse rate, come gi  discusso in precedenza: nello specifico il metodo prevede il calcolo dei PDD, ovvero dei positive degree-days, definiti dalla somma delle temperature medie giornaliere positive su un prefissato intervallo di tempo.

$$\text{PDDF snow} = \text{S.W.E.} / \text{PDD snow}$$

$$\text{PDDF ice} = \text{I.W.E.} / \text{PDD ice}$$

Per quanto riguarda la fusione del ghiaccio abbiamo lavorato sotto l'ipotesi che la sua distribuzione fosse confinata alla estensione dei ghiacciai da noi considerati. I parametri utili sono stati cos  determinati:

- PDDice calcolato a partire dalle date risultanti dalla curva di deplezione;   stata inoltre considerato un valore di neve soglia pari a circa 150 mm w.e. che rappresenta la quantit  di neve residua il 26 luglio (data di inizio del secondo periodo di monitoraggio paline) alla quota 2850 m, laddove essa andr  incontro a completa fusione in data 31 luglio.   sembrato ragionevole pensare che un tale strato poco significativo di spessore nivale non fosse completamente in grado di isolare termicamente il ghiaccio sottostante.
- PDDFice calcolato come valor medio dei singoli PDDFice in corrispondenza delle paline e mantenuto costante con la quota, ovvero pari a 5,75 mm w.e. /  C / d

Di conseguenza   stato possibile determinare l'ablazione giornaliera di ghiaccio in millimetri equivalenti (I.W.E.) per ciascuna fascia di quota semplicemente moltiplicando il PDDFice relativo a ciascuna di esse per la temperatura media giornaliera dell'aria alla medesima altitudine:

$$\text{I.W.E.} = \text{PDDF ice} * ( T_{\text{aria}} - T_0 )$$

Dove  $T_0$    la temperatura soglia ovvero la temperatura di fusione del ghiaccio pari a 0 C.

Per quanto riguarda la fusione della neve invece si è assunta l'ipotesi che essa fosse distribuita sulla superficie dei ghiacciai ed in egual modo sul bacino esternamente ad essi a partire dalla quota 3050 m.

- PDDsnow calcolato sull'intero periodo di monitoraggio, dal 4 giugno fino al 3 ottobre, presso le paline ablatometriche poste in quota sul ghiacciaio Dosd  Oriente.
- PDDFsnow calcolato come valor medio dei singoli PDDFsnow in corrispondenza delle paline e mantenuto costante con la quota.

Pertanto il PDDFsnow   stato assunto pari a 3,13 mm w.e. /  C / d

Di conseguenza   stato possibile determinare l'ablazione giornaliera di neve in millimetri equivalenti (S.W.E.) per ciascuna fascia di quota semplicemente moltiplicando il PDDFsnow relativo a ciascuna di esse per la temperatura media giornaliera dell'aria alla medesima altitudine:

$$S.W.E. = PDDF \text{ snow} * ( T_{\text{aria}} - T_0 )$$

Dove  $T_0$    la temperatura soglia ovvero la temperatura di fusione della neve pari a 0 C.

### **3.6 Calcolo della precipitazione**

Non disponendo di misure di precipitazione all'interno del bacino di studio nel periodo di analisi, si   scelto di calcolare tale grandezza stimando un gradiente mensile in funzione della quota, utilizzando le stazioni meteorologiche limitrofe al bacino quali Cancano (1930 m s.l.m.) e La Vallaccia (2660 m s.l.m.).

Pertanto si   calcolato il gradiente lineare di precipitazione medio mensile da giugno a settembre .

Tuttavia non   stata utilizzata la stazione di Bormio per la stima del gradiente di precipitazione mensile in quanto si   notato che questa localit  presentava un regime pluviometrico diverso rispetto alla zona di studio.

A partire dai valori di precipitazione giornaliera della stagione giugno-settembre del 2009 della stazione meteorologica di La Vallaccia   stata distribuita la precipitazione sul bacino.

## **4. Risultati**

#### 4.1 Misure di livello idrometrico

In Figura 1 si riportano i dati misurati dal sensore di livello, nonché la temperatura dell'aria, misurata del *data logger*, per il periodo dal 26 Luglio al 17 Ottobre. La scansione temporale scelta è di una misura (valore medio) ogni 15 minuti, atta a descrivere in maniera accurata la dinamica temporale del fenomeno.

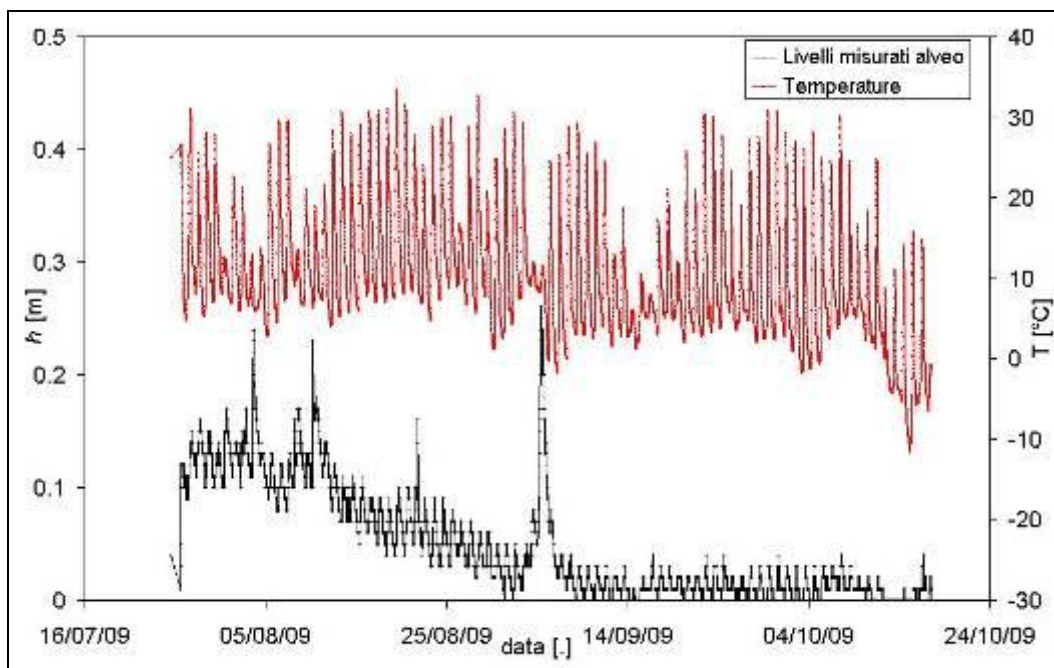


Figura 1: Torrente Dosdè, sezione di misura. Andamento dei livelli idrici misurati (ogni 15 minuti) in destra idrografica e della temperatura dell'aria dal 26 Luglio 2009 al 17 Ottobre 2009.

#### 4.2 Scala delle portate

I risultati del rilievo in alveo riportato sono riportati schematicamente in Figura 2.3. Vengono ivi riportati i valori di profondità e velocità puntuali misurati su sezioni contigue ( $Dx = 0.5$  m) lungo la sezione dell'alveo studiata. Si osservi come le profondità varino tra 15 cm circa e 50 cm circa, mentre le velocità variano tra gli  $0.25 \text{ ms}^{-1}$  in vicinanza delle pareti laterali, come noto le zone di deflusso più lento, fino a circa  $1.5 \text{ ms}^{-1}$  nelle sezioni mediane.

Utilizzando i dati ottenuti tramite il rilievo detto, accoppiati a modellazione idraulica tramite apposito software idraulico HECRAS®, è stato possibile ricostruire la scala dei deflussi, ossia la relazione  $Q = Q(h)$ , atta a ricostruire i valori di portata in alveo in funzione delle profondità di deflusso osservate.



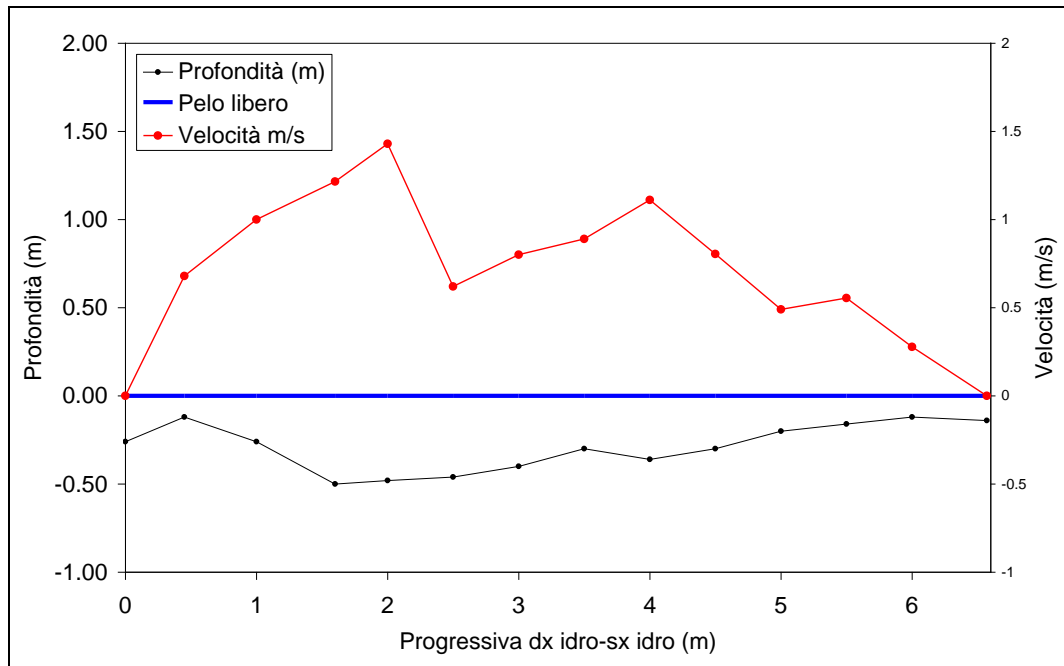


Figura 2: Torrente Dosdè. Altezze e velocità misurate in Alveo con flow tracker. Ore 15.00, 26 Luglio 2009.

Tale scala di deflusso è stata valutata come segue. Si è ipotizzato l'utilizzo di una relazione del tipo moto uniforme, espressa come

$$Q = Q(Y), \tag{1}$$

con  $Y$  profondità massima del pelo libero in alveo. Il valore di  $Y$  viene espresso come somma del livello  $h$  misurato più un offset rispetto al fondo alveo misurato (profondità massima in Figura 2)

$$Y = h + offset. \tag{2}$$

Nel caso presente, si è misurato un valore  $offset = 0.384$  m. Si è utilizzato il software HECRAS® per ricostruire la geometria dell'alveo e valutare le portate per diversi valori di  $Y$  (e quindi di  $h$ ). In Figura 2.3 si riporta la geometria del condotto con il software detto. Impostando l'opzione di moto uniforme in tale software, si ottiene come particolareggiamento della 1 un'equazione del tipo

$$Q = k_s \sqrt{i_f} R^{2/3} A_b, \tag{3}$$

o equazione di Gauckler-Strickler-Manning, con  $k_s$  [ $m^{1/3}s^{-1}$ ] conduttanza idraulica,  $i_f$  [.] pendenza del fondo,  $R$  raggio idraulico (rapporto tra area bagnata e perimetro bagnato,  $R = A_b/P_b$ ), e  $A_b$  appunto area bagnata. Nota la geometria del rilievo e la portata misurata, il gruppo  $k_s\sqrt{i_f}$  incognito può essere stimato. Nel caso presente, si ha  $k_s\sqrt{i_f} = 2.04$ . Tale valore permette di riscrivere la scala delle portate per la sezione in esame come

$$Q = 2.04R^{2/3}A_b. \quad (4)$$

Tale equazione descrive in pratica completamente il legame tra il deflusso in alveo e la geometria. Tuttavia, per avere un legame diretto tra  $Q$  e  $h$ , è possibile interpolare l'andamento dell'Equazione 3.4 in funzione di  $Y$  (e quindi di  $h$ ). Tale operazione è resa possibile dalla relazione biunivoca (per quanto complessa) tra  $Y$  e le variabili  $A_b$  ed  $R$ .

