

# MODELLI della dei DINAMI MANTI NEVOSI in ALTA VALTELLINA

**Francesco Avanzi,  
Carlo De Michele,  
Antonio Ghezzi**  
Politecnico di Milano,  
Dipartimento di Ingegneria Civile  
e Ambientale, Milano  
francesco.avanzi@polimi.it

**Roberto Gianatti,  
Giacomo Della Vedova**  
A2A Impianti idroelettrici, Grosio SO

La fusione delle coltri nivali stagionali è una componente rilevante del bilancio idrologico di molti bacini montani del nostro pianeta. In questo contesto, la Valtellina rappresenta un importante caso di studio, in quanto sede di molti consorzi di produzione di energia idroelettrica, nonché di importanti comprensori turistici invernali e di intensiva produzione agricola. Poiché le dinamiche di accumulo e fusione dei manti nevosi dipendono fortemente dalle forzanti climatiche, la predizione degli scenari futuri di dinamica della risorsa idrica in quest'area rappresenta un elemento strategico per il futuro economico e sociale dell'intero paese. In questo contesto, si propone l'applicazione di un modello di dinamica nivale a tre siti di misura posti in alta Valtellina. Il modello predice le dinamiche locali di equivalente idrico nivale mediante la valutazione accoppiata dell'altezza del manto e della sua densità media. Le predizioni vengono quindi confrontate con misure in sito.

I siti di misura sono localizzati in val Grosina occidentale (Malghera), val Grosina orientale (Eita) e val Cancano (Val Cancano). I risultati mostrano che il modello è utile per predire le dinamiche di accumulo e fusione nelle aree alpine considerate.

# AZIONE MICA



## LA NEVE E LA VALTELLINA

Nelle aree montane, i manti nevosi stagionali rappresentano una componente chiave dei processi idrologici (Bavera e De Michele 2009). Essi costituiscono infatti una riserva naturale di acqua che si accumula lungo l'inverno e che viene resa disponibile nella stagione di fusione per la formazione del deflusso superficiale e l'infiltrazione nei terreni. Tali flussi alimentano impianti di produzione di energia, comparti agricoli, acquedotti civili ed ecosistemi naturali (Ranzi et al., 1999). Durante la stagione invernale, più del 50% dell'Eurasia e del Nord America è coperto da neve stagionale (Pepe et al. 2005).

Nel contesto del fiume Po, le aree montane generano mediamente più del 50% della portata annuale (Vanham 2012, Da Ronco e De Michele 2014). In Valtellina, in circa l'80% dei corsi d'acqua, questa viene derivata per la produzione di energia (Villa et al., 2009). La stessa valle (sede del fiume Adda), insieme alla Valchiavenna, fornisce al mercato nazionale circa il 12% dell'energia idroelettrica, e circa il 50% dell'energia idroelettrica usata in Lombardia (ARPA Sondrio, 2008). La produzione complessiva si aggira attorno ai 5.5 miliardi di kWh/anno (ARPA Sondrio, 2008). La Valtellina è anche sede di molti comprensori sciistici, e luogo di importante produzione agricola. Tuttavia, il clima delle Alpi sta variando. In particolare, si prevedono un aumento delle temperature medie, una riduzione dell'entità delle coltri nivali, e un conti-

nua arretramento dei ghiacciai (Brunetti et al. 2000, Brunetti et al., 2001, Latenser e Schneebeli 2003, Smiraglia e Diolaiuti 2008). Questi elementi dimostrano come lo studio delle dinamiche di massa delle coltri nivali stagionali nel contesto del bacino dell'Adda rappresenti un aspetto importante per il futuro economico e sociale della Lombardia e dell'Italia.

Questa operazione può essere condotta mediante misure o modelli. Con l'installazione in campo di strumentazione (come in Avanzi et al. 2014b) e/o l'effettuazione di misure manuali è possibile monitorare l'evoluzione nel tempo della disponibilità di risorsa idrica locale (cfr. Valgoi 2011, o Cugerone et al., 2012). Tipiche grandezze di misura sono l'altezza del manto, la sua densità media e l'equivalente idrico nivale. Quest'ultima grandezza è definita come l'altezza d'acqua che risulterebbe dalla completa fusione della coltre nivale in un punto (Avanzi et al., 2012). Mediante modelli, invece, è possibile simulare le stesse quantità a partire da dati di forzanti meteorologiche quali la temperatura dell'aria e i tassi di precipitazione nelle due forme (liquida e solida). Tali modelli consentono di predire scenari futuri di disponibilità della risorsa idrica. Qualunque modello necessita di una rigorosa calibrazione e validazione (cioè di verifica delle predizioni sul campo) mediante il confronto con delle misure (Avanzi et al., 2014). Ciò rende le attività sperimentali e modellistiche parimenti importanti per i fini qui descritti.

Il presente lavoro illustra i risultati dell'applicazione di un semplice modello di dinamica nivale a dati sperimentali di input e di validazione misurati in tre siti posti in alta Valtellina. Il modello, semplice ma fisicamente basato, predice le dinamiche locali di accumulo e di ablazione dell'equivalente idrico nivale a partire dalla simulazione accoppiata di densità media del manto ( $\rho$ ) e altezza del manto ( $h$ ). I siti in esame sono posti in val Grosina Occidentale (Malghera), in val Grosina Orientale (Eita) e in val Cancano (Val Cancano). Si riporta in Figura 1 una mappa della Lombardia con le posizioni delle tre stazioni considerate. La validazione di questo modello in Val-

tellina può fornire utili indicazioni circa un suo utilizzo estensivo al fine di predire le dinamiche nivali future nell'area.

## I SITI DI MISURA DI A2A

I dati utilizzati nel presente lavoro provengono dal database A2A ([www.a2a.eu](http://www.a2a.eu)) e vengono acquisiti in continuo per la gestione dei serbatoi idroelettrici dell'alta Valtellina. In questo contesto sono stati utilizzati i dati di altezza di neve (m), temperatura dell'aria (°C), precipitazione totale (mm) ed equivalente idrico nivale (SWE, mm). Essi vengono acquisiti mediante strumentazione automatica nei siti di Malghera, Eita e Val Cancano.

