

POLITECNICO DI TORINO

Corso di Laurea Magistrale
in Ingegneria Matematica

Tesi di Laurea Magistrale

Modellizzazione dei processi termodinamici che governano l'evoluzione del manto nevoso in ambiente alpino

in collaborazione con Arpa Piemonte



**Politecnico
di Torino**

Relatore

Prof. Jost von Hardenberg

Correlatori

Dott. Luca Paro

Dott. Christian Ronchi

Candidato

Francesco Solazzo

Anno Accademico 2022-2023

Abstract

La distribuzione del manto nevoso ha un profondo impatto sulla temperatura del suolo, sullo spessore dello strato attivo e sul permafrost. Qualsiasi cambiamento nel regime del manto nevoso, che accompagna il riscaldamento climatico, controllerà l'effetto netto sullo stato termico del permafrost. Il problema di rappresentare realisticamente la neve stagionale nei modelli atmosferici e idrologici regionali e globali è reso complesso a causa delle numerose caratteristiche legate alla neve che mostrano una notevole variabilità spaziale e temporale alle scale inferiori dei modelli. Comprendere i processi coinvolti nella degradazione del permafrost e nell'ispessimento dello strato attivo richiede lo studio del regime energetico che lo governa. Ciò viene fatto calibrando e applicando opportunamente modelli basati sulla fisica per simulare i processi che si verificano e i parametri di interesse, come il manto nevoso e la temperatura del sottosuolo. L'obiettivo di questo lavoro di ricerca è modellare adeguatamente i processi termodinamici che governano l'evoluzione della criosfera, in particolare lo strato di neve. Lo scopo è fornire una migliore comprensione del ruolo del bilancio energetico superficiale in un'area dominata dal permafrost. Viene considerato in particolare il caso di studio di Passo del Moro, nelle Alpi del Piemonte settentrionale, per il quale ci sono sia le misure del manto nevoso che i dati meteorologici adeguati. Lo studio viene effettuato su scala puntuale utilizzando un modello idrologico all'avanguardia (GEOtop), con una rappresentazione completa dei processi termodinamici che controllano l'evoluzione dello strato nevoso. Nella sua configurazione completa, GEOtop è un modello idrologico distribuito, con bilanci idrici ed energetici accoppiati, mentre qui è utilizzato nella sua modalità 1D in un singolo punto. Le simulazioni sono state effettuate nel periodo tra l'Agosto 2001 e Luglio 2022. L'impostazione iniziale del modello è stata ottenuta includendo fattori di vista del cielo accurati e aspetti topografici dell'area. Lo studio dei processi termodinamici e l'impostazione dei parametri fisici in ciascun modulo hanno contribuito alla corretta messa a punto del modello. I risultati del modello sono valutati rispetto allo spessore del manto nevoso e alla temperatura del sottosuolo misurata presso la stazione di monitoraggio di Passo del Moro. Al fine di ottenere un buon accordo, a causa dell'importanza dei bias nella precipitazione misurata e della grande sensibilità del modello a questi bias, si è ritenuto importante sviluppare una bias correction sulle precipitazioni misurate e delle simulazioni in stagioni out-of-sample per testare la validità delle correzioni applicate. La prima realizzazione dei risultati del modello mostra che la precisione dei dati meteorologici di input è la causa principale di una simulazione non riuscita dello spessore della neve. Questo problema è stato superato correggendo i dati di input sulle precipitazioni utilizzando dati reali sulle nevicate e ad una necessaria parametrizzazione della densità della neve in GEOtop, portando a un miglioramento nella precisione dei risultati del modello. Lo studio viene poi esteso ad un'altra stazione, quella di Sestriere Banchetta, nelle Alpi Piemontesi occidentali, per verificare le difficoltà in caso in cui la stazione di monitoraggio sia provvista di pluviometro non riscaldato.