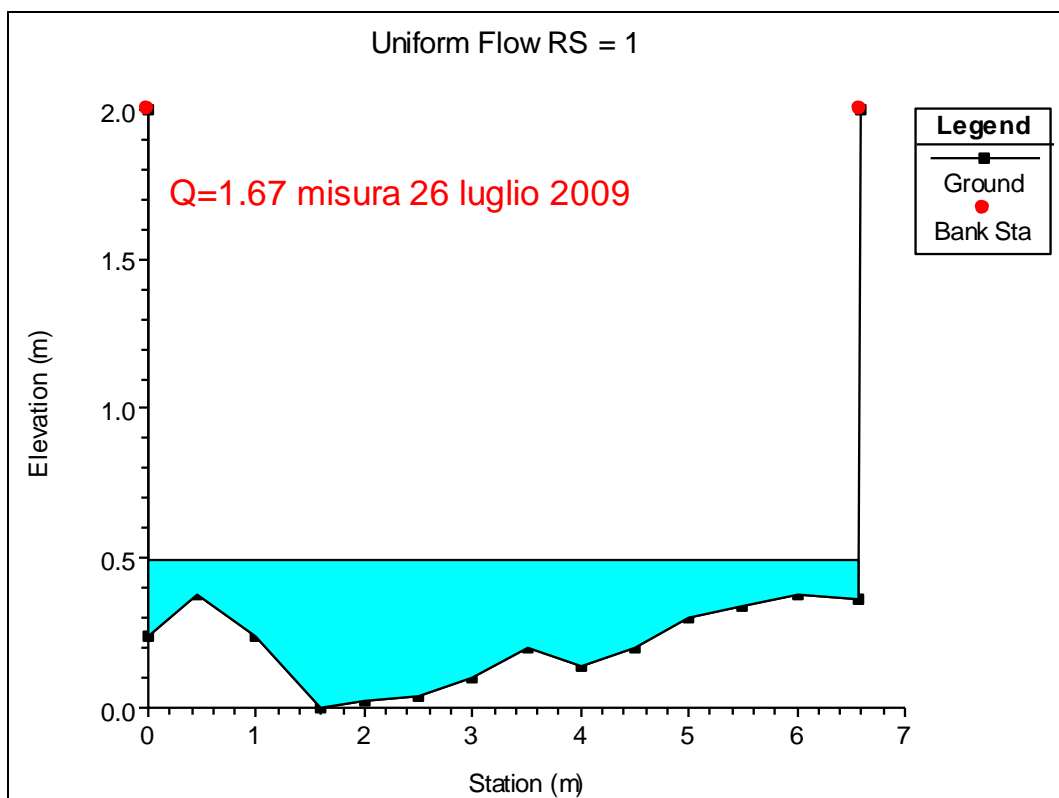


Figura 3: Rappresentazione delle misure condotte in HECRAS®.

In Figura 4 e 5, l'equazione 2.4 è riportata in modo da fornire  $Q$  in funzione di  $Y$ , ed interpolata tramite un'equazione polinomiale, atta alla stima diretta di  $Q$  da  $Y$  (e da  $h = Y - offset$ ). Per un

migliore adattamento, si considerano due zone, la prima per  $Y \leq 0.5$  m e la seconda per  $Y > 0.5$ . La necessità di tale approccio si può anche notare dalla conformazione della geometria della sezione in Figura 3, che cambia notevolmente per valore di  $Y$  intorno a 0.5 m.

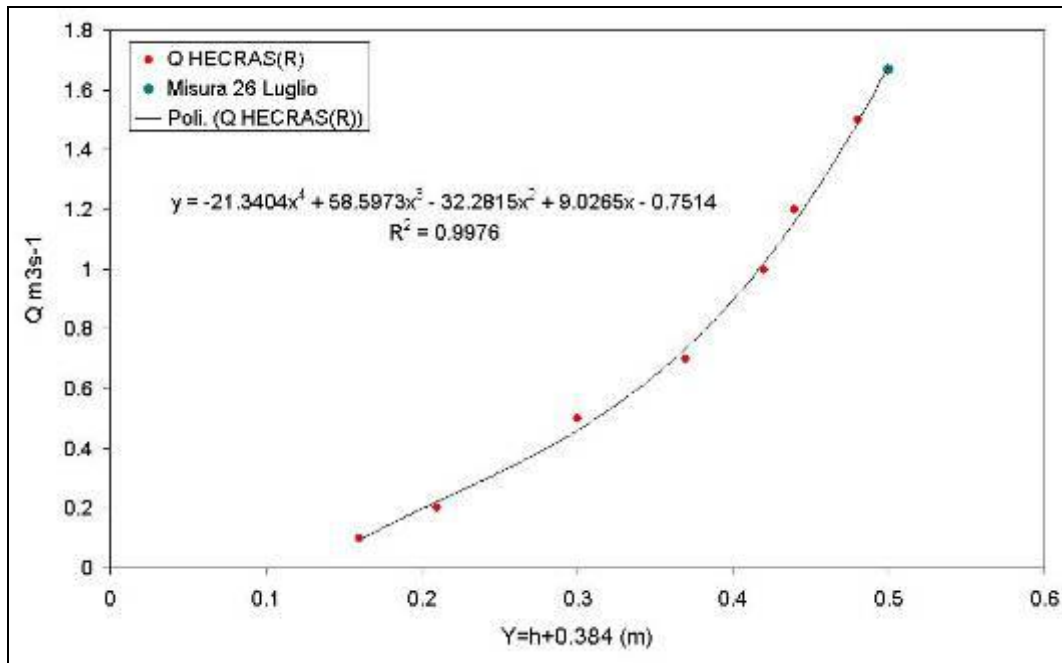


Figura 4: Scala delle portate,  $Q=Q(Y)$ , per  $Y \leq 0.5$  m.

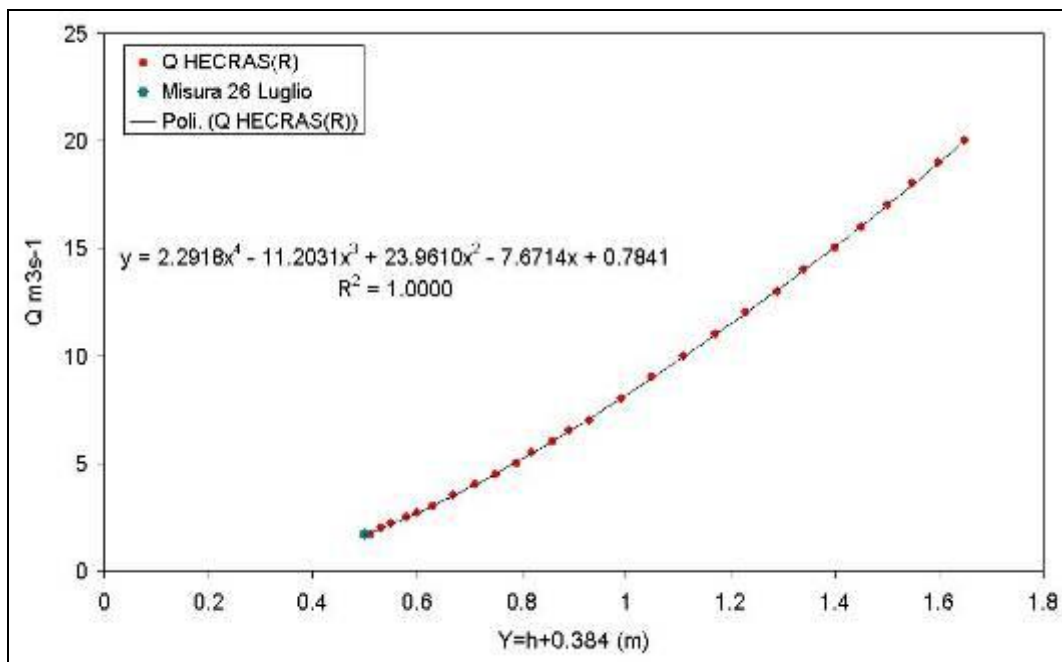


Figura 5: Scala delle portate,  $Q=Q(Y)$ , per  $Y > 0.5$  m.

Le equazioni polinomiali riportate nella Figure 4 e 5 possono quindi essere usate in prima istanza per la valutazione dei deflussi in alveo, e sono riassunte qui di seguito:

$$\begin{aligned}
 Q &= -21.3404Y^4 + 58.5973Y^3 - 32.2815Y^2 + 9.0265Y - 0.7514 && \text{se } Y \leq 0.5 \text{ m} \\
 Q &= 2.2918Y^4 - 11.2031Y^3 + 23.9610Y^2 - 7.6714Y + 0.7841 && \text{se } Y > 0.5 \text{ m}
 \end{aligned}
 \tag{5}$$

#### 4.3 Valutazione dei deflussi in alveo

Tramite le 5 è possibile valutare la portata in alveo per il periodo di misura qui considerato. In Figura 6 si riporta quindi l'andamento delle portate così calcolate. Il valore medio stimato per il periodo di misura è pari a  $1.15 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . Il volume totale di deflusso, anch'esso riportato in Figura 2.7, è pari a  $8.31 \text{ E}^6 \text{ m}^3$ , ossia circa 9 milioni di metri cubi. Per quanto è dato sapere a chi scrive, l'entità dei deflussi di ablazione dal bacino glaciale del Dosdè è qui quantificato per la prima volta tramite stime dirette di portate in alveo. Considerando 83 giorni di misura, pari al periodo considerato, ed ipotizzando per semplicità un deflusso medio costante, si può calcolare in pratica un deflusso pari a  $1.0 \text{ E}^5 \text{ m}^3/\text{giorno}$ .

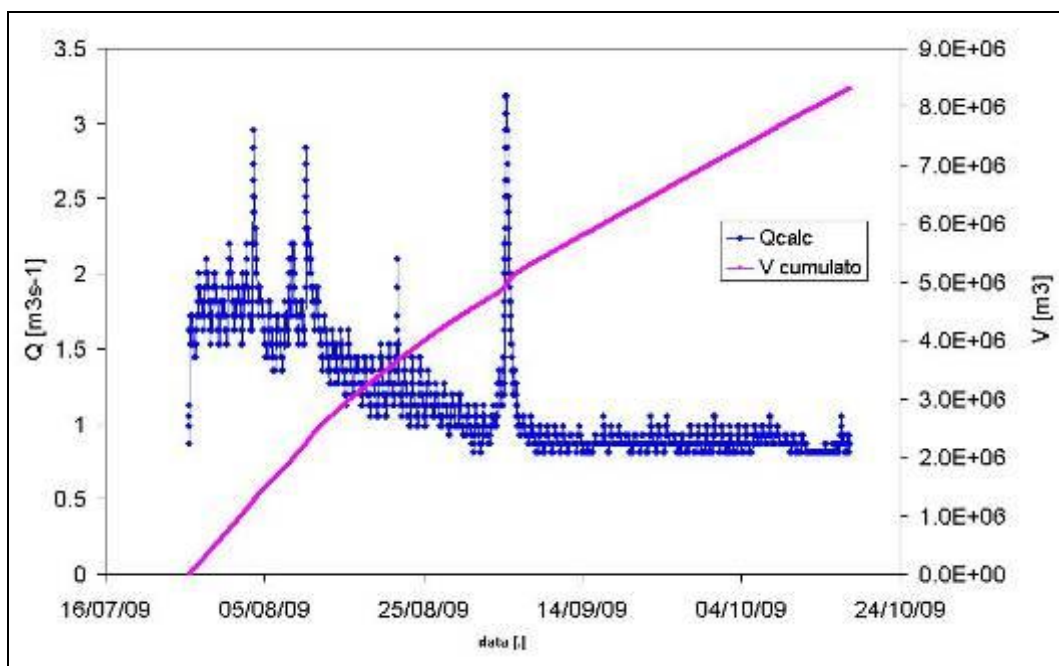


Figura 6: Portate stimate in alveo e relativi volumi cumulati per il periodo 26 Luglio 2009 - 17 Ottobre 2009.

#### 4.3.1 Considerazioni idrologiche preliminari

In Figura 7 si riporta il deflusso stimato, mediato a scala giornaliera, insieme all'andamento delle temperature misurate dal sensore relativo ed alle precipitazioni cumulate giornaliere, ove disponibili a valle dell'installazione di una stazione AWS in data 13 Settembre 2009 (comunque poco consistenti per il periodo investigato). Considerando la scala giornaliera, molto vicina alla scala caratteristica della risposta temporale del bacino, è possibile evidenziare come il trend dei deflussi sia chiaramente connesso al trend delle temperature giornaliere. In particolare, ad una costante diminuzione della temperatura si affianca una altrettanto costante diminuzione della portata in alveo.

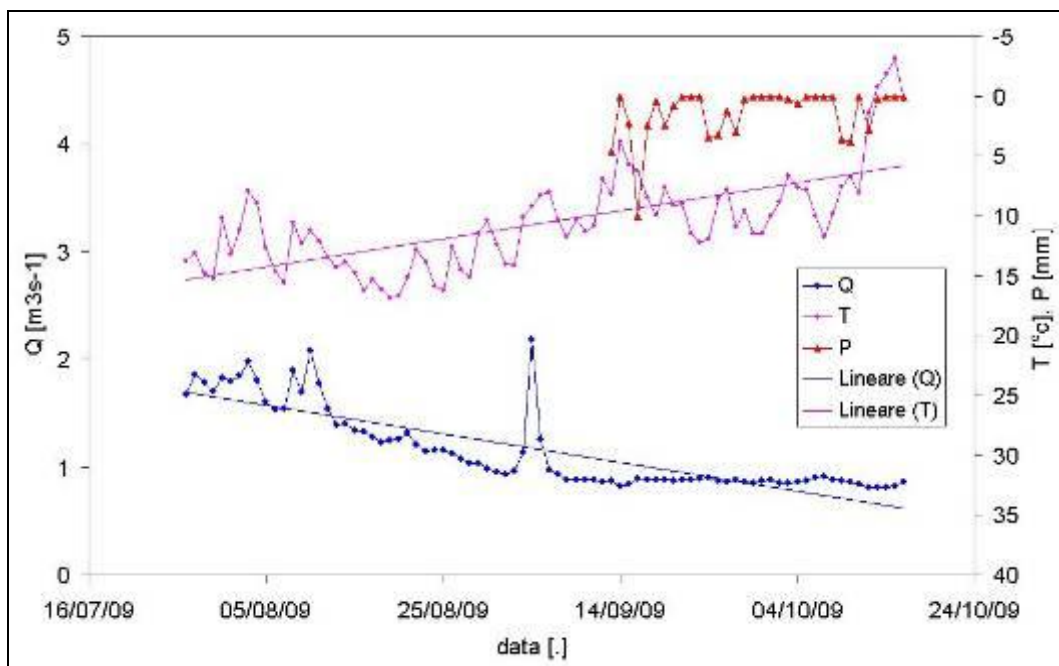


Figura 7: Portate giornaliere stimate in alveo  $Q$  e temperature giornaliere dell'aria  $T$ , 26 Luglio 2009- 17 Ottobre 2009, e precipitazioni giornaliere  $P$ , 13 Settembre 2009-16 Ottobre 2009.