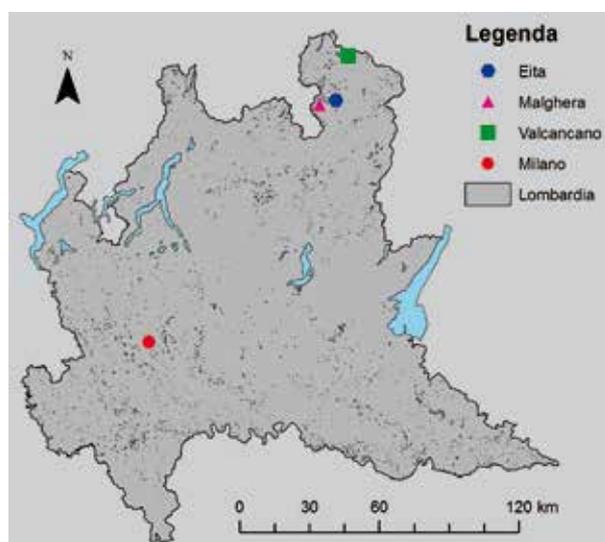
La strumentazione presente nei tre siti di misura è della stessa tipologia, descritta nel seguito, e fornisce un dato ogni quarto d'ora. Per gli scopi del presente lavoro, il dato è stato aggregato a risoluzione oraria usando il dato dell'ora in punto.

### La misura dell'equivalente idrico

L'equivalente idrico è misurato da uno *snow pillow* (o cuscinetto per la misura della densità, si veda Valgoi 2011). Lo strumento consiste in un tappetino di materiale plastico, installato sulla superficie del terreno nel punto di misura desiderato, e contenente un liquido antigelo. La misura della pressione idrostatica del fluido nel cuscinetto avviene mediante opportuni trasduttori e permette di determinare, in tempo continuo, il peso del manto di neve depositato sopra di esso, e quindi l'altezza della lama d'acqua equivalente (in m o mm w.e.). La tecnologia rappresenta oggi uno standard di misura dell'equivalente idrico in molte aree del pianeta quali l'ovest degli Stati Uniti (cfr. Avanzi et al., 2012 e Serreze et al. 1999), o il Canada, o i paesi scandinavi (Sorteberg et al. 2001).

La relativa lunga esperienza nell'uso di questi strumenti ha permesso di definirne in maniera approfondita le diverse tipologie di errore. Esse includono: 1) errori di trasmissione, quali dati mancanti nei report elettronici, dati negativi o dati eccessivamente elevati; 2) oscillazioni erronee del dato sub-giornaliero, causate da varia-

Fig. 1 - Posizione delle tre stazioni considerate nell'analisi nel contesto della regione Lombardia.



zioni della pressione del fluido sul sensore che non corrispondono a reali variazioni di peso del manto. Queste oscillazioni sono dovute al fatto che il volume occupato dalla soluzione antigelo varia al variare della temperatura; 3) sovrastime e sottostime dovute alle diverse caratteristiche termiche e meccaniche dello strumento, della neve e del terreno circostante. Queste diversità determinano per esempio fusione differenziale o *snow bridging* (ovvero ponti di ghiaccio tra la coltre indisturbata e quella sopra il sensore, che alleggeriscono o sovraccaricano il manto oggetto della misura); 4) malfunzionamenti, quali perdite di fluido dovute a forature del cuscinetto ad opera di agenti atmosferici e/o ad animali. Per un'ampia documentazione su tutte queste sorgenti di errore, si veda ancora, Cox et al. (1978), Julander et al. (1998), McGurk (1986), Johnson and Schaefer (2002), Johnson (2004), Johnson e Marks (2004), Avanzi et al. (2014).

### La misura dell'altezza neve

Ciascuno dei siti A2A in alta Valtellina monta un nivometro ad ultrasuoni per la misura automatica dell'altezza di neve al suolo. Questo strumento (si veda Gubler, 1981) permette di misurare in maniera automatica e pseudo-continua l'altezza di neve inviando, a partire da un'altezza nota dal suolo, un segnale ultrasonico.

Esso viene riflesso dalla superficie del manto di neve (o del terreno) e ricevuto dallo stesso strumento che ha inviato il segnale. Conoscendo la velocità del suono in aria, e misurando il tempo di volo necessario al segnale, è possibile determinare l'altezza del manto mediante differenza tra l'altezza del sensore dal suolo e la semi distanza percorsa dal segnale.

I nivometri hanno trovato un utilizzo molto ampio in tutto il mondo, sia per il basso costo dello strumento, sia per l'utilità che ha oggi la misura automatica e remota del dato di altezza di neve anche per applicazioni diverse dalla ricerca scientifica e dalla gestione della risorsa idrica (come la gestione dei comprensori sciistici). Come esempio, basti citare l'ampio utilizzo di nivometri fatto da diverse agenzie di prote-