Indice

Elenco delle figure	4
1 Introduzione	6
1.1 Il manto nevoso	6
1.2 Il permafrost	7
1.2.1 Il caso alpino	8
1.3 Introduzione alla rappresentazione del manto nevoso nei modelli	9
1.4 Motivazioni	10
1.4.1 Struttura della tesi	12
2 Modelli per l'evoluzione temporale del manto nevoso	13
2.1 Rassegna e applicazioni recenti	13
2.1.1 Stato dell'arte dei modelli	13
2.1.2 Sensibilità dei modelli di neve alla precisione delle forzanti meteo- rologiche in ambienti montani	18
2.2 Modello GEOtop	21
2.2.1 Descrizione del modello	21
2.2.2 Bilancio energetico di superficie	22
2.2.3 Equazione del calore	24
2.2.4 Manto nevoso	25
2.2.5 Implementazione del modello	26
3 Metodi e dati	27
3.1 Siti e dati disponibili	27
3.1.1 Stazioni di monitoraggio	27
3.1.2 Dati meteorologici	28
3.2 Parametrizzazione della densità e <i>precipitazioni sintetiche</i>	29
3.3 Calibrazione del modello GEOtop	33
4 Valutazione dell'output di GEOtop	37
4.1 Bias correction	37
4.2 Simulazioni e risultati <i>out-of-sample</i>	39
4.2.1 <i>Precipitazioni sintetiche</i>	39

4.2.2	Bias correction	41
4.3	Temperatura del suolo	42
4.4	Il caso del pluviometro non riscaldato: Sestriere Banchetta	44
5	Discussione e conclusione	48

Elenco delle figure

3.1	Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop, impostando i parametri di default, per le cinque stagioni prese in considerazione della stazione del Passo del Moro.	29
3.2	Scatter plot tra la precipitazione P e $\Delta Snow$ per $T \leq -1^\circ\text{C}$	31
3.3	Scatter plot tra $P \cdot f(T)$ e $\Delta Snow$ per $T \leq 2^\circ\text{C}$	31
3.4	Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop prima con le precipitazioni osservate in stazione poi con le <i>precipitazioni sintetiche</i> , impostando i parametri di default, da Agosto 2016 a Luglio 2018, per Passo del Moro.	32
3.5	Risultati della simulazione dell'altezza della neve per la calibrazione della parametrizzazione LW_{in} impiegando le formule per il calcolo LW_{in} , utilizzando le <i>precipitazioni sintetiche</i> , forzando i parametri topografici e quelli caratterizzanti la neve, dall'Agosto 2016 al Luglio 2018, per Passo del Moro. Valori RMSE delle simulazioni rispetto all'osservato: Brutsaert 413.79 mm, Idso 433.75 mm, Andrea & Ackley 447.56 mm, Prata 421.88 mm, Dilley 421.35 mm. Valori R^2 delle simulazioni rispetto all'osservato: Brutsaert 0.924, Idso 0.959, Andrea & Ackley 0.899, Prata 0.943, Dilley 0.936.	35
3.6	Risultati della simulazione della profondità della neve confrontando diverse opzioni per il parametro Monin-Obukhov. Valori RMSE delle simulazioni rispetto all'osservato: stabilità e instabilità considerate 433.75 mm, stabilità non considerata 462.20 mm, instabilità non considerata 433.26 mm, neutralità 463.74 mm. Valori R^2 delle simulazioni rispetto all'osservato: stabilità e instabilità considerate 0.959, stabilità non considerata 0.966, instabilità non considerata 0.959, neutralità 0.965.	36
4.1	Confronto tra la funzione di ripartizione (CDF) delle precipitazioni osservate e quella delle <i>precipitazioni sintetiche</i> per $T < -1^\circ\text{C}$	38
4.2	Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop prima con le precipitazioni osservate corrette col fattore moltiplicativo, poi con le precipitazioni osservate corrette con la tecnica QM standard, impostando i parametri scelti nel capitolo precedente, per le stagioni 2001/02, 2003/04, 2005/06, 2016/17 e 2017/18, per Passo del Moro.	39
4.3	Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop con le <i>precipitazioni sintetiche</i> , dall'Agosto 2001 al Luglio 2007, per Passo del Moro.	40