Tale osservazione è del tutto consistente con l'intuizione fisica che il meccanismo principale che governa la fusione glaciale (nel periodo considerato è lecito ipotizzare che non vi siano componenti rilevanti di deflusso nivale) sia dato dalla temperatura dell'aria. Le misure ottenute sembrano quindi mostrare un fenomeno di deplezione consistente con i dati di climatologia.

Tale circostanza sembra indicare l'opportunità di ulteriori indagini atte ad approfondire i meccanismi di formazione del deflusso idrologico sul bacino.

#### 4.4 Validazione modello

È ora possibile sommare tutti i termini che compongono il bilancio idrologico all'interno della equazione di bilancio:

$$D_c = M_s + M_i + P$$

Dove D calcolato rappresenta il deflusso calcolato come somma della componente di ablazione della neve presente sui ghiacciai ed esterna ad essi a partire dalla quota 3050 m ( $M_s$ ), di ablazione del ghiaccio presente sui ghiacciai ( $M_i$ ) ed infine la precipitazione (P) su tutto il bacino.

A causa della scarsa vegetazione presente nel bacino (quasi esclusivamente prateria di montagna), si è deciso di trascurare l'evapotraspirazione: difatti la quota limite in cui si ha bosco è di 2000 m, mentre il punto di chiusura dell'area di studio, che è il punto più depresso, è a quota 2127 m s.l.m. Inoltre poiché si è stimato il tempo di corrivazione dell'acqua essere di poche ore, e assumendo il bacino idrogeologico uguale a quello imbrifero, ai fini del calcolo del bilancio idrologico si è anche trascurata l'infiltrazione.

Dalle elaborazioni effettuate emergono i seguenti risultati mostrati nella tabella 3:

	ghiaccio	neve	precipitazioni
Totale [m3 w.e./d]	2,3 * 10 <sup>6</sup>	2,98 * 10 <sup>6</sup>	2,44 * 10 <sup>6</sup>
Altezza media [mm w.e.]	1,244	1,097	0,143

*Tab: 3 componenti del deflusso glaciale*

Successivamente si è proceduto al confronto tra il deflusso calcolato ed il deflusso osservato; quest'ultimo rappresenta la portata media giornaliera rilevata in corrispondenza della sezione di chiusura del bacino. La tabella seguente racchiude le informazioni principali dei due deflussi ed in particolare sono indicati i valori cumulati in termini di volumi ed in termini di altezza media d'acqua.

	deflusso calcolato	deflusso osservato
Totale [m3 w.e./d]	7,72 * 10 <sup>6</sup>	7,30 * 10 <sup>6</sup>
Altezza media [mm w.e.]	0,451	0,426
Scarto [%]	5,78%	

*Tab. 4: deflusso calcolato e osservato*

Da una prima analisi condotta sui volumi complessivi sull'intero periodo, di deflusso calcolato ed osservato, emerge che il modello implementato ha prodotto dei risultati attendibili: infatti l'ordine di grandezza dei valori è il medesimo e vi è solo uno scarto del 6% circa.

Il deflusso calcolato ha un andamento decisamente "isterico" e presenta dei picchi che si discostano tanto dal valor medio dovuti agli eventi di precipitazione più abbondanti. Tuttavia nel complesso l'andamento sembra sufficientemente allineato con quello del deflusso osservato.

L'apporto di neve e ghiaccio è sostanzialmente dello stesso ordine di grandezza. Inoltre il contributo di neve al deflusso è maggiore nella prima parte del periodo di analisi, in quanto si ha fusione di tutto l'accumulo invernale. Per quello che riguarda la precipitazione, si può sostanzialmente dire che il fenomeno simulato sia coerente in modo istantaneo con la portata osservata poiché questo presenta dei picchi che si riflettono sul deflusso misurato.

Per poter tenere conto di una risposta del bacino al deflusso superficiale distribuita nel tempo è stata condotta una ulteriore analisi sottoponendo la portata calcolata al modello IUH, ovvero l'idrogramma istantaneo unitario.

	deflusso osservato	deflusso con modello IUH da 26/7	deflusso con modello IUH da 18/7
Totale [m3 w.e./d]	$7,30 * 10^6$	$7,65 * 10^6$	$7,90 * 10^6$
Altezza media [mm w.e.]	0,426	0,446	0,461
Scarto [%]		4,81%	8,23%

*Tab. 5: deflusso osservato e da modello IUH*

Il valore stimato si discosta da quello misurato in quanto non si è tenuto conto dell'infiltrazione e quindi del deflusso sub-superficiale e dell'evapotraspirazione, ai quali generalmente si attribuisce circa un 10% del contributo di deflusso misurato.

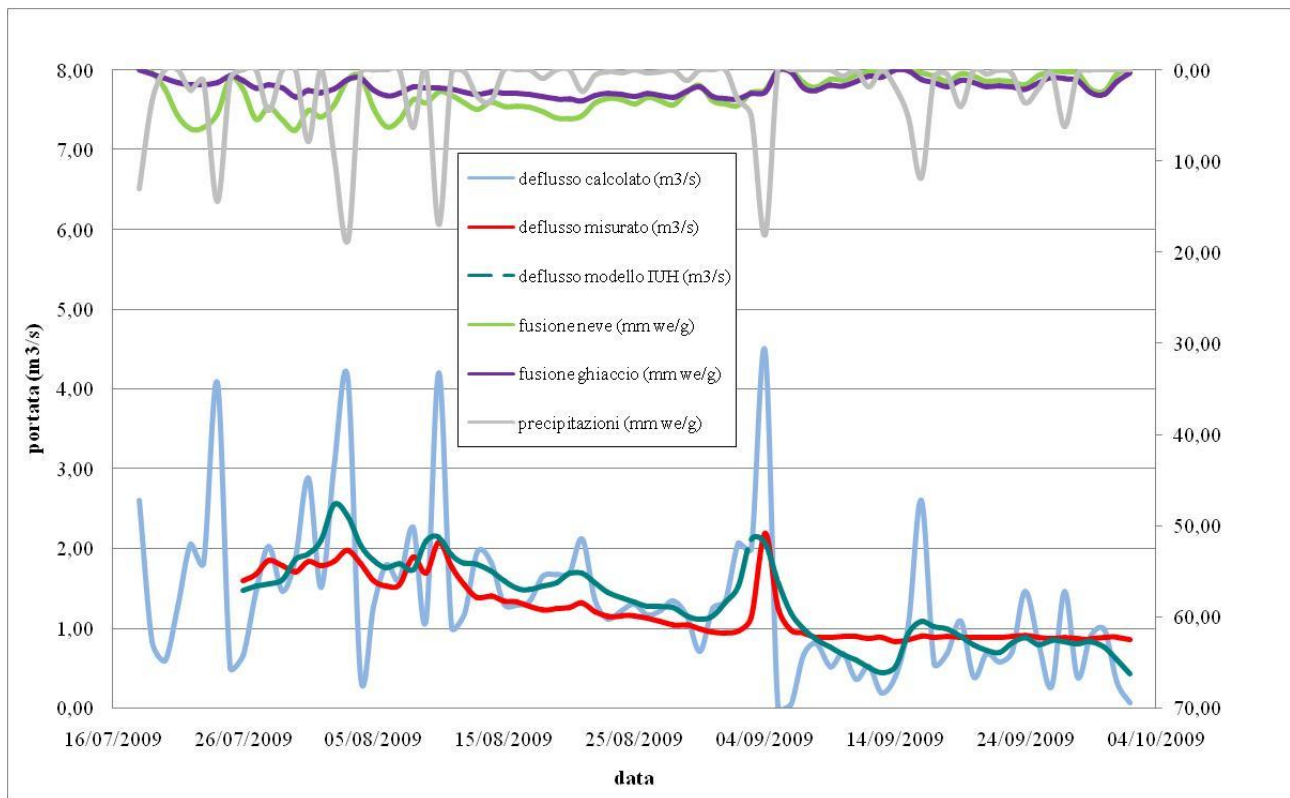


Figura 8: confronto tra portate misurate, simulate, fusione nivale e precipitazioni.

#### 4.4 Conclusioni e sviluppi futuri

Questa parte del lavoro ha permesso di stimare le portate in alveo e relativi volumi cumulati per la prima volta nel bacino glacializzato del Dosedé tra la fine di Luglio e la metà di Ottobre 2009.

I risultati hanno dimostrato come sia possibile valutare i deflussi in alvei glaciali tramite tecniche idrometriche affidabili e ripetibili. Le misure ottenute sono coerenti, anche in relazione all'analisi idrologica preliminare condotta.

La modellazione idrologica su base fisica dell'intero sistema bacino idrologico glaciale è già in corso e produrrà un quadro più dettagliato rispetto alla provenienza dei deflussi in alveo, siano essi di origine nivale, glaciale, o pluviale.

Tale modellazione sfrutterà l'ulteriore patrimonio di dati costituito dalle misure nivologiche e glaciologiche già condotte nell'area negli ultimi due anni, permettendo una maggiore conoscenza dei meccanismi fisici alla base della formazione dei deflussi.

Le stime di portata e di volume ottenute permetteranno di validare tali modelli e rappresentano quindi un valido e importante risultato.



E' noto infatti come la misura di portate in alvei glaciali non sia né semplice, né diffusa, con la conseguenza che la disponibilità di dati misurati di tale natura rappresenta un valore scientifico in sé, oltre che per l'utilizzo modellistico.

L'installazione del sensore di misura idrometrica per la prossima stagione di ablazione (inizio Maggio 2010), insieme alla misura delle variabili meteorologiche tramite la stazione AWS Levissima, permetteranno di acquisire ulteriori dati per irrobustire il modello.

Inoltre sulla base dei risultati qui mostrati possiamo sostenere che il modello applicato funziona in modo coerente con le nostre aspettative. L'errore prodotto tra la misura stimata e quella osservata è dell'ordine del 5-8%, valore accettabile considerando anche le ipotesi semplificative introdotte, *p.es.* il trascurare l'evapotraspirazione e l'infiltrazione. In assenza di informazioni specifiche quali tipo di suolo, permeabilità, umidità, vegetazione, radiazione, risulta difficile stimare gli apporti del deflusso superficiale che vengono persi per conto di questi due fenomeni.

Inoltre, si sono introdotti ulteriori errori ed approssimazioni legati alle diverse manifestazioni dei fenomeni su scala spaziale; basti pensare che il dato di precipitazione è stato ricostruito mediante una analisi delle serie storiche dell'ultimo quinquennio tramite misure effettuate presso stazioni che distano in linea d'aria alcuni chilometri, ma sono caratterizzate da un regime pluviometrico spesso assai differente.

Tale carenza di dati è abbastanza tipica in bacini montani: in particolare il ghiacciaio Dosdè Orientale presenta delle pendenze molto ripide che sfavoriscono l'installazione di stazioni permanenti ed altra strumentazione; infatti l'unica A.W.S. di riferimento interna al bacino è ubicata in corrispondenza di una porzione a ridotta pendenza topografica, denominata plateau.

Tuttavia, l'utilizzo di dati misurati di deflusso in alveo durante il periodo di più intensa ablazione in una sezione relativamente vicina al ghiacciaio rappresenta un aspetto interessante, poiché tali dati sono raramente disponibili in aree di alta quota.

Tale base di dati ha consentito di valutare la bontà delle ipotesi fatte per valutare l'entità dei deflussi dal bacino nivo-glaciale di interesse.

Pur con i limiti detti, l'approccio modellistico ha fornito risultati incoraggianti e si è sicuramente giunti ad un apprezzabile livello di interpretazione dei fenomeni di formazione del deflusso nivoglaciale in quest'area.

La base conoscitiva costruita è quindi di sicuro interesse e su di essa sarà sicuramente possibile proporre ulteriori sviluppi, atti ad approfondire la nostra conoscenza dei fenomeni coinvolti, oltre che a produrre un approccio modellistico più accurato.

## 2.2 Bilancio di massa del Ghiacciaio Dosdè

### 1. Materiali e metodi

Per la quantificazione dell'ablazione e successivamente del bilancio di massa del Ghiacciaio del Dosdè Orientale sono state localizzate sulla superficie glaciale 15 paline ablatometriche in parte nelle stagioni precedenti in parte a partire da luglio durante i rilievi estivi del 2011. Queste paline sono state periodicamente vistate per verificarne l'emersione dalla neve e/o dal ghiaccio allo scopo di quantificare la fusione estiva nivale e glaciale superficiale del ghiacciaio.

Inoltre nei mesi di maggio e giugno 2011 (nelle date 18-19 maggio e 20 giugno 2011) sono stati effettuati sondaggi nivologici per rilevare l'altezza della neve, la posizione topografica, la quota e i parametri stazionali (esposizione, etc.); nelle date 18-19 maggio sono stati effettuati anche rilievi dello spessore nevoso mediante georadar.