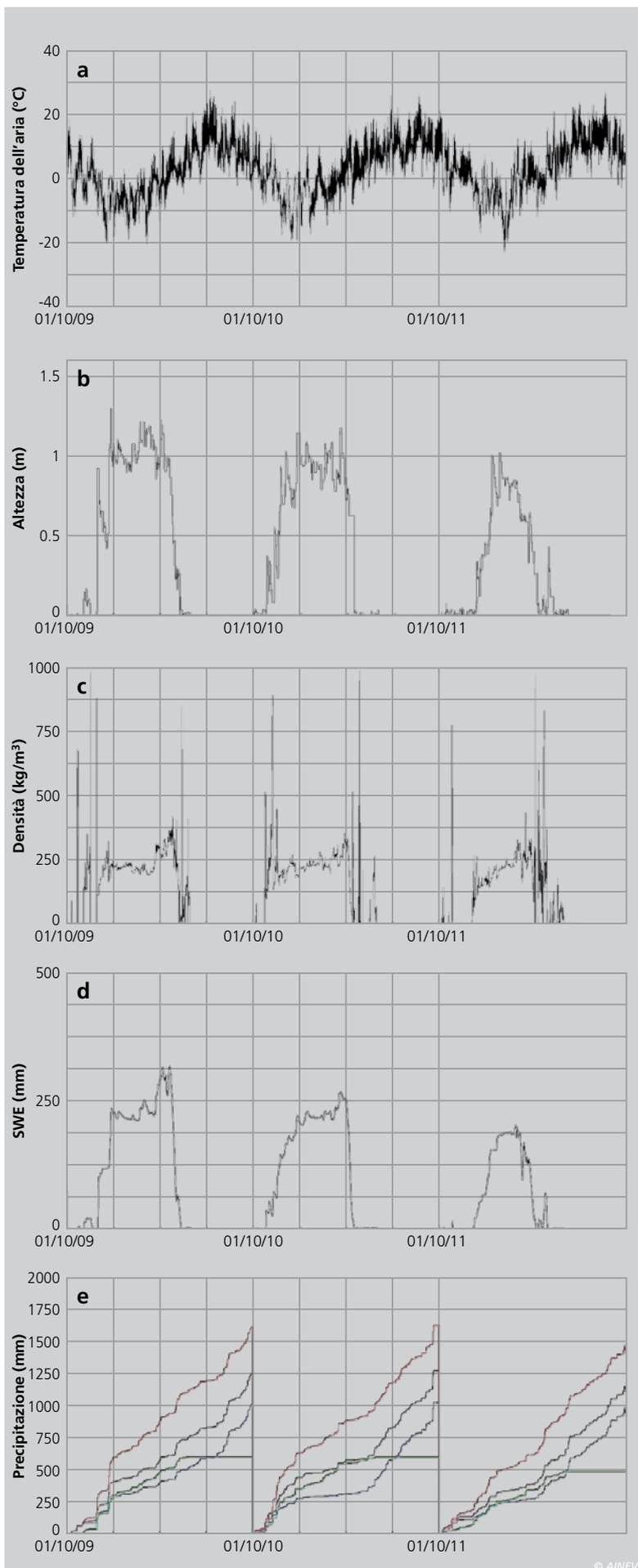
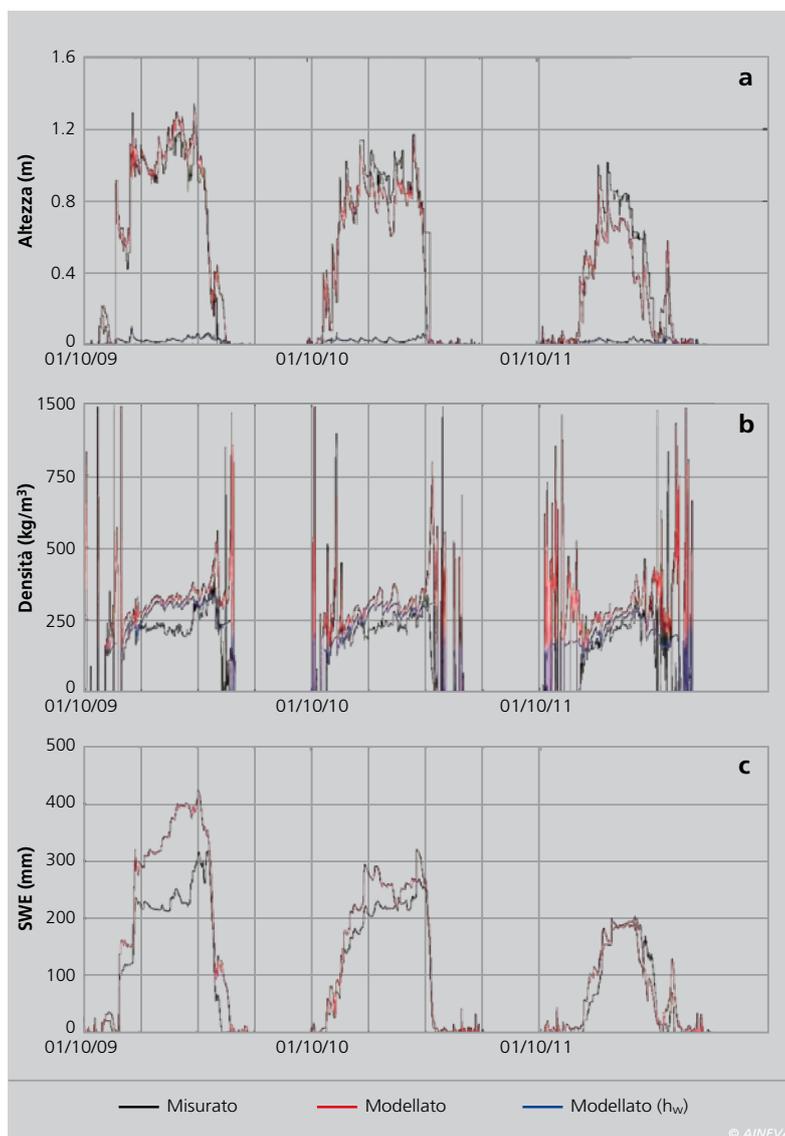


Fig. 2 - Esempio di misure automatiche disponibili ai siti A2A in alta Valtellina. I dati provengono dalla stazione automatica di Val Cancano. In pannello a), vengono riportati i dati di temperatura dell'aria. In pannello b), vengono riportati i dati di altezza di neve, in pannello c) un esempio di dato di densità media e in pannello d) un esempio di dato di equivalente idrico nivale. In pannello e) vengono riportati il dato di precipitazione totale (in nero) e le curve ricostruite di cumulata solida (in verde), di cumulata liquida (in blu) e di cumulata totale (in rosso).