4.4	Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOTop con le <i>precipitazioni sintetiche</i> , dall'Agosto 2016 al Luglio 2018 e dall'Agosto 2020 al Luglio 2022, per Passo del Moro.	40
4.5	Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOTop prima con le precipitazioni osservate corrette col fattore moltiplicativo, poi con le precipitazioni osservate corrette con la tecnica QM standard, impostando i parametri scelti nel capitolo precedente, dall'Agosto 2001 al Luglio 2007, per Passo del Moro.	41
4.6	Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOTop prima con le precipitazioni osservate corrette col fattore moltiplicativo, poi con le precipitazioni osservate corrette con la tecnica QM standard, impostando i parametri scelti nel capitolo precedente, dall'Agosto 2016 al Luglio 2018 e dall'Agosto 2020 al Luglio 2022, per Passo del Moro.	42
4.7	Confronto tra la serie oraria della GST osservata a 2 cm di profondità (Agosto 2012-Luglio 2014) e quella simulata con GEOTop con le <i>precipitazioni sintetiche</i> (Agosto 2001-Luglio 2007, Agosto 2016-Luglio 2018, Agosto 2020-Luglio 2022) per Passo del Moro.	43
4.8	Confronto tra la serie oraria della GST osservata a 2 cm di profondità (Agosto 2012-Luglio 2014) e quella simulata con GEOTop con le precipitazioni osservate con la prima bias correction (Agosto 2001-Luglio 2007, Agosto 2016-Luglio 2018, Agosto 2020-Luglio 2022) per Passo del Moro.	43
4.9	Confronto tra la serie oraria della GST osservata a 2 cm di profondità (Agosto 2012-Luglio 2014) e quella simulata con GEOTop con le precipitazioni osservate corrette con la QM (Agosto 2001-Luglio 2007, Agosto 2016-Luglio 2018, Agosto 2020-Luglio 2022) per Passo del Moro.	44
4.10	Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOTop prima con le precipitazioni osservate in stazione e con i parametri del modello di default, poi con le <i>precipitazioni sintetiche</i> e la parametrizzazione del modello al caso in studio, dall'Agosto 2003 al Luglio 2007 per Sestriere Banchetta. Le stagioni <i>in-sample</i> sono Agosto 2003 - Luglio 2004 e Agosto 2005 - Luglio 2006. Al contrario quelle <i>out-of-sample</i> sono Agosto 2004 - Luglio 2005 e Agosto 2006 - Luglio 2007.	45
4.11	Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOTop prima con le precipitazioni osservate in stazione e con i parametri del modello di default, poi con le <i>precipitazioni sintetiche</i> e la parametrizzazione del modello al caso in studio, dall'Agosto 2010 al Luglio 2012 per Sestriere Banchetta. La stagione <i>in-sample</i> è Agosto 2010 - Luglio 2011, mentre quella <i>out-of-sample</i> è Agosto 2004 - Luglio 2005.	46
4.12	Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOTop con le precipitazioni corrette con le bias correction, dall'Agosto 2001 al Luglio 2007, per Sestriere Banchetta. Le stagioni <i>in-sample</i> sono Agosto 2003 - Luglio 2004, Agosto 2005 - Luglio 2006 e Agosto 2010 - Luglio 2011. Al contrario quelle <i>out-of-sample</i> sono Agosto 2004 - Luglio 2005, Agosto 2006 - Luglio 2007 e Agosto 2011 - Luglio 2012.	47

Capitolo 1

Introduzione

Con il suo alto albedo, la bassa conduttività termica e la notevole variabilità spaziale e temporale, il manto nevoso stagionale che ricopre il terreno gioca un ruolo chiave nel regolare l'equilibrio radiativo globale all'interfaccia aria-terra. Questo equilibrio è un elemento essenziale del sistema di circolazione atmosferica terrestre e del clima associato. La distribuzione del manto nevoso ha un profondo impatto sulla temperatura del suolo, sullo spessore dello strato attivo e sul permafrost.

Questo capitolo presenta un'ampia revisione della letteratura, con un focus specifico dato allo strato nevoso e al permafrost, in particolare in alta montagna e nelle aree remote. Considerando la natura dinamica spazio-temporale della criosfera, vengono riportate le sue implicazioni sulla modellistica atmosferica, idrologica e idrogeologica. Vengono inoltre presentati gli impatti dei cambiamenti climatici sulla criosfera. L'attenzione è rivolta alle condizioni climatiche della regione alpina e alle conseguenze dei cambiamenti climatici sul permafrost in quella zona.