Per la quantificazione dell'Equivalente Idrico Nivale (o *Snow Water Equivalent*, da qui in poi definito SWE) sono state effettuate il 18-19 maggio quattro trincee nivologiche e in data 20 giugno una trincea nivologica. In queste occasioni si è scavato sino a raggiungere il ghiaccio di ghiacciaio sottostante e si è misurato lo spessore e la densità di ogni strato nevoso.

Le paline, i sondaggi e le trincee nivologiche sono state localizzate mediante GPS palmare Garmin. Alcune paline ad ottobre sono state localizzate e riportate in cartografia mediante GPS differenziale Trimble.

Come riferimento si sono utilizzate le quote corrispondenti alle coordinate delle paline e delle trincee disponibili nel DEM Regione Lombardia utilizzato (quote geodetiche).

È stato infatti utilizzato un DEM di Regione Lombardia prodotto da CGR a partire da rilievi aerofotogrammetrici 2007 e con risoluzione 20 m x 20 m. delimitato. Dal DEM sono state estratte le informazioni relative alla superficie del Ghiacciaio Dosdè Orientale facendo riferimento al perimetro glaciale 2007 (shape file) disponibile grazie ad elaborazioni precedenti di UNIMI (Diolaiuti et al., 2011). Sono pertanto stati analizzati 2043 pixel.

I dati di input utilizzati per calibrare e validare il modello sono, per quanto riguarda l'ablazione nivo-glaciale, i dati di Temperatura dell'aria e radiazione solare incidente raccolti dall'AWS SHARE (Stations at high Altitude for Research on the Environment) di proprietà UNIMI e gestita di concerto con il Comitato

EvK2CNR localizzata alla superficie del Ghiacciaio Dosdè orientale. I dati utilizzati sono le medie giornaliere calcolate a partire dai dati a risoluzione oraria registrati dalla stazione. Nei giorni in cui questi non erano disponibili (fermo stazione) sono stati utilizzati i dati delle stazioni ARPA Lombardia della Vallaccia o di Bormio. I dati di input di precipitazione e di umidità relativa, dati di input per l'accumulo nivale, sono stati registrati presso l'AWS Federico (di proprietà UNIMI e installata in collaborazione con la Provincia di Sondrio, localizzata in bassa Val Dosdè in prossimità del Rifugio Federico Valgoi a 2100 m slm) mentre nei giorni non disponibili sono stati utilizzati i dati della stazione ARPA della Vallaccia.

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 precipitazione medi per l'area interessata.

mese	lapse rate (°C / m)
gennaio	-0,005546083
febbraio	-0,006320388
marzo	-0,007237777
aprile	-0,007369662
maggio	-0,006539218
giugno	-0,006262869
luglio	-0,005852499
agosto	-0,005543317
settembre	-0,005524087
ottobre	-0,004973095
novembre	-0,005512327
dicembre	-0,005523829

*Tab. 1: 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 ARPA Lombardia, AEM, Consorzio Adda e MeteoSuisse dell'area (Cancano, Bormio, Sils Maria, Samedan Flugplatz, Samedan, Poschiavo Robbia, Passo del Bernina, Buffalora) per ogni mese dell'anno utilizzando tutti i dati medi giornalieri disponibili nel periodo 1980-2008 e a partire da elaborazioni eseguite e in parte illustrate nell'Appendice Climatologica alla presente Tesi di dottorato.

Il gradiente di radiazione è stato assunto costante per tutto l'anno ed aumenta con la quota, utilizzando la seguente formula (Oerlemans, 2001):

$$SWin_{pixel} = SWin_{AWS} * (1 + 2,4 * 10^{-5}) * (quota_{pixel} / quota_{AWS})$$

Pertanto la radiazione è stata distribuita su tutto il ghiacciaio a partire dalla radiazione presso l'AWS ( $SWin_{AWS}$ ).

Il gradiente locale di precipitazione è stato calcolato con i dati di precipitazione delle stazioni ARPA e MeteoSuisse di Bormio, Cancano, Poschiavo-Robbia, Bernina e Samedan nell'area circostante utilizzando i dati medi giornalieri disponibili nel periodo 1963-2005 e utilizzando le ricostruzioni effettuate e riportate in appendice. La precipitazione è stata spazializzata sul ghiacciaio attraverso i dati di precipitazione delle stazioni presso il rifugio Federico Valgoi all'Alpe Dosdè (2105 m s.l.m.).

mese	gradiente (mm / m)
gennaio	0,022702747
febbraio	0,02204812
marzo	0,026530744
aprile	0,031582966
maggio	0,022256328
giugno	0,017561137
luglio	0,014257413
agosto	0,014367352
settembre	0,022221181
ottobre	0,027192744
novembre	0,036168172
dicembre	0,021113925

*Tab. 2: local lapse rate di precipitazione applicati nei periodi di indagine*

Per il calcolo della precipitazione solida, utilizzata per calcolare l'accumulo nivale, sono state utilizzate le precipitazioni registrate presso l'AWS Federico.

Non si è assunto un limite netto come soglia di temperatura tra precipitazione liquida e solida. Sono stati posti due temperature limite, l'una sotto la quale la precipitazione è solo solida, l'altra sopra la quale è solo liquida; tra questi due limiti la quantità di parte solida varia linearmente con la temperatura dell'aria (per esempio Singh and Singh, 2001; Willen et al., 1971; Leavesley et al., 1983).

Inoltre la soglia di temperatura viene fatta variare in funzione dell'umidità relativa, in quanto ad umidità maggiore e a parità di temperatura la parte liquida è maggiore (DeWalle and Rango, 2008).

La precipitazione solida  $P_s$  è calcolata pertanto come segue:

$$P_s = N * P,$$

in cui  $P$  è la precipitazione ed  $N$  è la frazione solida della precipitazione, calcolata come segue:

$$N = \begin{cases} \text{se } T_a < T_{ci}; & 1; \\ \text{se } T_{ci} < T_a < T_{cs}; & (T_{cs} - T_a) / (T_{cs} - T_{ci}); \\ \text{se } T_a > T_{cs}; & 0 \end{cases}$$

in cui  $T_a$  è la temperatura dell'aria calcolata presso il pixel,  $T_{ci}$  e  $T_{cs}$  sono rispettivamente le temperature critiche inferiori e superiori e sono funzioni dell'umidità relativa  $RH$ , come mostrato dalle seguenti formule:

$$T_{ci} = -0,072857143 * RH + 5,614285714$$

$$T_{cs} = -0,072857143 * RH + 8,614285714$$

Poiché l'umidità relativa è stata assunta costante con la quota in aree ristrette, è stata utilizzata l'umidità giornaliera registrata presso la AWS Federico, mentre è stata utilizzata la temperatura dell'aria di ogni pixel del modello calcolata come esposto precedentemente.

#### Calcolo della densità nel tempo

La densità della neve che ammantava il Ghiacciaio Dosdè Orientale è stata misurata il 18 e 19 maggio e il 20 giugno attraverso trincee nivologiche eseguite in accordo al protocollo AINEVA ([www.aineva.it](http://www.aineva.it)).

Si sono cercate delle relazioni tra il punto di misura nelle date 18 e 19 maggio della densità in funzione degli attributi morfologici del sito: quota, esposizione, pendenza e indice di curvatura. In questo caso è stata effettuata un'analisi di regressione multipla (Forward Stepwise Regression, FSR), (per esempio Kottegoda and Rosso, 1997) per identificare le più significative (al livello di significatività del 90 e del 95%) variabili fisiche che la influenzano.

Non ritrovando alcuna relazione significativa, si è distribuita la densità dai 4 punti di misura a tutto il ghiacciaio con il metodo di distanza inversa pesata al quadrato.

La densità è stata calcolata nel tempo considerando la compattazione, e quindi è stata fatta aumentare nel tempo in ogni punto del DEM attraverso la seguente formula:

$$d_i = d_o * (i - o + 1)^a$$

in cui  $d_i$  è la densità di ciascun giorno  $i$ , mentre  $d_o$  è la densità del giorno  $o$ , ovvero il 18 maggio,

in cui  $a$  è un coefficiente adimensionale ed è stato calcolato in modo che la densità il giorno 20 giugno nel pixel presso la trincea fosse pari a quella misurata, pertanto  $a$  è stato posto pari a 0,023921.

Questo metodo trascura l'accumulo nevoso durante le brevi nevicate estive che fa calare la densità dello strato superficiale durante l'estate.

Questo permette di calcolare la densità fino ad agosto. Nel mese di agosto è fusa la rimanente neve presso le paline, le nevicate successive di inizio autunno hanno portato nuova neve con densità più basse, in quanto non ancora compattata, pertanto, poiché nei mesi di ottobre 2010 e 2011 non sono state effettuate misure di densità, questa è stata assunta pari a  $400 \text{ kg/m}^3$ .

#### Calcolo dello SWE il 18-19 maggio e il 20 giugno 2011

Una volta calcolata la densità e avendo le altezze nevose è stato possibile calcolare l'Equivalente Idrico Nivale (EIN o SWE, in cm w.e.) presso i punti di sondaggio attraverso la seguente formula:

$$\text{SWE} = h_n * d_n / d_a,$$

in cui  $h_n$  è l'altezza della neve misurata sul terreno in cm,  $d_n$  è la densità media della neve misurata presso ciascuna trincea o calcolata espressa in kg/m<sup>3</sup> e  $d_a$  è la densità dell'acqua assunta pari a 1000 kg / m<sup>3</sup>.

Analogamente alla densità, è stata analizzata la relazione tra SWE e attributi geomorfici, attraverso una regressione multipla (Kottegoda & Rosso, 1997), applicata ad esempio su dati nivali da Bocchiola e Gropelli, (2010) e da Bocchiola, (2010). Si è verificato se lo SWE del 18/5 così calcolato presso i punti di misura abbia relazioni con quota, pendenza, esposizione e indice di curvatura.

L'analisi di varianza delle regressioni multiple indica che la relazione tra lo SWE e le altre variabili ha una significatività di almeno il 90% con la sola quota.

Pertanto è stata calcolata la regressione lineare tra SWE e quota presso ciascun punto di misura e sono stati calcolati i residui della regressione, ovvero la differenza tra SWE misurato e SWE calcolato dalla regressione.

I residui SWE<sub>res</sub> sono stati distribuiti secondo il metodo della distanza inversa pesata (Inverse Distance Weighting Method, IDWM) , ovvero:

$$SWE_{res} = \frac{\sum (SWE_{res_i} / d_i^2)}{\sum (1 / d_i^2)}$$

Quindi lo SWE su tutto il ghiacciaio SWE<sub>p</sub> è stato calcolato la somma tra residui e la regressione SWE<sub>regr</sub> in funzione della quota z, come segue:

$$SWE_p = SWE_{res} + SWE_{regr} = SWE_{res} + z * m + q,$$

In cui m e q sono i coefficienti della regressione

Inoltre per la distribuzione dello SWE in data 18-19.5.2011 si è anche seguito un secondo approccio basato sulla disponibilità di dati di spessore del manto nevoso rilevati su buona parte della superficie del Ghiacciaio in data 18 Maggio 2011 grazie ad un rilievo GEORADAR condotto in collaborazione con il dott Mauro



Pavan dell'Università di Genova. La strumentazione utilizzata è stato un SIR 3000 della ditta Codevintec equipaggiato con un'antenna ricevente e trasmittente frequenza 400 MHz. Il rilievo georadar condotto con gli sci sul Ghiacciaio Dosdè è stato geolocalizzato grazie ad una coppia di GPS Trimble 4600 che hanno operato in modalità cinematica rispetto ad una base master locale posta esternamente al ghiacciaio. I dati georadar sono stati processati ed analizzati dal dott Mauro Pavan che ha fornito allo scrivente dati di localizzazione e spessore successivamente elaborati. Durante i rilievi georadar si è provveduto ad eseguire delle trincee nivologiche in accordo al protocollo AINEVA per stimare in alcuni rappresentativi punti del ghiacciaio lo SWE. Inoltre si è valutato anche manualmente lo spessore nivale tramite numerosi sondaggi svolti con sonda da valanga e georeferiti con GPS palmare.

Per la distribuzione dello SWE in accordo a questo secondo approccio come dati di input sono state utilizzate le misure di altezza del manto nevoso effettuate con georadar lungo 22 profili longitudinali e trasversali.

Complessivamente erano disponibili 17000 punti di altezza del manto nevoso. Tutti i dati (georeferiti WGS84) hanno visto la trasformazione delle quote ellissoidiche in geodetiche a partire dallo scostamento elissoide –geoide noto per l'area in oggetto (grazie ai dati della rete GPS di Regione Lombardia).

È stata quindi calcolata una regressione lineare con la quota dell'altezza del manto nevoso misurato tramite georadar.

Successivamente sono stati calcolati i residui tra l'altezza della neve misurata (in alcuni punti tramite trincee e sondaggi manuali) e quella ottenuta dalla regressione nel seguente modo:

$$H \text{ neve residuo} = h \text{ neve misurato} - h \text{ neve regressione}$$

Attraverso il software Surfer è stata distribuito spazialmente e su tutto il ghiacciaio il valore di ciascuno dei residui mediante un kriging ordinario (ovvero calcolando un semivariogramma lineare).