Fig. 3 - Confronto tra dati misurati (in nero) e modellati (in rosso) per la stazione di Val Cancano. In particolare, nel pannello a) vengono riportati i dati misurati di altezza del manto e i dati modellati di altezza complessiva e di altezza d'acqua (in blu). Nel pannello b) vengono riportati i dati misurati di densità del manto e i dati modellati di densità media e di densità secca (in blu), mentre nel pannello c) vengono riportati i risultati misurati e modellati in termini di equivalente idrico.



zione dell'ambiente (Terzago et al., 2012, Cremonini et al., 2013). Parallelamente, però, le tipologie di errore associate a questo strumento sono generalmente meno note rispetto a quanto detto per gli *snow pillows* (Avanzi et al., 2014). Esse comprendono: 1) errori di trasmissione, come nel caso dei *pillows*; 2) fluttuazioni del dato a risoluzione sub-giornaliera, dovute per lo più al fatto che la velocità di propagazione del segnale ultrasonico dipende dalla temperatura del mezzo (in questo caso l'aria). Molte tipologie di nivometri montano al loro interno un piccolo termometro che permetta di stimare un fattore correttivo, ma in molti casi, anche per possibili malfunzionamenti del termometro stesso, le correzioni non appaiono sufficienti (Osterhuber et al., 1994); 3) vibrazioni del sensore dovute al vento; 4) interferenze dovute a fiocchi di

neve che transitano nel cono di vista dello strumento durante una misura o a erba che cresca a lato dello strumento quando l'altezza di neve è bassa (Avanzi et al., 2014).

### La misura della precipitazione e della temperatura

La misura della precipitazione è effettuata mediante un pluviometro riscaldato. Esso registra la quantità di precipitazione caduta (solida, liquida o mista), conservandone nel tempo i mm d'acqua. Lo strumento non è in grado di distinguere le diverse tipologie di precipitazione. La tecnologia è ormai standard, e i principali tipi di errore noti comprendono i già discussi errori di trasmissione, l'intasamento da neve, l'*under-catch* (ovvero la registrazione di una quantità di precipitazione minore rispetto a quella reale) causato dal vento, e la presenza di fluttuazioni del dato

per motivi identici a quelli presentati per il *pillow*. Si veda a riguardo Larson and Peck (1974). La misura di temperatura dell'aria viene effettuata in maniera automatica mediante l'utilizzo di un termoigrometro o un semplice termometro.

### Il trattamento del dato

Riportiamo in Figura 2 un esempio di dato misurato presso la stazione di Val Cancano per le stagioni invernali 2009/2010, 2010/2011 e 2011/2012. Nel prosieguo, ciascuna stagione invernale verrà indicata in termini di anni idrologici. Ciascun anno idrologico (per esempio il 2012) ha inizio il primo di Ottobre dell'anno precedente (per esempio il 2011) e termina al 30 di Settembre dello stesso anno. Di conseguenza, ciascuna delle stagioni citate corrisponde ai tre anni idrologici 2010, 2011 e 2012. Nel pannello a) di Figura 2 viene riportato il dato di temperatura dell'aria. Sono stati eliminati tutti i dati mancanti e i dati superiori ai 40 °C (eventuali errori di trasmissione), sostituendo a ciascuno di esso il dato registrato all'ora precedente. Questo dato mostra un chiaro andamento sinusoidale stagionale.

Il pannello b) riporta il dato di altezza di neve,  $H$ , trattato rimuovendo i valori negativi e fuori range, azzerando le interferenze estive dovute all'erba, e trattando i dati per eliminare le oscillazioni dovute all'effetto della temperatura dell'aria (secondo l'approccio di *processing-modeling* riportato in Avanzi et al., 2014).

In pannello c) viene riportato il dato di densità media della coltre, ricavata mediante la semplice relazione

$$\rho = \frac{\rho_w SWE}{H}$$

dove  $\rho$  è la densità media del manto,  $\rho_w$  la densità dell'acqua (1000 kg/m<sup>3</sup>) e  $SWE$  l'equivalente idrico (riportato in pannello d). Il dato di SWE ha subito trattamenti simili a quelli già descritti in precedenza. Infine, nel pannello e) vengono riportati il dato originale di precipitazione totale (misurata, in nero), la cumulata degli eventi solidi (derivata, in verde) e la cumulata di eventi liquidi (derivata, in blu).

Il dato originale (nero) è stato trattato eliminando i dati mancanti e rimuovendo sistematicamente tutte le variazioni negative del dato cumulato, dovute alternativamente ad oscillazioni del trasduttore o a locali fenomeni di evaporazione.

La cumulata di eventi solidi è stata derivata a partire dal dato originale di altezza di neve (pannello b). A tale scopo, si è imposto che ogni variazione positiva di altezza del manto corrispondesse ad un evento di densità funzione della temperatura dell'aria.

Confrontando per ogni giorno l'eventuale aumento di precipitazione totale (nera) e di precipitazione solida (verde), sono stati calcolati, per differenza, gli eventi liquidi (cumulata blu). A causa del fenomeno dell'intasamento descritto in precedenza, è possibile che molti eventi solidi (registrati correttamente dal nivometro) non siano stati registrati dal pluviometro. Ne deriva che in inverno la precipitazione registrata dal pluviometro può essere inferiore a quella determinata dal solo nivometro, che in queste situazioni viene assunta come valore vero di precipitazione totale. Sommando, per ogni ora, i valori di cumulata solida (verde) e liquida (blu) viene quindi ottenuta una stima della pluviometrica totale "vera" (in rosso). Come si vede, essa è maggiore rispetto a quella misurata, proprio per il fenomeno dell'*under-catch*. Per un'esaustiva descrizione dei trattamenti effettuati, si veda Avanzi et al. (2014).