1.1 Il manto nevoso

Il manto nevoso svolge un ruolo enorme nella regolazione del bilancio energetico superficiale globale (SEB) e nel governo del ciclo idrologico terrestre (Liston [1999]). Il bilancio radiativo globale, a sua volta, guida il sistema di circolazione atmosferica della Terra, e quindi l'intero clima. Le proprietà fisiche uniche e altre caratteristiche della neve sono la ragione del suo maggiore controllo sul clima. La neve ha generalmente valori di albedo molto elevati, che variano tra l'80 e il 90%. Un'altra caratteristica fondamentale della neve è la sua conduttività termica. Quando superfici come la terra, le acque continentali o le costruzioni artificiali sono coperte di neve, il calore che viene lasciato fluire da esse verso l'atmosfera diminuisce notevolmente. Il valore di questo parametro è significativo in diversi campi di studio, come studi relativi alla modellistica climatica, alle aree di permafrost e, soprattutto, nella previsione dei cambiamenti nelle precipitazioni nevose nel contesto del cambiamento climatico (Sturm et al. [1997]). Tra le varie caratteristiche che influenzano il bilancio della radiazione superficiale, la posizione e la durata del manto nevoso costituiscono due delle più importanti variabili stagionali. Nell'emisfero settentrionale la

superficie terrestre continentale media mensile coperta da neve varia dal 7% al 40% durante il ciclo annuale, rendendo la copertura nevosa l'elemento superficiale su larga scala che varia più rapidamente sulla terra (Hall [1988]). Per quanto riguarda la relazione tra manto nevoso e clima, esiste un feedback positivo della neve: il riscaldamento del clima provoca una diminuzione delle aree di copertura nevosa, che a sua volta riduce l'albedo e di conseguenza aumenta l'energia assorbita dalla terra, aumentando così ancora di più le temperature.

L'influenza della copertura nevosa stagionale sul regime termico del suolo può essere essenzialmente spiegata da quattro fattori: albedo superficiale, emissività e assorbimento, conducibilità termica e calore latente. L'effetto netto del manto nevoso sul regime termico del suolo dipende dai tempi di accumulo e fusione della neve, dallo spessore, dalla densità, dalla struttura del manto nevoso stagionale, dalle interazioni con le condizioni micrometeorologiche, dai microrilievi locali, dalla vegetazione e dalla posizione geografica (Zhang et al. [2005]). La densificazione o compattazione della neve può portare a trasformare il tipo di neve in cristalli solidi e poi di ghiaccio, modificando così alcune delle sue proprietà (Meyer et al. [2020]). La fusione della neve porta al rilascio di calore latente grazie al quale la neve in questo caso agisce come un dissipatore di calore (Zhang et al. [2005]). Il processo di fusione della neve interviene nel ciclo idrologico fornendo acqua superficiale e può avere effetti dannosi su di esso come rischi di inondazioni ed erosione (Zeinivand et al. [2009]). Le alterazioni nella criosfera influenzano direttamente il ciclo idrologico dell'area spostando i massimi di portata nel tempo (Beniston et al. [2018]). Ciò significa che la neve comporta conseguenze anche in aree più lontane a causa dei cambiamenti nella disponibilità e nello stoccaggio dell'acqua.

1.2 Il permafrost

Il termine permafrost, introdotto nel 1943 dallo statunitense S. W. Muller, indica lo strato di terreno permanentemente gelato che si trova, a profondità non minori di qualche metro, nel sottosuolo di varie zone, specialmente ad alta latitudine e ad alta quota. Si stima che il permafrost si estenda sotto circa un quinto delle terre emerse a latitudini maggiori di circa 60° e, indipendentemente dalla latitudine, alle alte quote delle grandi montagne. Infatti, le aree di permafrost occupano circa 20 milioni di chilometri quadrati della superficie terrestre, dei fondali marini e delle aree glaciali (Gruber [2012]; Murton [2021]) e possono esistere sulla terra o sotto gli oceani. Una parte considerevole del permafrost esistente si trova in aree montane come le Alpi europee. Le sue temperature possono scendere fino a -10 °C, come nell'Artico. Gli strati di permafrost possono esistere con un'ampia varietà di profondità, che vanno da pochi metri fino a 1400 m di spessore (Romanovsky et al. [2002]). Uno strato di permafrost può essere continuo dove copre completamente un'area specifica, o discontinuo dove alcune parti vengono scongelate durante alcuni periodi dell'anno. Lo stato termico sulla superficie del permafrost è il risultato di processi climatici e microclimatici. È governato dalle componenti principali del bilancio energetico della Terra che sono le radiazioni a onde corte in entrata, le radiazioni a onde corte e a onde lunghe in uscita e i flussi di calore latente e sensibile (Stocker-Mittaz [2002]). Il clima ha un forte impatto sulla distribuzione spaziale e temporale del permafrost in tutto il mondo,

e il permafrost risponde in diversi modi ai cambiamenti climatici affrontati negli ultimi anni. D'altro canto, l'esistenza del permafrost ha anche un grande effetto sull'ambiente che lo ospita, interferendo nei bilanci dell'acqua e dell'energia. Ha un impatto anche sulla microclimatologia e sullo stoccaggio dell'acqua. L'esistenza del permafrost riduce la capacità dell'acqua del suolo di fluire verticalmente e diminuisce la quantità di acqua che è possibile immagazzinare (Vörösmarty et al. [2001]).