Quindi è stata calcolata su tutto il ghiacciaio l'altezza del manto nevoso, attraverso la seguente formula (naturalmente inversa alla precedente):

$$h \text{ neve} = h \text{ neve residuo} + h \text{ neve regressione}$$

l'altezza del manto nevoso così ottenuta è stata moltiplicata per la densità della neve stessa (valutata attraverso le trincee) e divisa per la densità dell'acqua a dare così lo SWE relativo ai giorni 18-19.5.2011

Il 18.5 è risultato sul ghiacciaio uno spessore medio di neve di 172 cm we, con un minimo di 56 cm w.e. a 2557 m e massimi di 296 cm w.e a 2834 m. Questi dati portano a stimare il volume di acqua rappresentato dall'innnevamento del Ghiacciaio del Dosedé distribuito per la data 18/05/2011 pari ad un totale di circa 1410 mila metri cubi.

Il 20.6 lo SWE è stato calcolato sui punti corrispondenti ai sondaggi nevosi utilizzando la densità calcolata con il primo metodo sopra esposto; ed è quindi stato distribuito presso i punti di non sondaggio su tutto il ghiacciaio attraverso il metodo illustrato in precedenza di IDWM e quota.

A luglio ed agosto presso le paline oltre all'emersione dal ghiaccio è stato misurata anche l'altezza della neve e dalla densità (calcolata come descritto in precedenza) è stato calcolato lo SWE.

Il modello degree day modificato implementato per lo studio della fusione nivale è stato applicato a partire dalle misure (ottobre 2010, luglio, agosto ed ottobre 2011) e dai valori calcolati (maggio e giugno) presso le paline ablatometriche.

#### Distribuzione dello SWE nel tempo

L'equivalente idrico nivale SWE è stato distribuito nel tempo per ogni giorno e per ogni pixel a partire dallo SWE del 18.5.2012 (distribuito spazialmente sul ghiacciaio come esposto in precedenza).

Per la distribuzione nel tempo dello  $SWE_n$  nei giorni successivi al 18/5 è stata applicata la seguente formula:

$$SWE_n = \max ( SWE_{n-1} + SWE_n^+ - SWE_{r_n}^-; 0 )$$

$$\text{con } SWE_{r_n}^- = \min ( SWE_{n-1} + SWE_n^+; SWE_{p_n}^- )$$

in cui  $SWE_{n-1}$  è lo SWE il giorno precedente al giorno  $n$ ,  $SWE_n^+$  è l'accumulo nevoso del giorno  $n$ ,  $SWE_{r,n}^-$  è la fusione reale il giorno  $n$ ,  $SWE_{p,n}^-$  è la fusione potenziale il giorno  $n$  calcolata con il modello degree day

per i giorni precedenti al 18/5 per andare a ritroso nel tempo applicando quindi la formula inversa:

$$SWE(\text{giorno, pixel}) = \max(SWE_{n+1} - SWE_{n+1}^+ + SWE_{r,n+1}^-, 0)$$

$$\text{con } SWE_{r,n+1}^- = \min(SWE_n + SWE_{n+1}^+, SWE_{p,n+1}^-)$$

Sono stati utilizzati inoltre tutti i dati giornalieri di temperatura dell'aria, radiazione solare incidente e riflessa registrati dalla AWS del Ghiacciaio Dosd . In particolare la distribuzione spaziale dei dati termici, radiativi e di precipitazione   avvenuta applicando i gradienti calcolati a partire dai dati medi giornalieri riferiti all'AWS del Ghiacciaio Dosd .

Per completare le informazioni sull'innnevamento (uno dei parametri pi  delicati e critici da distribuire sulla superficie glaciale), in particolare per 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), e quindi per calibrare il modello per l'ablazione nivale preliminarmente sono anche stati utilizzati i dati giornalieri rilevati attraverso i sensori di altezza della neve delle stazioni meteo di ARPA Lombardia localizzate a San Colombano (Oga) e alla testata della Vallaccia (Livigno), in parallelo con i dati di albedo registrati alle AWSs presso il rifugio Federico Valgoi all'Alpe Dosd  e sul Ghiacciaio Dosd  (si   assunto spessore zero del manto nivale quando l'albedo della superficie si trova sotto 0,35). Poich  si aveva una discrepanza con i dati di terreno si sono utilizzati solo i dati dell'AWS sopraglaciale e alcune paline ablatometriche.

L'accumulo nivale   stato quindi valutato grazie ai dati di terreno (rilievi e trincee nivologiche) ed ai dati meteo locali e regionali e con un semplice modello di precipitazione.

La fusione glaciale e nivale sono state calcolate applicando un modello distribuito (*degree day* modificato).

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:

$$M = a \text{PTMF}_{\text{pixel}} T_{\text{aria pixel, data}} + b \text{RMF}_{\text{pixel}} \text{SWin}_{\text{pixel, data}} + c$$

dove  $T_{\text{aria pixel, data}}$  e  $\text{SWin}_{\text{pixel, data}}$  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 tramite il gradiente suggerito da Oerlemans (si vedano Tab. 3 e 4).

È stata utilizzata solo la radiazione quando la temperatura è positiva, pertanto è stata calcolata la fusione solo quando la temperatura dell'aria è positiva, ritenuta una buona approssimazione della temperatura superficiale del ghiaccio o della neve.

$\text{PTMF}_{\text{pixel}}$  e  $\text{RMF}_{\text{pixel}}$  sono il fattore di fusione di temperatura positiva (*positive temperature melting factor*) e il fattore di fusione della radiazione (*radiation melting factor*) e sono calcolati in funzione della quota e variano nei diversi periodi considerati di rilevazione delle paline ablatometriche in accordo alle seguenti relazioni lineari:

$$\text{PTMF}_c = m_1 \text{ quota} + q_1$$

e

$$\text{RMF}_c = m_2 \text{ quota} + q_2$$

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:

$$\text{PTMF}_{m \text{ pixel}} = M_{m \text{ pixel}} / \sum T_{a \text{ pixel, data}} \quad \text{e} \quad \text{RMF}_{m \text{ pixel}} = M_{m \text{ pixel}} / \sum \text{SW}_{in \text{ pixel, data}}$$

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

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

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

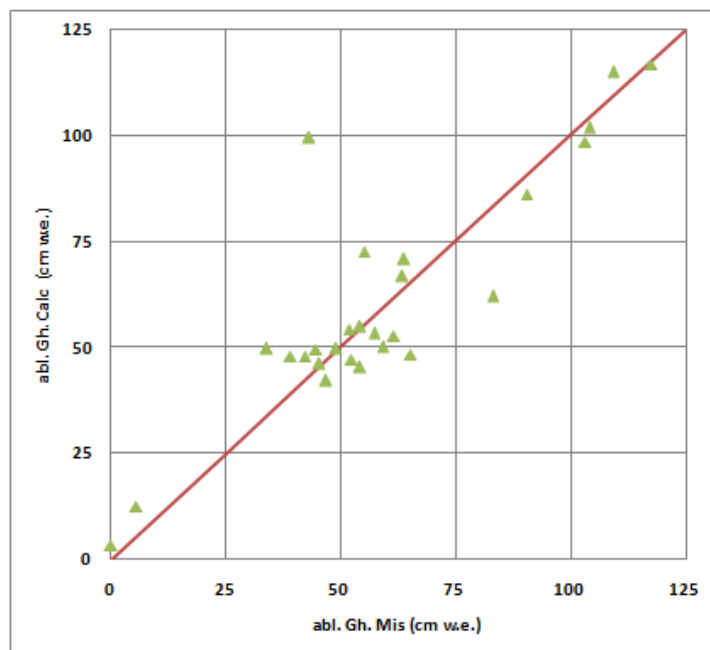
Nell'equazione  $M = a T_{aria \text{ pixel, data}} PTMF_{pixel} + b RMF_{pixel} SWin_{pixel, data} + c$ ,

$a$ ,  $b$  e  $c$  sono parametri adimensionali risolti iterativamente massimizzando  $R^2$

$a$  e  $b$  sono stati posti  $> 0.2$ , mentre  $c > 0$

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

dove  $M_m$  è la fusione misurata,  $M_c$  è la fusione calcolata e  $M_{m m}$  è la fusione media misurata (Fig. 36). Nella Fig. 36 viene mostrata la relazione tra fusione calcolata e misurata, avente come coefficiente di correlazione 0,8825.



*Fig. 1: Tassi di fusione del ghiaccio misurati e calcolati del Ghiacciaio Dosd  Orientale*

Il modello, applicato alla sola fusione del ghiaccio glaciale,   stato calibrato con i dati di terreno relativi alle paline ablatometriche rilevati nel periodo 1  Luglio – 12 Ottobre 2011.

### 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 i giorni 18.5 e 20.6.2011.

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.

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

Per l'ablazione nivale si è proceduto analogamente con l'ablazione glaciale

Allo scopo di calcolare la sola componente ablativa dapprima si è reso necessario togliere dal dato misurato sul terreno la precipitazione o l'accumulo nevoso, infatti poiché il valore misurato  $\Delta SWE$  è dovuto sia alla componente dell'accumulo  $SWE_i^+$  che alla componente ablativa  $SWE_i^-$  ed è espresso dalla seguente formula:

$$\Delta SWE = SWE_i^+ - SWE_i^-$$

E quindi

$$SWE_{i\text{ mis}}^- = SWE_i^+ - \Delta SWE$$

Mentre lo SWE calcolato è stato calcolato analogamente a quanto fatto per lo IWE<sup>-</sup>

$$SWE_{\text{calc}}^- = a * TDF * PDD + b * RDF * RadDay + c$$

I fattori di fusione nivale sono stati calcolati analogamente ai fattori di fusione glaciale, per periodi diversi. In alcuni periodi i tassi di fusione non sono stati assunti lineari con la quota, bensì sono state utilizzate relazioni paraboliche.

L'accumulo  $SWE^+$  è stato assunto pari alla precipitazione solida dopo il 18.5, mentre prima del 18.5 poiché quest'ultima era inferiore al  $\Delta SWE$ , ovvero al dato misurato sul terreno si è applicato un fattore moltiplicativo e un offset, come nella seguente formula, per considerare la sottostima dovuta all'effetto del vento sulla precipitazione (es. Carturan et al, 2010):

$$SWE^+ = 2,172 * \text{prec solida} + 83,53$$

Confrontando calcolato con misurato di ottiene un buon fit (coefficiente di regressione  $r = 0,9819$ ).

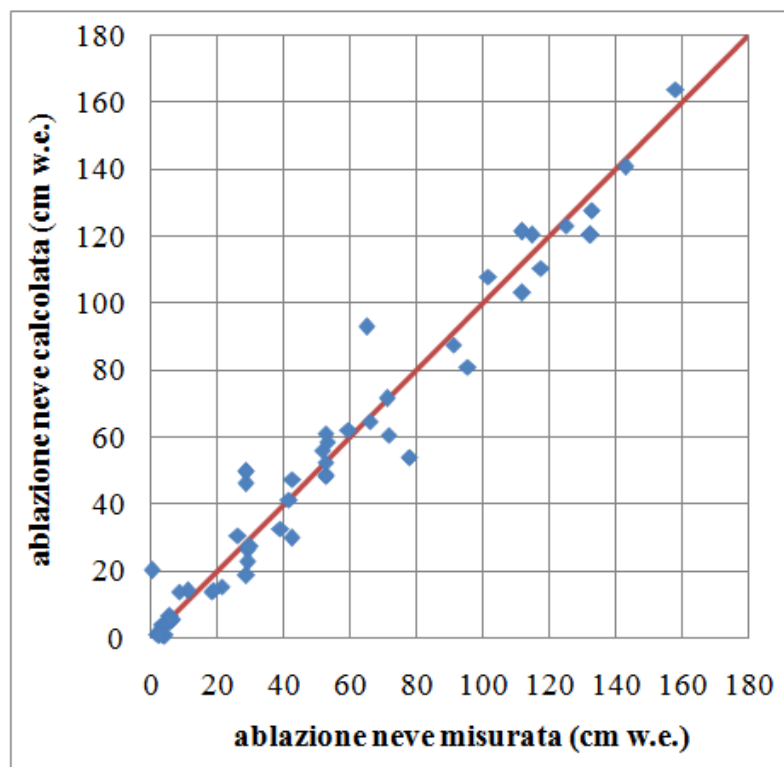


Fig. 2: Tassi di fusione del ghiaccio misurati e calcolati del Ghiacciaio Dosdè Orientale





## 2. Risultati

### 2.1 Accumulo distribuito del Ghiacciaio di Dosdè e sue variazioni stagionali (fusione nivale)

Il 3-4/5/2011, in accordo ai dati termici e di innevamento e ai calcoli effettuati, è risultato il giorno con maggiore accumulo della primavera 2011.

Il Ghiacciaio del Dosdè è risultato coperto in tale data da uno spessore medio di neve di 201 cm w.e., a 2626 m si sono registrati valori minimi di 87 cm w.e. e a 3210 m valori massimi di 398 cm w.e. Questi dati portano a stimare il volume di acqua rappresentato dall'innevamento del Ghiacciaio Dosdè distribuito per le date 3-4/5/2011 pari ad un totale di circa 1642 mila metri cubi.