## L'APPLICAZIONE DEL MODELLO DINAMICO

### Il modello

I dati descritti nella sezione precedente sono stati utilizzati per forzare, calibrare e validare il modello proposto da De Michele et al. (2013), e applicato estensivamente negli Stati Uniti occidentali da Avanzi et al. (2014). Tale modello permette di predire le dinamiche dell'equivalente idrico nivale (Figura 2, pannello d) mediante la simulazione dell'altezza del manto e della sua densità media. Si rimanda ai già citati articoli di De Michele et al. (2013) o Avanzi et al. (2014), oltre ad Avanzi et al.

(2012, in italiano) per i dettagli riguardo la formulazione e le ipotesi.

Il modello implementa la conservazione della massa della componente secca di una coltre nivale (i grani di ghiaccio) e della componente liquida (l'acqua di fusione o di precipitazione).

Inoltre, viene introdotta una terza equazione che valuti nel tempo il valore di densità media secca (ovvero il rapporto tra la massa della componente secca e il volume occupato dalla coltre) modellandone il processo di compattazione e di perturbazione dovuta alle nuove nevicate, di densità media inferiore dell'esistente.

A partire da queste equazioni, il modello predice l'evoluzione nel tempo dell'altezza della coltre nivale ( $h_S$ ), dell'altezza del volume di acqua liquida nel manto ( $h_W$ ), e della densità secca ( $\rho_D$ ). Note queste va-

riabili nell'arco del tempo di simulazione, è possibile determinare la densità media della coltre

$$\rho = \frac{\rho_D h_S + \rho_W h_W}{h}$$

e il valore di *SWE* come

$$SWE = \frac{\rho h}{\rho_W}$$

Dove  $h$  è l'altezza complessiva del sistema, coincidente per la maggior parte della stagione con l'altezza della coltre nivale  $h_S$ , e solo negli ultimi istanti della stagione maggiore di essa a causa della sovrassaturazione dei pori ad opera dell'acqua liquida (cfr. Avanzi et al. 2012).

I dati di input del modello sono la temperatura dell'aria, e le precipitazioni nelle due forme (solida e liquida).

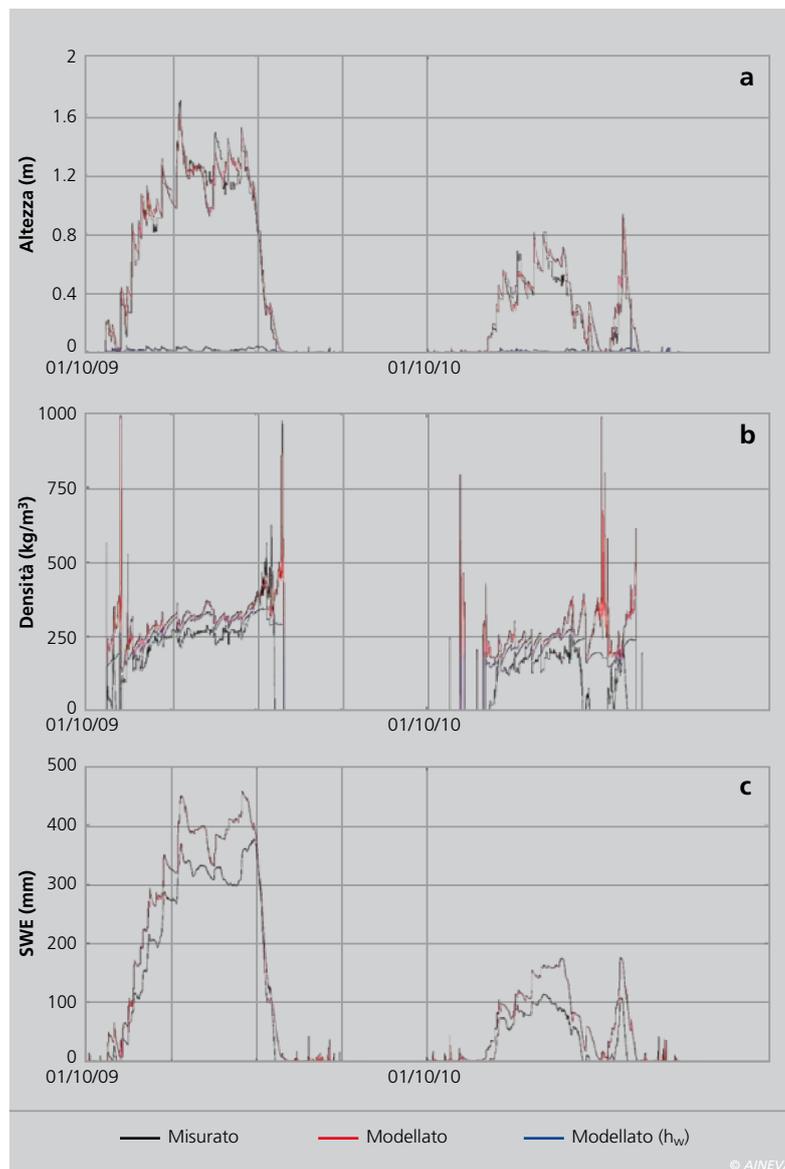
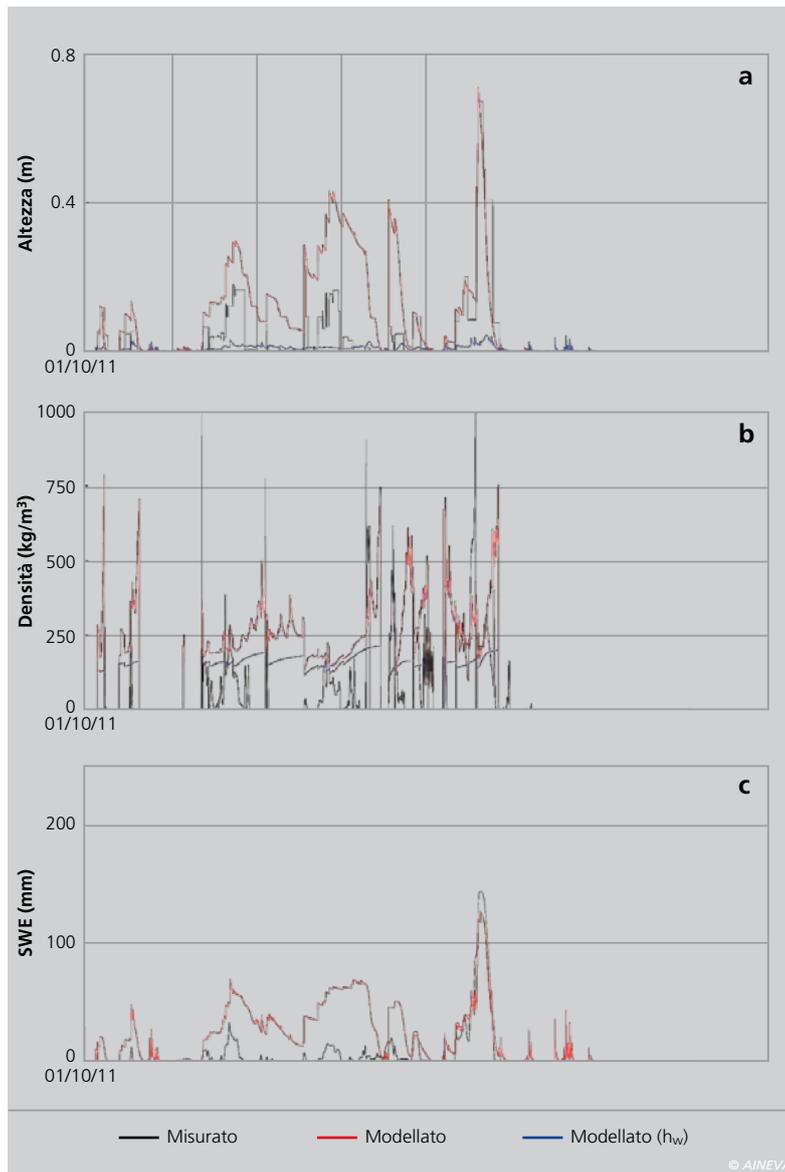