Lo strato attivo è la parte superiore del permafrost che si fonde durante le stagioni estive e ghiaccia nuovamente durante i mesi invernali. Quando si definisce il permafrost, questo strato tecnicamente non è incluso nel permafrost ma si trova direttamente sopra di esso. È lo strato principale che interagisce con l'atmosfera in modo reciproco. Questo strato incorpora la maggior parte dei processi idrologici. Controlla i processi di flusso delle acque sotterranee, gli scambi di gas e le condizioni della vegetazione. Lo strato attivo è regolato principalmente dalla temperatura dell'aria, ma anche da altri elementi come il manto nevoso o altra copertura superficiale, lo spessore dello strato organico e il contenuto di acqua del suolo (Zhang et al. [2005]). L'insieme di interazioni che si verificano tra questi elementi comporta numerosi cambiamenti nello strato attivo.

1.2.1 Il caso alpino

Il clima nella regione alpina europea è soggetto a enormi variabilità nello spazio e nel tempo e le caratteristiche climatiche dell'area sono argomenti di studio essenziali, con impatti sul clima locale e globale. Le montagne alpine sono caratterizzate da gradienti climatici unici, ricorrenti eventi di forti precipitazioni e dalla copertura di neve e ghiaccio che regola tutti i fenomeni che si verificano nella regione. Nelle Alpi il permafrost si estende su una superficie di circa 6.000 chilometri quadrati, che corrisponde a una superficie superiore a quella occupata dai ghiacciai. L'abbondante presenza di aree substantiali di permafrost nella regione alpina influenza l'evoluzione delle montagne e di tutti i tipi di sistemi presenti nell'area. Il permafrost nella regione alpina si distingue per l'elevata variabilità spaziale, dovuta principalmente alla topografia delle montagne (Gruber and Haeberli [2007]), alle proprietà della superficie e del suolo (Schneider et al. [2012]). L'elevazione, la pendenza delle montagne e l'esposizione sono tutti fattori che interferiscono con la radiazione a onde corte in arrivo sulla zona del permafrost, intensificando così la variabilità spaziale del permafrost ad altitudini elevate. Il manto nevoso è anche uno dei principali attori tra quelli che influenzano le condizioni del permafrost attraverso le sue caratteristiche di isolamento e l'acqua di disgelo fornita al permafrost (Park et al. [2016]). Il microclima influisce anche sulla stabilità termica del permafrost, favorendo la variabilità spaziale delle sue caratteristiche. Anche il tipo di superficie sovrastante lo strato di permafrost influisce sul suo stato termico. Ad esempio, la copertura nevosa avrebbe valori di albedo elevati mentre la vegetazione o il suolo nudo avrebbero valori di albedo bassi e fornirebbero un minore isolamento allo strato di permafrost (Froese et al. [2008]).

1.3 Introduzione alla rappresentazione del manto nevoso nei modelli

Il problema di rappresentare realisticamente la neve stagionale nei modelli atmosferici e idrologici regionali e globali è reso complesso a causa delle numerose caratteristiche legate alla neve che mostrano una notevole variabilità spaziale alla scala locale dei modelli. Come esempio di questa variabilità, nel paesaggio invernale alle medie e alte latitudini le interazioni tra il vento, la vegetazione, la topografia, le precipitazioni, la radiazione solare e le nevicate producono coperture nevose di profondità e densità non uniformi (Liston and Sturm [1998]). Durante la fusione del manto nevoso, la variazione dell'altezza della neve porta a un mosaico irregolare di vegetazione e copertura nevosa che si evolve con la fusione della neve (Shook et al. [1993]). Questo mix di neve e vegetazione influenza fortemente i flussi energetici restituiti all'atmosfera e le relative retroazioni che accelerano il disgelo delle rimanenti aree innevate. Dal punto di vista di un bilancio energetico superficiale, le interazioni tra il suolo e l'atmosfera sono particolarmente complesse durante questo periodo di fusione (Neumann and Marsh [1998]). Anche la distribuzione variabile della neve può svolgere un ruolo importante nel determinare i tempi e l'entità del deflusso dovuto al disgelo della neve, e la distribuzione della neve di fine inverno è un input cruciale per i modelli idrologici di fusione della neve, compresi quelli utilizzati per la gestione delle risorse idriche (Martinec and Rango [1981]; Kane and others). Nella tundra artica e nelle regioni alpine la distribuzione irregolare della neve esercita un forte controllo sulla distribuzione della comunità vegetale (Walker et al. [1993]), e nell'ecotono foresta-alpino la distribuzione della neve influenza la distribuzione degli alberi e caratteristiche di crescita (Wooldridge et al. [1996]).