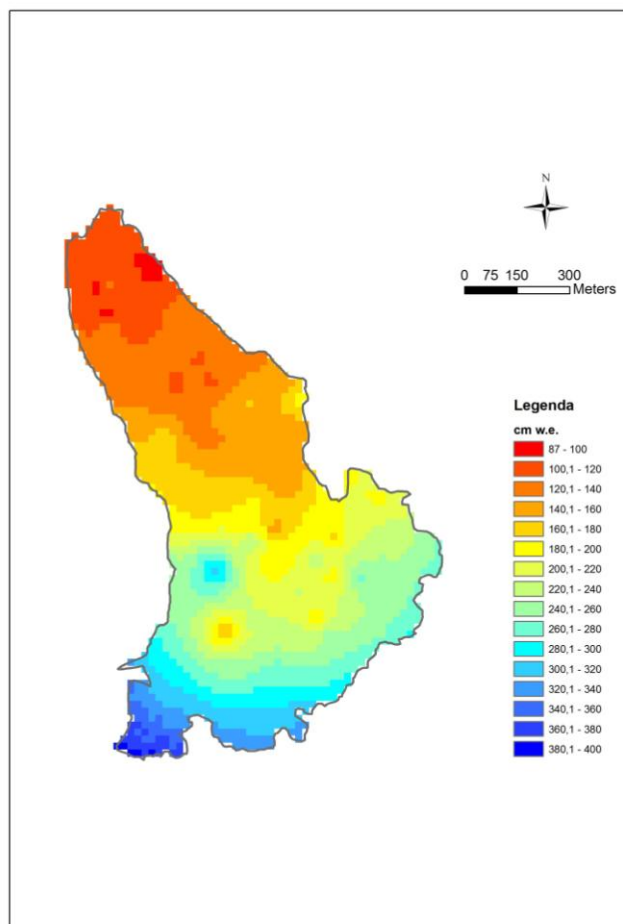


Fig. 3 SWE distribuito alla superficie del Ghiacciaio del Dosdè Orientale (valori in cm w.e.) per i giorni 3-4/5/2011.

Come precedentemente introdotto, i giorni 18-19/5/2011 sono state eseguite trincee nivologiche alla superficie del Ghiacciaio che hanno permesso di ridistribuire l'accumulo residuo in tale data. Il 18.5 è risultato sul ghiacciaio uno spessore medio di neve di 185 cm we, con un minimo di 66 cm w.e. a 2557 m e massimi di 332 cm w.e. a 3210 m. Questi dati portano a stimare il volume di acqua rappresentato dall'innevamento del Ghiacciaio Presena distribuito per la data 18/05/2011 pari ad un totale di circa 1511 mila metri cubi. Il rilascio di acqua avvenuto tra il 3-4/5/2011 ed il 18/05/2011 a seguito della fusione nivale ammonta pertanto a 131 mila metri cubi pari ad una fusione media del manto nivale di 16 cm w.e. Pertanto la trincea è stata effettuata proprio a ridosso del massimo accumulo.

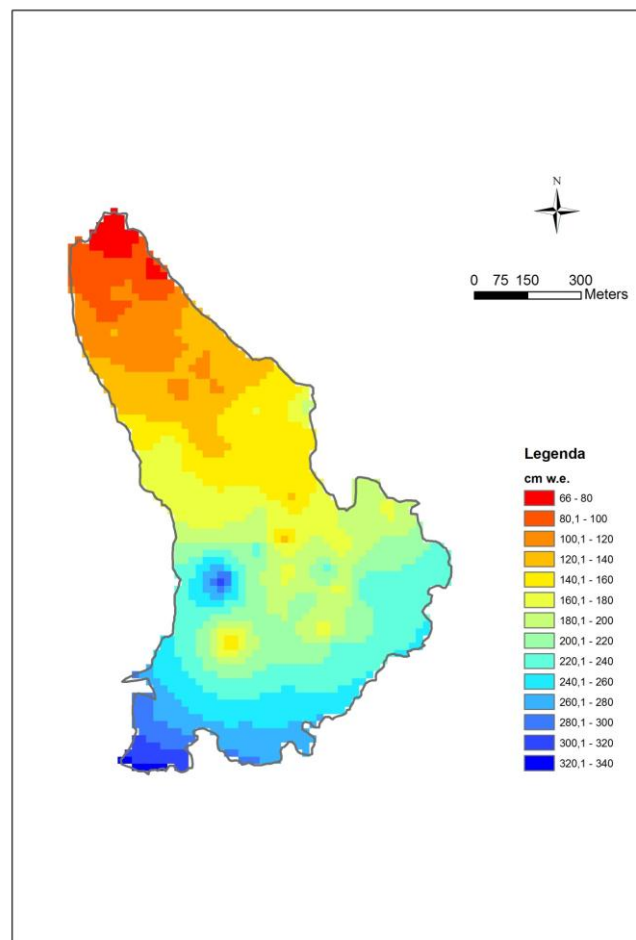
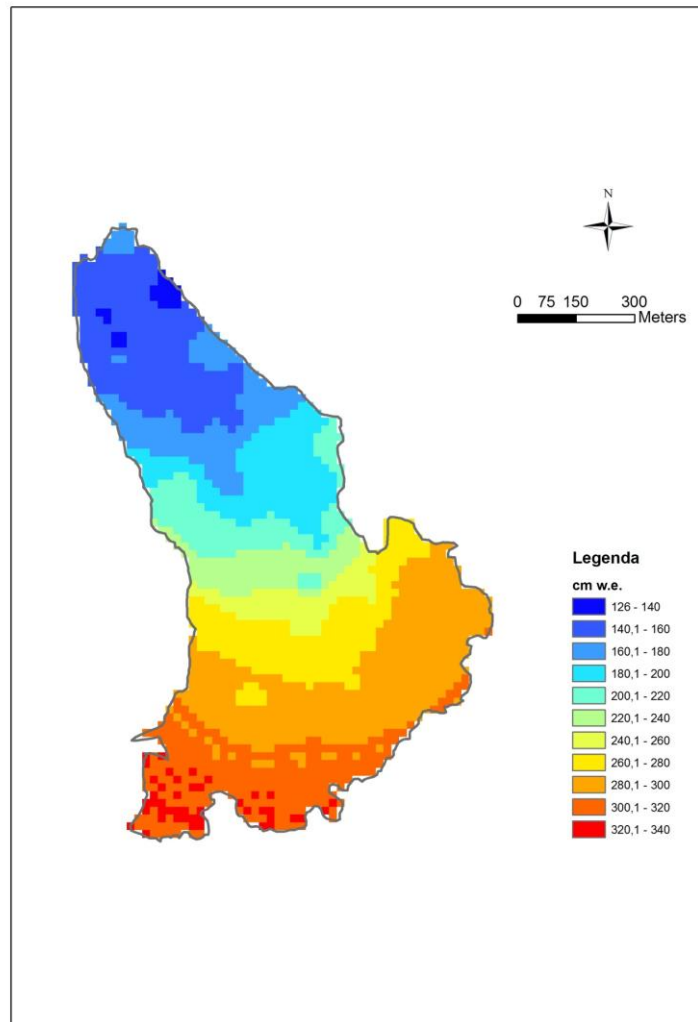


Fig. 4 SWE distribuito alla superficie del Ghiacciaio Presena (valori in cm w.e.) per il giorno 18/5/2011.

A settembre la copertura nevosa è risultata pressoché assente nella parte bassa del ghiacciaio, ma a fine settembre a ricominciato a nevicare e a coprire la superficie glaciale di neve. L'ablazione nivale, calcolata come la somma tra l'EIN all'inizio della stagione (1/10/2010), l'accumulo di tutta la stagione, cui va sottratto l'EIN a fine stagione (30/9/2011) è risultata compresa tra i 126 cm w.e. alla quota di 2626 m e i 330 cm w.e. a 3142 m, con una media di 239 cm w.e., pari a 1954 mila metri cubi w.e.. Si ha pertanto una fusione di neve

maggiore alle quote più elevate a causa della maggiore precipitazione nevosa che ha fornito maggiore accumulo nevoso.



*Fig. 5: Ablazione nivale avvenuta in tutta la stagione 2011 sul Ghiacciaio del Dosd  (valori in cm w.e.)*

## 2.2 Ablazione distribuita del ghiaccio del Ghiacciaio Dosd 

Nel mese di luglio 2011 si sono registrate sul Ghiacciaio del Dosd  perdite molto variabili a causa della ancora rilevante copertura nevosa presente sulla superficie che ha influenzato intensit  e tassi dell'ablatione del ghiaccio glaciale. In molte zone del ghiacciaio comunque, 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. dai 2900 m di quota in su ad un massimo di 235 cm w.e. a 2557 m, con una media di 31 cm w.e.. In totale a luglio 2011 si è avuta una perdita di ghiaccio per fusione pari a circa 253 mila metri cubi w.e..

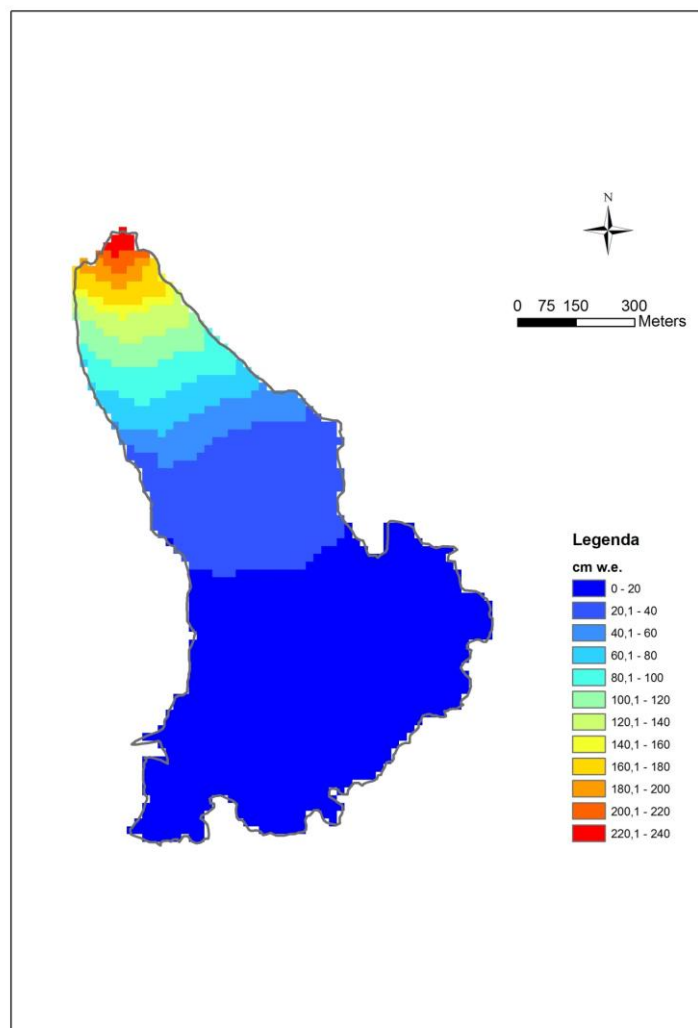


Fig. 6 Ablazione glaciale avvenuta in luglio 2011 sul Ghiacciaio del Dosdè (valori in cm w.e.)

Nel mese di agosto in alcuni punti della parte bassa del ghiacciaio erano ancora presenti aree coperte di neve residua, ma molto meno estese che a luglio; mentre la parte alta era ancora coperta da una consistente

copertura nevosa. La fusione in media sull'intero ghiacciaio è stata quantificata pari a 90 cm w.e. e con un volume di ghiaccio perso di 736 mila metri cubi w.e., il triplo del valore calcolato per il mese di luglio 2011. Il valore massimo dell'ablazione calcolata per il mese di agosto è risultato pari a 142 cm w.e. nella parte bassa (2557 e 2560 m di quota), 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 pari a 31 cm w.e. a 3210 m.

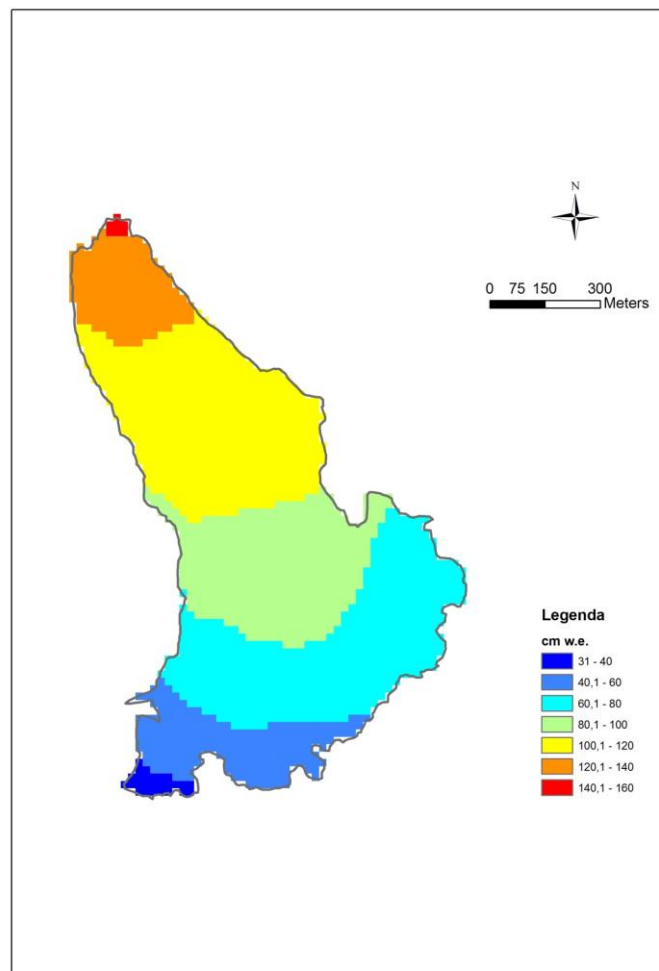


Fig. 7: Ablazione glaciale avvenuta in agosto 2011 sul Ghiacciaio del Dosde (valori in cm w.e.)