Fig. 4 - Confronto tra dati misurati (in nero) e modellati (in rosso) per la stazione di Eita. In particolare, nel pannello a) vengono riportati i dati misurati di altezza del manto e i dati modellati di altezza complessiva e di altezza d'acqua (in blu). Nel pannello b) vengono riportati i dati misurati di densità del manto e i dati modellati di densità media e di densità secca (in blu), mentre nel pannello c) vengono riportati i risultati misurati e modellati in termini di equivalente idrico.

Fig. 5 - Confronto tra dati misurati (in nero) e modellati (in rosso) per la stazione di Malghera.

In particolare, nel pannello a) vengono riportati i dati misurati di altezza del manto e i dati modellati di altezza complessiva e di altezza d'acqua (in blu). Nel pannello b) vengono riportati i dati misurati di densità del manto e i dati modellati di densità media e di densità secca (in blu), mentre nel pannello c) vengono riportati i risultati misurati e modellati in termini di equivalente idrico.



### Alcuni risultati ed osservazioni

Si riportano in Figura 3, 4 e 5 alcuni esempi delle simulazioni effettuate.

La Figura 3 riporta i risultati della simulazione per il sito di Val Cancano. In questo caso, il primo anno a disposizione (2010) è stato usato a fini di calibrazione.

I dati misurati (in nero) sono gli stessi riportati in Figura 2. Nel pannello a) di Figura 3, la linea rossa rappresenta la simulazione di altezza di neve, e la linea blu la simulazione dell'altezza d'acqua nel manto ( $h_w$ ). Nel pannello b), la linea blu rappresenta la simulazione della densità secca del manto ( $\rho_p$ ), mentre la linea rossa rappresenta la simulazione della densità media ( $\rho$ ). Nel pannello c), la linea rossa rappresenta la simulazione dell'equivalente idrico (SWE). La stessa convenzione è applicata anche ai dati riportati in Figura

4 (risultati per gli anni idrologici 2011 e 2012 al sito di Eita, calibrazione effettuata sulla stagione 2011), e in Figura 5 (estratto esemplificativo dell'anno idrologico 2012 per il sito di Malghera, calibrazione effettuata sull'anno 2010, non riportato per brevità).

La simulazione mostra risultati molto buoni per quanto riguarda l'altezza del manto, sia a Val Cancano, sia a Eita.

Per quanto riguarda l'esempio di Malghera, è interessante notare come il modello si dimostri affidabile anche in caso di coltri nivali molto scarse. In tutti i casi, inoltre, le simulazioni sono sempre in fase con le misure. Questo significa che il modello proposto è in grado di cogliere in maniera abbastanza affidabile i tempi tipici dell'accumulo e della fusione del manto.

La simulazione della densità media è più

problematica. Dai risultati modellati in Figura 3, 4 e 5 è possibile dedurre come, in generale, il modello qui utilizzato tenda spesso a sovrastimare la densità secca della coltre nivale. La densità media (in rosso) ha come limite inferiore la densità secca, e risente quindi dell'errore nella simulazione di quest'ultima.

La sovrastima della densità media e gli errori nella simulazione dell'altezza di neve si combinano nella predizione dell'equivalente idrico, che ne è il prodotto (a meno di una costante, la densità dell'acqua liquida). È interessante osservare come esso risulti generalmente sovrastimato, e sempre in corrispondenza dei punti in cui la predizione della densità media e dell'altezza di neve è particolarmente difficile. Tuttavia, anche in questo caso la dinamica di accumulo e ablazione è sostanzialmente ben riprodotta dal modello.

### Potenzialità e applicazioni

Lo studio qui presentato offre interessanti spunti di applicazione e di ricerca per il futuro.