Alla luce del ruolo che la neve gioca nell'influenzare i processi terrestri e atmosferici, è essenziale che i modelli locali, regionali e globali utilizzati per simulare le interazioni meteorologiche, climatiche, idrologiche ed ecologiche siano in grado di descrivere accuratamente l'evoluzione della neve stagionale. Negli ultimi anni, sono stati compiuti progressi significativi per rappresentare meglio la copertura nevosa nei modelli climatici (Verseghy [1991]; Lynch-Stieglitz [1994]; Oglesby and Marshall [1997]; Douville et al. [1995]; Yang et al. [1997]; Loth and Graf [1998]; Slater et al. [1998]), ma ci sono ancora studi che indicano che le attuali simulazioni dei modelli climatici della neve stagionale non riproducono le distribuzioni nevose osservate (Foster et al. [1996]). Tipicamente, l'accumulo e la fusione della neve nei modelli climatici sono simulati applicando semplici procedure contabili di bilancio energetico e di massa (Foster et al. [1996]). Questi algoritmi spesso trascurano o semplificano eccessivamente importanti processi fisici come quelli associati alla variabilità temporale e spaziale della scala sottogriglia dell'area innevata. La mancanza di rappresentazioni della distribuzione della neve nella sottogriglia nella maggior parte dei modelli climatici è stata riconosciuta come una carenza nell'evoluzione del manto nevoso e nelle simulazioni dell'interazione atmosferica (Loth and Graf [1998]).

Waland e Simmonds (Waland and Simmonds [1996]) hanno introdotto un metodo per affrontare questa carenza. Per tenere conto dei processi relativi alla distribuzione della neve nei modelli meteorologici, climatici, idrologici ed ecologici, sono necessarie descrizioni accurate delle distribuzioni della neve su scala di griglia e sottoscala di griglia. Nella sua

base più elementare, catturare gli aspetti fondamentali dell'evoluzione del manto nevoso all'interno di una cella della griglia del modello richiede di affrontare tre caratteristiche principali. Concettualmente, questi tre si riferiscono direttamente a

- il manto nevoso ha una certa distribuzione spaziale (ad esempio, su un paesaggio di prateria relativamente pianeggiante la distribuzione è generalmente uniforme, mentre nelle regioni battute dal vento e topograficamente variabili la distribuzione può essere piuttosto disuniforme),
- ad un certo punto durante l'anno il manto nevoso si fonde,
- alla fine, come parte del processo di fusione della neve, il manto nevoso scompare ed espone la superficie sottostante (solitamente suolo e vegetazione bassa).

Anche se a prima vista queste tre caratteristiche possono sembrare eccessivamente semplicistiche, sono accoppiate in modo così forte che qualsiasi descrizione non realistica della griglia del modello di una di esse porta alla rappresentazione errata delle altre. Questa errata rappresentazione, a sua volta, ha conseguenze importanti per i flussi di energia e umidità calcolati dal modello.

Attraverso una combinazione di osservazioni meteorologiche, misurazioni della profondità dell'equivalente in acqua della neve (SWE) distribuite spazialmente e osservazioni sull'esaurimento del manto nevoso, Liston (Liston [1999]) ha suggerito che ci deve essere una forte interrelazione tra la fusione della neve, la distribuzione della neve e l'esaurimento della copertura. Cline et al. (Cline et al. [1998]) hanno discusso e applicato un modello "concettuale" di esaurimento del manto nevoso in cui la profondità SWE di pre-fusione è una funzione della durata del manto nevoso e dell'energia di fusione accumulata in un particolare sito. Relazioni simili sono state utilizzate implicitamente come parte di altri studi, principalmente idrologici (Rango [1993]; Cline [1997]; König and Sturm [1998]).