A settembre la copertura nevosa è risultata pressoché assente su tutta la parte bassa del 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 32 cm w.e., pari a circa 262 mila metri cubi w.e., circa il 35 % della massa persa ad agosto, con un minimo di 21 cm w.e. nella parte superiore del ghiacciaio (3200 - 3210 m) ed un massimo di 40 cm w.e. nella parte inferiore (2586 m).

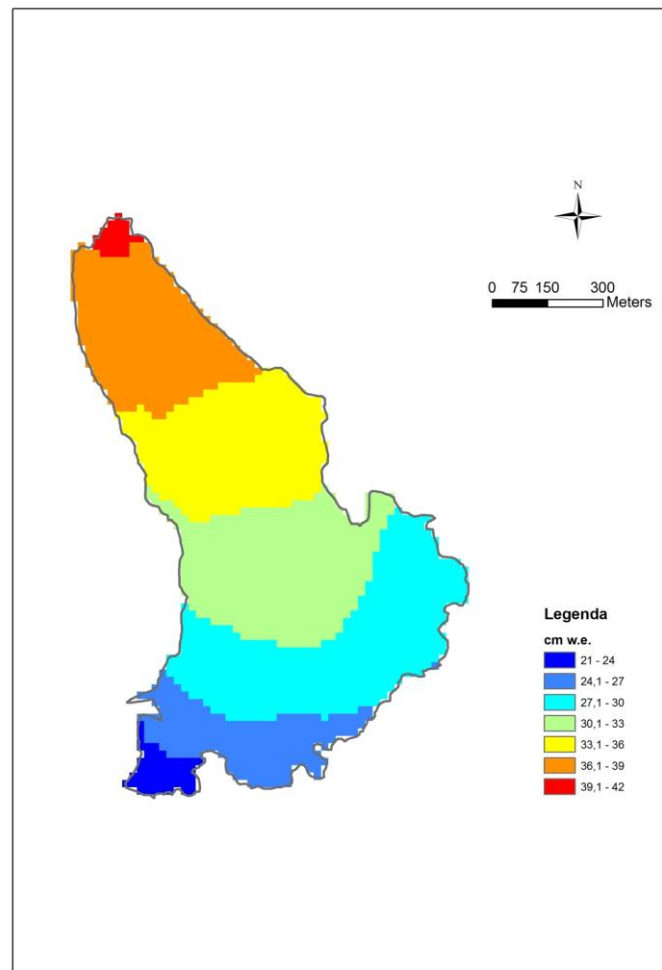


Fig. 8: Ablazione glaciale avvenuta in settembre 2011 sul Ghiacciaio del Dosdè (valori in cm w.e.)

In sintesi da luglio a settembre 2011 il Ghiacciaio del Dosdè Orientale ha perso per fusione del ghiaccio 1250 mila metri cubi w.e. (253 mila in luglio, 736 mila in agosto e 262 mila in settembre) pari ad una perdita media di spessore di 153 cm w.e. (con un minimo di 52 cm w.e. a 3210 m e un massimo di 418 cm w.e. a 2557 m), di cui il 20% a luglio, il 59% ad agosto e il 21% a settembre.

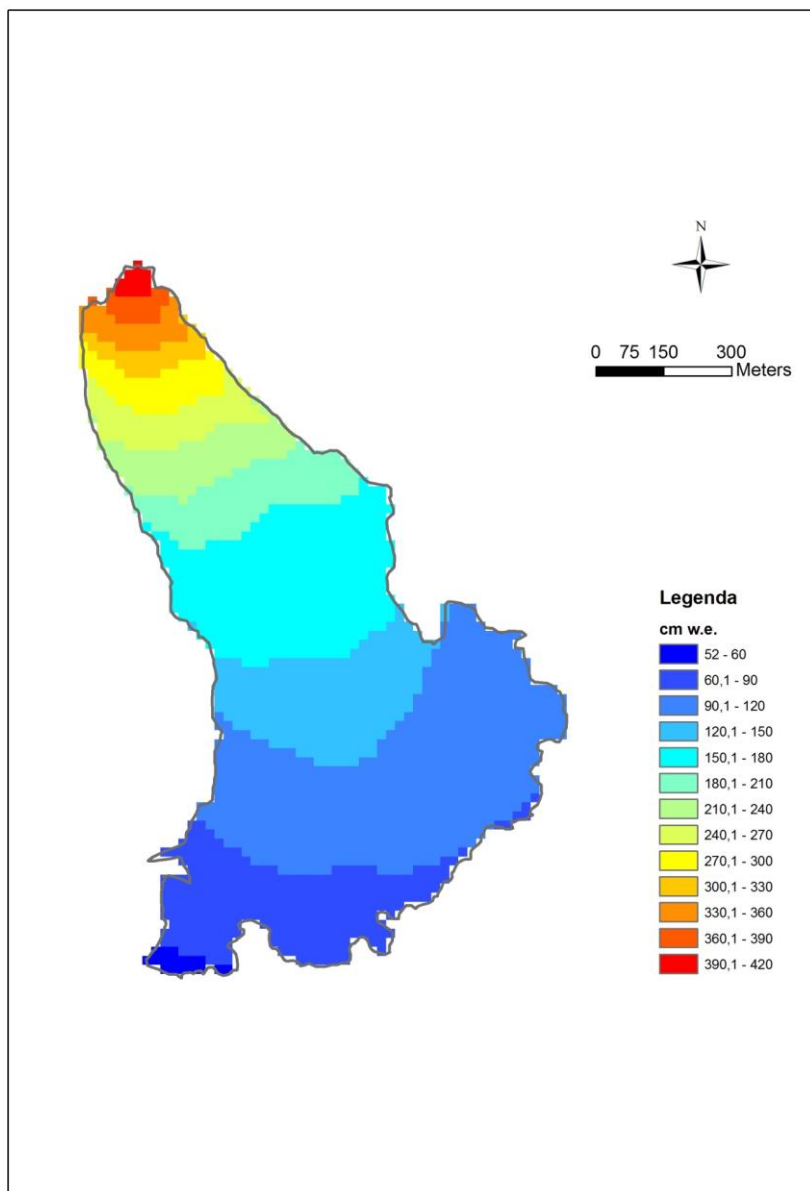


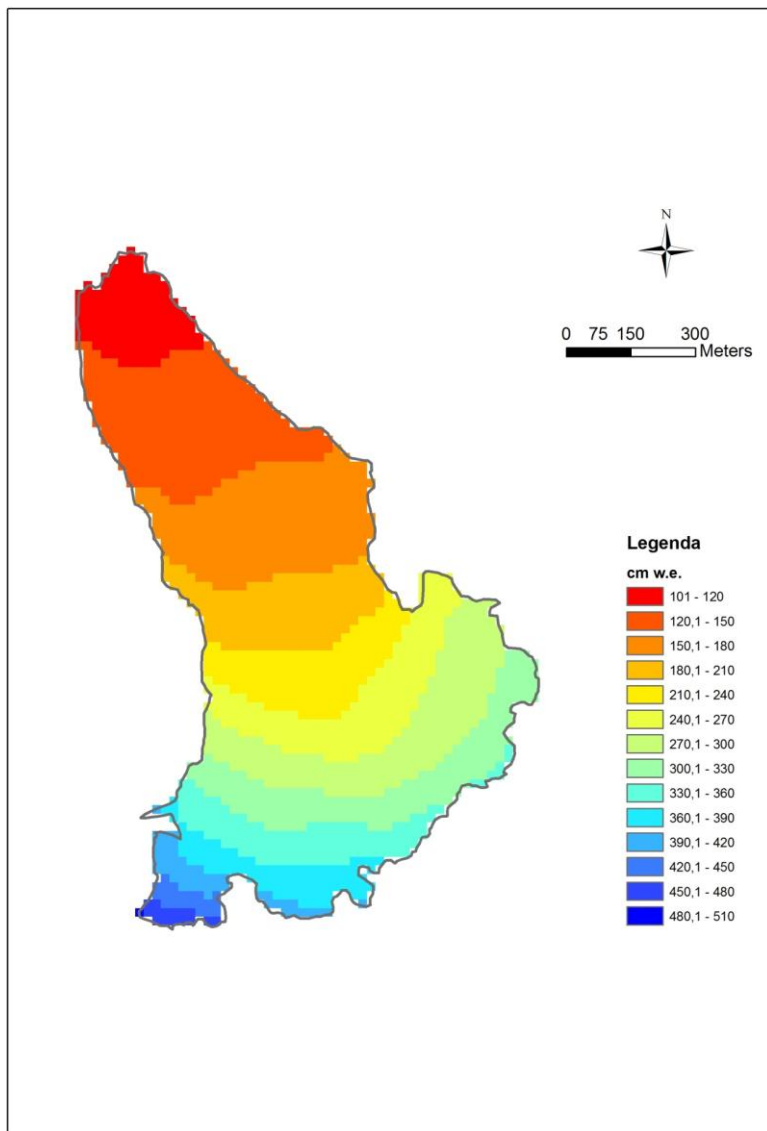
Fig. 9: Ablazione glaciale avvenuta nel periodo luglio-settembre 2011 sul Ghiacciaio del Dosd  (valori in cm w.e.)

### 2.3 Bilancio di massa 2011 del Ghiacciaio Dosd 



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 2010 al 30 settembre 2011, è sostanzialmente in accordo con questa definizione. L'accumulo e l'ablazione nivale sono stati valutati durante tutta la stagione nivale, mentre l'ablazione glaciale è stata valutata lungo tutto il periodo estivo (da luglio a settembre).

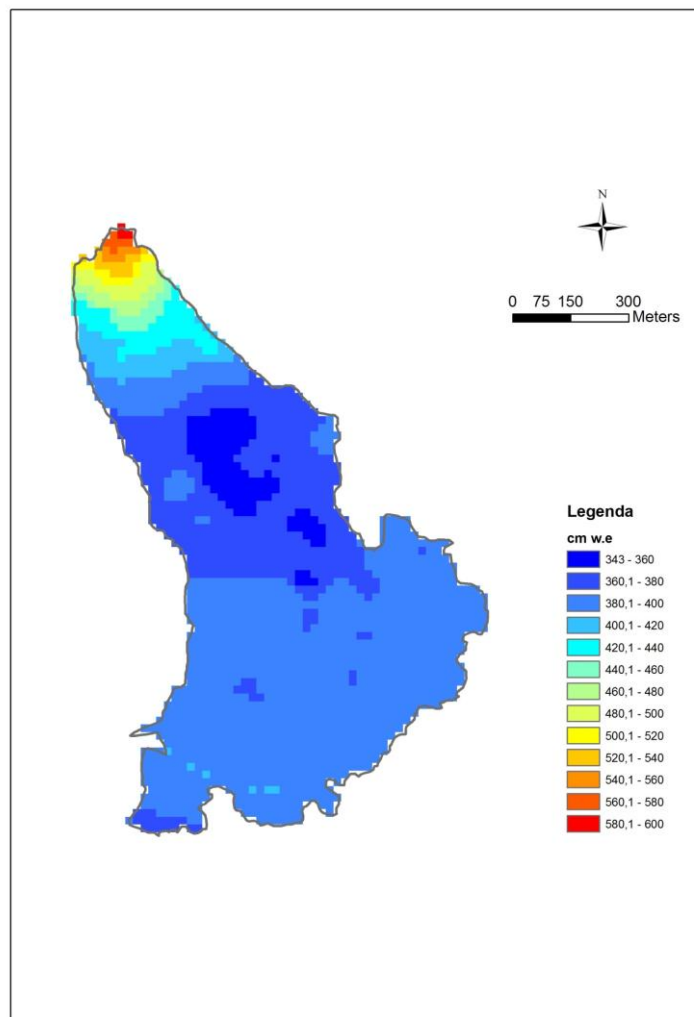
L'accumulo totale è risultato pari a 1916 mila metri cubi w.e. (dai dati delle precipitazioni), con una media di 234 cm w.e., compresi tra 101 cm w.e. della fronte a 2557 m e i 483 cm w.e. della sommità del ghiacciaio a 3210 m .