In primo luogo, è interessante osservare come il modello qui proposto riesca a riprodurre in maniera abbastanza affidabile la dinamica di fusione di una coltre nivale alpina, e le tempistiche dei processi di accumulo e ablazione, al di là della già discussa difficoltà a modellarne la densità media. Questo è probabilmente dovuto al fatto che, per tale modellazione, viene adottato qui un approccio alla *degree-day*, che impone un tasso di fusione proporzionale alla temperatura dell'aria, se positiva (cfr. Hock 1999 e Hock 2003). Questo approccio si dimostra estremamente affidabile qualora i parametri vengano calibrati sul sito in analisi.

In secondo luogo, dimostra grandi potenzialità per il futuro il fatto che il modello offra buone prestazioni anche in casi di accumulo estremamente variabili, e talvolta limite (come l'anno idrologico 2012 nel sito di Malghera, Figura 4). In quest'ultimo caso, la difficile riproduzione del dato misurato è probabilmente imputabile, almeno in parte, a rumore strumentale nella definizione dei dati di input.

In terzo luogo, il fatto che il modello qui presentato richiede come soli dati in input la precipitazione totale, l'altezza di neve e la temperatura dell'aria può permettere un suo utilizzo anche in zone scarsamente strumentate. Come accennato in precedenza, infatti, tali variabili sono monitorate in maniera estremamente diffusa su tutto l'arco alpino. Questo però richiede un'approfondita analisi futura sulle cause dell'errore nella predizione della densità media.

## CONCLUSIONI

In questo contributo, si è proposta l'applicazione di un modello dinamico a tre siti di misura posti in alta Valtellina (un sito in val Grosina occidentale, uno in val Grosina orientale, e uno in val Cancano). Il modello predice localmente le dinamiche della densità media e dell'altezza di un manto nivale, fornendo utili previsioni sulla disponibilità di acqua sotto forma di neve nel tempo (SWE). Nelle stazioni di misura vengono misurate in modo automatico l'altezza del manto, l'equivalente idrico, la precipitazione totale e la temperatura dell'aria. L'applicazione ha mostrato ottimi risultati per quanto riguarda la simulazione dell'altezza di neve, risultati accettabili per quanto riguarda la simulazione dell'equivalente idrico, e frequenti sovrastime per quanto riguarda la simulazione della densità media del manto. Quest'applicazione dimostra comunque ottime potenzialità per la previsione delle dinamiche di fusione di un manto stagionale alpino.

In futuro, maggiore attenzione dovrà essere posta nella caratterizzazione delle dinamiche della densità media.

## Ringraziamenti

Si ringrazia l'Ing. Giancarlo Messina per l'utile contributo fornito nel trattamento dei dati originali delle stazioni A2A.

Si ringraziano inoltre i Sigg. Bruno Pianta e Riccardo Capetti (A2A) per l'assistenza logistica fornitaci. Alcuni dei tematismi riportati in Figura 1 sono stati ottenuti dal Geoportale della Regione Lombardia (<http://www.cartografia.regione.lombardia.it/geoportale>).