1.4 Motivazioni

Il permafrost ha un'elevata sensibilità ai cambiamenti climatici. Lo studio dello stato termico del permafrost è aumentato negli ultimi anni e ulteriori studi mirano a comprendere i volumi esistenti di ghiaccio del permafrost (Beniston et al. [2018]). Il permafrost interagisce non solo con l'atmosfera, ma con il clima nel suo complesso, con gli ecosistemi circostanti ed eventualmente con le infrastrutture umane. L'importanza di studiare le variazioni del permafrost è principalmente dovuta ai problemi di sicurezza che provoca per le infrastrutture umane, il ciclo idrologico e l'ecosistema, ma anche in parte per il fatto che lo strato attivo è un eccellente indicatore del cambiamento climatico (Smith and Riseborough [1996]). Il riscaldamento atmosferico negli ultimi anni ha causato un notevole degrado dell'estensione del permafrost, noto come disgelo del permafrost, nonché un aumento dello spessore dello strato attivo (Serreze et al. [2006]). La parte superiore del permafrost ha il maggior contenuto di ghiaccio e questo porta a effetti pronunciati del minimo disgelo del permafrost. Le alterazioni nello spessore dello strato attivo hanno vasti impatti sul SEB e sul ciclo idrologico. Ciò solleva grande preoccupazione se si considera il

permafrost in montagna e nelle aree in pendenza a causa dei rischi di stabilità dei pendii. L'impatto delle variazioni di spessore dello strato attivo si estende anche all'interferenza con lo scambio di carbonio tra terra e atmosfera. Vale la pena ricordare che gli strati di permafrost contengono enormi quantità di carbonio organico e metano immagazzinati che vengono rilasciati durante lo scongelamento del permafrost. Il carbonio contenuto nel permafrost ammonta a circa il doppio della quantità di carbonio esistente nell'atmosfera (Natali et al. [2021]). Questo carbonio si è formato decine di migliaia di anni fa da materiali organici ed è stato immagazzinato nel permafrost, il quale fornisce un ambiente freddo adatto a proteggere questo carbonio organico. Lo scongelamento del permafrost consente la decomposizione e il rilascio di carbonio organico nell'atmosfera, contribuendo al noto e storico problema ambientale delle emissioni di gas serra (Chen et al. [2020]). L'aumento della temperatura atmosferica induce il disgelo del permafrost, che a sua volta rilascia notevoli quantità di carbonio e metano precedentemente immagazzinate al suo interno. Di conseguenza, l'amplificazione del riscaldamento globale della temperatura significa che esiste un meccanismo di feedback positivo da parte del permafrost. In aree come l'Artico, che un tempo fungeva da bacino di accumulo del carbonio, c'è il grande timore che si trasformi in un emettitore di carbonio e altri gas serra a causa dell'aumento del tasso di disgelo del permafrost nell'area (Schuur et al. [2014]).

Un altro motore per la ricerca sullo stato termico del permafrost è il rischio che il suo disgelo e la riduzione dello spessore dello strato attivo abbiano un'influenza per il ciclo idrologico e la corrispondente disponibilità di acqua, la stabilità dei pendii, le infrastrutture umane, il turismo, il settore economico nelle aree montane densamente popolate e gli ecosistemi. L'importanza del permafrost nelle aree molto elevate come le Alpi si estende a numerosi aspetti. Il primo è la sensibilità del ciclo idrologico in montagna anche a piccoli mutamenti nel permafrost dovuti ai cambiamenti climatici (Swenson et al. [2012]). Il permafrost può modificare il ciclo idrologico in molti modi, compresi principalmente i flussi d'acqua superficiali e sotterranei (Walvoord et al. [2012]). Lo scongelamento del permafrost provoca un deflusso anticipato e un tempo di tolleranza più breve agli eventi piovosi. Anche altri processi come l'evapotraspirazione e lo stoccaggio dell'acqua risultano alterati. Ciò ha un impatto sul bilancio del flusso sedimentario e sui processi geomorfologici nelle aree montuose (Gruber and Haeberli [2007]). L'impatto più diretto della presenza e delle variazioni del permafrost sugli esseri umani è legato ai rischi naturali causati dall'instabilità dei pendii e dal movimento dei detriti dovuti al disgelo del permafrost (Dramis et al. [1995]). La presenza di permafrost in queste regioni o attorno ad esse pone rischi per la sicurezza di questi ambienti. Ciò rende più difficile l'ampliamento di questi siti dal punto di vista costruttivo e impone una continua manutenzione delle infrastrutture già esistenti. Le strutture ingegneristiche esistenti nelle Alpi e in particolare nelle aree con permafrost sono già interessate dal disgelo del permafrost e dalle variazioni di spessore dello strato attivo. Di solito, qualsiasi alterazione del sottosuolo comporta rischi per le strutture esistenti e le aree montane delle Alpi sono altamente esposte a tali pericoli. La suscettibilità dei pendii alle frane è notevolmente aumentata a causa del disgelo del permafrost. Ciò è tecnicamente spiegato dai cambiamenti geotecnici nelle caratteristiche dei materiali che formano i pendii, alcuni dei quali includono il declino degli effetti di coesione (Patton et al. [2019]). Nel corso degli anni sono stati segnalati numerosi eventi di frana, colata detritica e caduta massi a causa del disgelo del permafrost (Dramis et al. [1995]; Haeberli