*Fig. 10: accumulo nivale distribuito su tutta la superficie glaciale per la stagione 2011.*

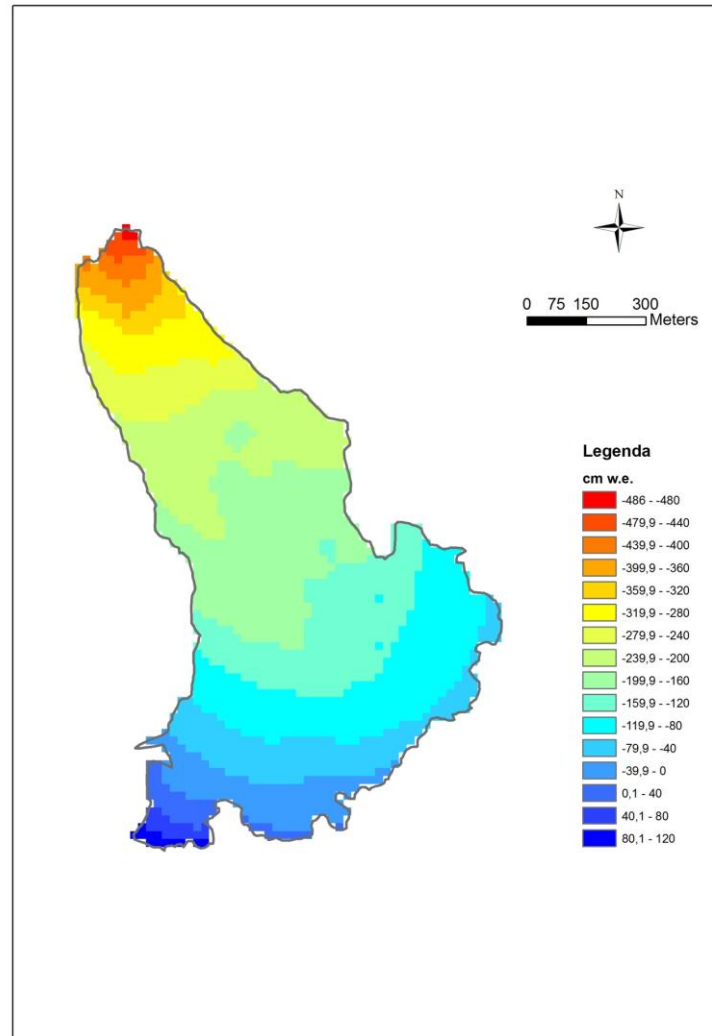
L'ablazione totale è risultata pari all'ablazione nivale avvenuta addizionata all'ablazione glaciale. Questo valore è pari alla massa persa dal Ghiacciaio del Dosd e nel 2011 e al corrispondente volume di acqua rilasciato. L'ablazione nivale   stata pari a 1954 mila metri cubi, mentre l'ablazione del solo ghiaccio glaciale   stata quantificata pari a 1250 mila metri cubi. I due valori portano a stimare l'ablazione nivoglaciale potenziale complessiva pari a 3,204 milioni di metri cubi w.e. Questo   il volume di acqua rilasciato dal ghiacciaio nei 12 mesi di analisi.

In media c'è stata pertanto una fusione di 392 cm w.e. compresi tra i 343 cm w.e. di un'area mediana a 2725 – 2821 m di quota e i 587 cm w.e. della fronte a 2557 m di quota. Nell'area mediana a 2800 m di quota infatti ha accumulato meno neve e pertanto ne è fusa meno che a quota maggiore.

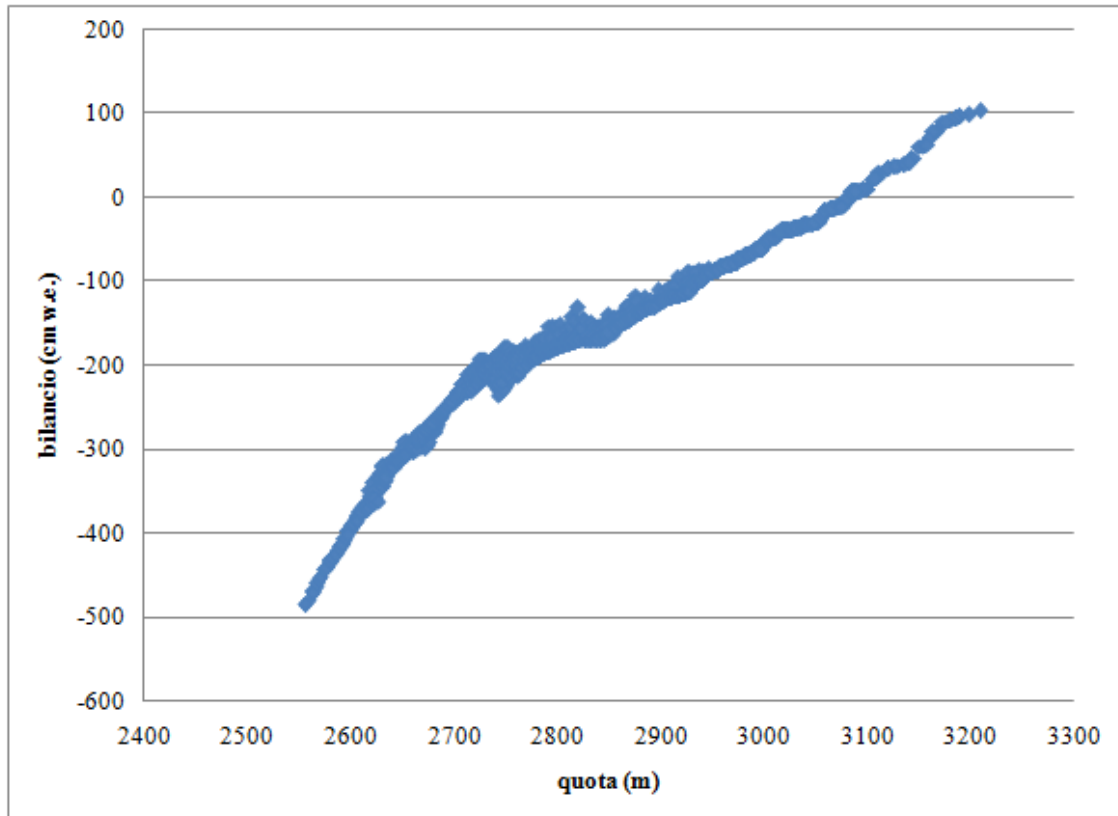


*Fig. 11 ablazione glacio-nivale del Ghiacciaio Dosdè in tutta la stagione 2011.*

Il bilancio di massa netto 2011 del Ghiacciaio del Dosd  (somma algebrica di accumulo ed ablazione)   risultato pari a -1288 mila metri cubi w.e., il bilancio specifico netto   risultato di -1,58 w.e.. I valori maggiori si sono avuti alla sommit  (1,03 m w.e.), mentre quelli minori (negativi) alla fronte (-4,86 m w.e.).

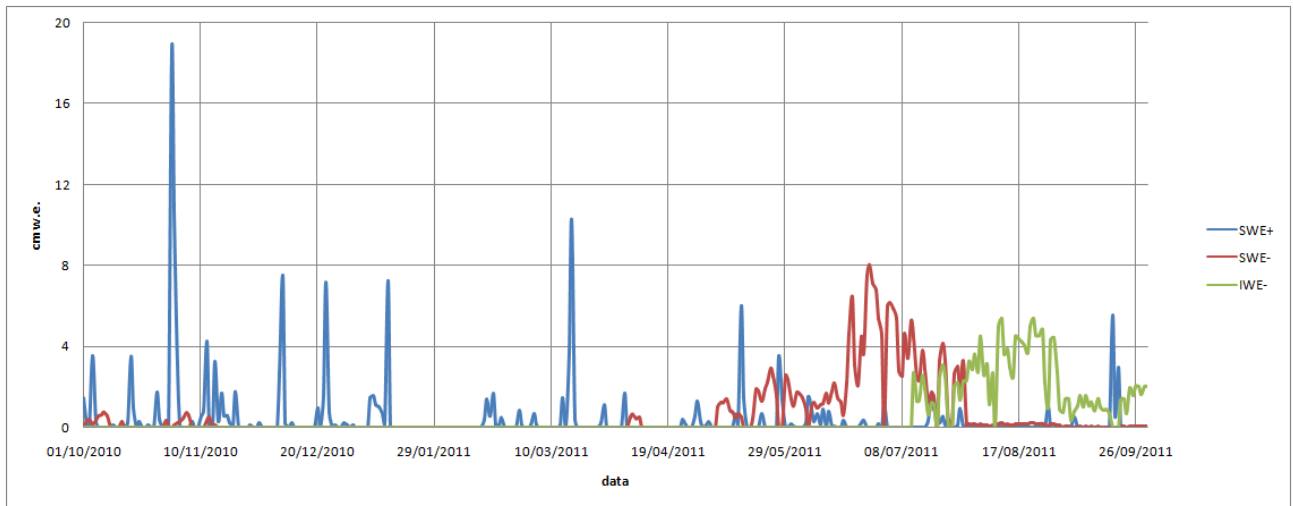


*Fig. 12* Variazione di massa totale distribuita del Ghiacciaio del Dosd  Orientale in metri cubi w.e. dal 1/10/2010 al 30/9/2011



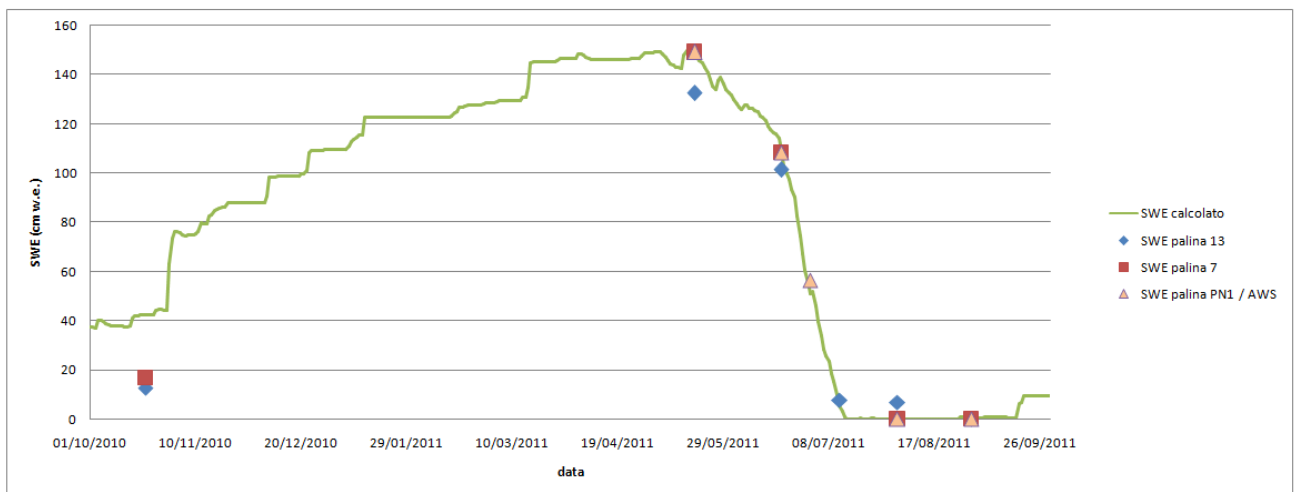
*Fig. 13: andamento del bilancio specifico netto con la quota.*

Nella figura sotto riportata si illustra l'andamento dell'accumulo nivale e 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 Ghiacciaio (circa 2745 m di quota). 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 2011, in seguito i tassi ablativi si riducono drasticamente a causa della riduzione dei valori termici.



*Fig 14 fusione nivale (SWE-), glaciale (IWE-) e accumulo (SWE+) modellati presso la AWS*

In fig. 15 è confrontato l'andamento dello SWE calcolato dal modello presso la stazione meteo e le misure di SWE presso paline ubicate presso la AWS. Il fitting è ottimo ad eccezione delle misurazioni a fine ottobre 2010, nelle quali si ha un scostamento tra modellato e misurato di 20 cm w.e.



*Fig. 15 confronto tra l'andamento dello SWE calcolato dal modello presso la stazione meteo e le misure di SWE presso paline ubicate presso la AWS*

## Riferimenti bibliografici

Bocchiola D., Bianchi Janetti E., Rosso R., Ghiacciai e fiumi, problemi di potenzialità di un rapporto in rapida evoluzione. Il caso del Ghiacciaio nero del venero colo (BS); 2008

Bocchiola D. Groppelli B., 2010, Spatial Estimation of Snow Water Equivalent at different dates within the Adamello Park of Italy, Cold Regions Science and Technology 63, 97-109

Bocchiola D., 2010, Regional Estimation of Snow Water Equivalent in the Italian Alps using Kriging, Geogr. Fis. Dinam. Quat 33

DeWalle D.R. and Rango A., 2008, Principles of Snow Hydrology, Cambridge University Press.

Kottegoda N. Rosso R., 1997, Statistics Probability and Reliability for Civil and Environmental Engineers. Mc Graw Hill

Gianatti M. - Studio degli andamenti climatici del XXI secolo nelle Alpi di Livigno, (Università degli Studi di Milano, Corso di laurea in Scienze Geologiche, elaborato finale, AA 2009-2010 - relatore prof. C. Smiraglia, correlatore dott.. B. Mosconi)

C. Mihalcea, C. Mayer, G. Diolaiuti, A. Lambrecht, C. Smiraglia and G. Tartari (2006) Ice ablation and meteorological conditions on the debris covered area of Baltoro Glacier (Karakoram, Pakistan). Annals of Glaciology, 43,292-300.

Leavesley G.H., Restrepo P., Stannard L.G., and Dixon M., 1983, Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual. Water Resour. Invest. Rpt. 83-4238. US Dept. Interior, Geological Survey.

Oerlemans, J. 2001. *Glaciers and climate change*. Lisse, etc., A.A. Balkema.

Singh P. and Singh V.P., 2001, Snow and Glacier Hydrology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

Willen D.W., Shumway C.A. and Reid J.E., 1971, Simulation of daily snow water equivalent and melt. Proceedings Western Snow Conference, Billings, MT, Vol. 39, pp 3-8.