## Bibliografia

- ANDERSON, E. A. 1976. A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover. NOAA Technical Report NWS Vol. 19, pp. 172.
- ANDERSON, J., WIRT, J. 2008. Ultrasonic Snow Depth Sensor Accuracy, Reliability, and Performance. Proceedings of the 76th Annual Western Snow Conference, Hood River, Oregon, pp. 99–102.
- ARPA Sondrio, 2008, Rapporto sullo stato dell'ambiente nella provincia di Sondrio, Cap. 1, Il territorio.
- AVANZI, F. 2011. A Dynamic Model of Snowpack Density, Depth and Mass Content and Its Validation with SNOTEL Hourly Data. Tesi di laurea specialistica, Politecnico di Milano.
- AVANZI, F., DE MICHELE, C., GHEZZI, A., JOMMI, C., 2012, La dinamica della densità di una coltre nivale stagionale, Neve e Valanghe, Vol. 77, pp. 44 – 53.
- AVANZI, F., DE MICHELE, C., GHEZZI, A., JOMMI, C., PEPE, M., 2014, A processing–modeling routine to use SNOTEL hourly data in snowpack dynamic models, Advances in Water Resources, Vol. 73, pp. 16–29.
- AVANZI, F., CARUSO, M., JOMMI, C., DE MICHELE, C., GHEZZI, A., 2014b. Continuous-time monitoring of liquid water content in snowpacks using capacitance probes: A preliminary feasibility study. Vol. 68, pp. 32–41.
- BARNETT, T. P., ADAM, J. C., LETTENMAIER, D. P. 2005. Potential Impacts of a Warming Climate on Water Availability in Snow-dominated Regions. Nature, Vol. 438, pp. 303–309.
- BAVERA, D., DE MICHELE, C. 2009. Snow Water Equivalent Estimation in the Mallerio Basin Using Snow Gauge Data and MODIS Images and Fieldwork Validation. Hydrological Processes, Vol. 23, pp. 1961–72.
- BRUNETTI, M., BUFFONI, M., MAUGERI, M., NANNI, T. 2000. Trends of Minimum and Maximum Daily Temperatures in Italy from 1865 to 1996. Theoretical and Applied Climatology, Vol. 66, pp. 49–60.
- BRUNETTI, M., MAUGERI, M., NANNI, T. 2001. Changes in Total Precipitation, Rainy Days and Extreme Events in Northeastern Italy. International Journal of Climatology, Vol. 21, pp. 861–71.
- COX, L. M., BARTHEE, L. D., CROOK, A. G., FARNES, P. E., SMITH, J. L. 1978. The Care and Feeding of Snow Pillows. In Proceedings of the 46th Annual Western Snow Conference, Otter Rock, Oregon, pp. 40–47.
- CREMONINI, R., PROLA, M.C., BARBERO, S., SOLERO, E., BONANSEA, E., ALIBRANDO, M., CARRINO, M., TERZAGO, S. 2013. Monitoraggio della neve al suolo in Piemonte mediante l'utilizzo di sistemi webGIS. Neve e Valanghe Vol. 78, pp. 12 – 17.
- CUGERONE, K., ALLAMANO, P., SALANDIN, A., BARBERO, S. 2012. Stima Della Precipitazione in Siti Di Alta Quota. Neve e Valanghe, Vol. 77, pp. 36–43.
- DA RONCO, P., DE MICHELE, C., 2014. Cloudiness and snow cover in Alpine areas from MODIS products. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. Vol. 11, pp. 3967–4015.
- DE MICHELE, C., AVANZI, F., GHEZZI, A., JOMMI, C., 2013. Investigating the Dynamics of Bulk Snow Density in Dry and Wet Conditions Using a One-dimensional Model. The Cryosphere, Vol. 7, pp. 433–44.
- GUBLER, H. 1981. An Inexpensive Remote Snow–depth Gauge Based on Ultrasonic Wave Reflection from the Snow Surface. Journal of Glaciology, Vol. 27, pp. 157 – 163.
- HOCK, R., 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. Journal of Glaciology, Vol. 45, No. 149, pp. 101–111.
- HOCK, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. Journal of Hydrology, Vol. 282, pp. 104–115.
- JOHNSON, J., SHAEFER, G. L. 2002. The Influence of Thermal, Hydrologic, and Snow Deformation Mechanisms on Snow Water Equivalent Pressure Sensor Accuracy. Hydrological Processes, Vol. 16, pp. 3529–42.
- JOHNSON, J. 2004. A Theory of Pressure Sensor Performance in Snow. Hydrological Processes, Vol. 18, pp. 53–64.
- JOHNSON, J., MARKS, D. 2004. The Detection and Correction of Snow Water Equivalent Pressure Sensor Errors. Hydrological Processes, Vol. 18, pp. 3513–25.
- JULANDER, R. P., WILSON, G. R., NAULT, R. 1998. The Franklin Basin Problem. Proceedings of the 66th Annual Western Snow Conference, Snowbird, Utah, pp. 153 – 156.
- KUMAR, M., MARKS, D., DOZIER, J., REBA, M., WINSTRAL, A. 2013. Evaluation of Distributed Hydrologic Impacts of Temperature-index and Energy-based Snow Models. Advances in Water Resources, Vol. 56, pp. 77–89.
- LARSON, L. W., PECK, E. L. 1974. Accuracy of Precipitation Measurements for Hydrologic Modeling. Water Resources Research, Vol. 10, pp. 857 – 863.
- LATERNER, M., SCHNEEBELI, M., 2003, Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931 – 99), International Journal of Climatology, Vol. 23, pages 733 – 750
- MCGURK, B. J. 1986. Precipitation and Snow Water Equivalent Sensors: An Evaluation. Proceedings of the 54th Annual Western Snow Conference, Phoenix, Arizona, pp. 71–80.
- OSTERHUBER, R. S., EDENS, T., MCGURK, J., 1994. Snow Depth Measurement Using Ultrasonic Sensors and Temperature Correction. In Proceedings of the 62nd Annual Western Snow Conference, Santa Fe, New Mexico, pp. 159–62.
- PEPE, M., BRIVIO, P. A., RAMPINI, A., ROTA NODARI, F., BOSCHETTI, M., 2005. Snow Cover Monitoring in Alpine Regions Using ENVISAT Optical Data. International Journal of Remote Sensing, Vol. 26, pp. 4661–67.
- RANZI, R., GROSSI, G., BACCHI, B., 1999. Ten years of monitoring areal snowpack in the Southern Alps using NOAA – AVHRR imagery, ground measurements and hydrological data. Hydrological Processes, Vol. 13, pp. 2079 – 2095.
- RYAN, W. A., DOESKEN, N. J., FASSNACHT, S. R., 2008. Preliminary Results of Ultrasonic Snow Depth Sensor Testing for National Weather Service ( NWS ) Snow Measurements in the US. Journal of atmospheric and oceanic technology, Vol. 25, pp. 2748–57.
- SCHAEFLI, B., GUPTA, H. V., 2007. Do Nash values have value?. Hydrological Processes, Vol. 21, pp. 2075–2080.
- SERREZE, M. C., CLARK, M. P., ARMSTRONG, R. L., MCGINNIS, D. A., PULWARTY, R. S., 1999. Characteristics of the Western United States Snowpack from Snowpack Telemetry (SNOTEL) Data. Water Resources Research, Vol. 35, pp. 2145–60.
- SMIRAGLIA, C., DIOLAIUTI, G., 2008. Lo stato di salute dei ghiacciai lombardi: verso l'estinzione di una risorsa fondamentale?, in Clima e Ghiacciai, l'evoluzione delle risorse glaciali in Lombardia. 212 pp.
- SORTEBERG, H. K., ENGESET, R. V., UDNAES, J. C., 2001. A National Network for Snow Monitoring in Norway: Snow Pillow Verification Using Observations and Models. Phys. Chem. Earth, Vol. 26(10), pp. 723–29.
- SPROLES, E. A., NOLIN, A. W., RITTGER, K., PAINTER, T. H., 2013. Climate Change Impacts on Maritime Mountain Snowpack in the Oregon Cascades. Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 17(7), pp. 2581–97.
- TERZAGO, S., PROLA, M.C., FRATIANNI, S., CREMONINI, R., BARBERO, S. 2012. Validazione di misure nivometriche automatiche. Neve e Valanghe, Vol. 75, pp. 36 – 43.
- VANHAM, D., 2012. The Alps under climate change: implications for water management in Europe. Journal of Water and Climate Change Vol. 3 No. 3 pp. 197–206.
- VALGOL, P., 2011, Cuscinetto per la misura della densità della neve SNOW PILLLOW. Neve e Valanghe, Vol. 72, pagine 48 – 53
- VILLA, F., ROSSETTI, A., BRAMBILLA, M., GIACOMELLI, P., MAGGI, V., CAVALLINI, A., 2009, Stima della componente glaciale nel bilancio idrico. Il caso studio del bacino valtellinese del fiume Adda, Rendiconti online Soc. Geol. It., Vol. 8, pp. 159 – 161.