and Beniston [1998]; Huscroft et al. [2004]; Patton et al. [2019]). Questi eventi stanno diventando sempre più problematici in quanto tendono ad aumentare di frequenza e si verificano con regolarità in seguito ad eventi di disgelo. Con l'aumento dell'intensità del disgelo del permafrost, si innalza anche l'entità di tali rischi naturali. Gli sforzi di mitigazione per evitare l'instabilità dei pendii e i conseguenti rischi naturali sono altamente necessari nelle aree turistiche come quelle alpine.

La modellazione del manto nevoso e della temperatura del suolo è un modo molto efficace per analizzare l'evoluzione del permafrost e le conseguenze sull'ambiente. Ciò può essere ottenuto solo attraverso la corretta messa a punto di modelli basati sulla fisica per simulare i processi che si verificano. Anche l'accuratezza dei dati inseriti nei modelli gioca un ruolo enorme nella qualità dei risultati, e quindi questo è di grande interesse in tali applicazioni. L'obiettivo di questo lavoro di ricerca è modellare adeguatamente i processi termodinamici che governano l'evoluzione della criosfera, in particolare lo strato di neve. Lo scopo è fornire una migliore comprensione del ruolo del bilancio energetico superficiale in un'area dominata dal permafrost. Viene considerato in particolare il caso di studio di Passo del Moro, nelle Alpi del Piemonte settentrionale. Lo studio viene effettuato su scala puntuale utilizzando un modello idrologico all'avanguardia (GEOtop), con una rappresentazione completa dei processi termodinamici che controllano l'evoluzione dello strato nevoso.

1.4.1 Struttura della tesi

Il lavoro di tesi è strutturato come segue:

- Nel Capitolo 2 viene presentata una panoramica dei modelli per l'evoluzione temporale del manto nevoso e delle loro applicazioni, per poi passare ad un confronto tra i modelli sulla sensibilità alla precisione delle forzanti meteorologiche in ambienti montani. Questo capitolo descrive anche il modello GEOtop, evidenziando i moduli e le equazioni più rilevanti.
- Nel Capitolo 3 si spiega la metodologia di ricerca e vengono descritti i siti e i relativi dati utilizzati per lo studio. Si analizza in dettaglio il metodo di correzione delle precipitazioni. Vengono anche menzionati i metodi utilizzati per la calibrazione del modello GEOtop compresi i relativi moduli.
- Nel Capitolo 4 vengono presentati, discussi e interpretati i risultati del lavoro di ricerca. Sono state eseguite inoltre delle correzioni del bias sulle precipitazioni misurate e delle simulazioni in stagioni out-of-sample.
- Nel Capitolo 5 si evidenziano i principali risultati del lavoro di ricerca, con alcune raccomandazioni per il futuro della ricerca.

Capitolo 2

Modelli per l'evoluzione temporale del manto nevoso

Studi dettagliati dei processi del manto nevoso richiedono modelli che offrano una descrizione precisa delle proprietà dello stesso. Simulare l'evoluzione nel tempo e nello spazio del manto nevoso è fondamentale per molte applicazioni scientifiche e socio-economiche, come quelle meteorologiche, idrologiche e del rischio valanghe in aree innevate (Lehning [2009]). Quando la neve è presente al suolo determina profondi cambiamenti in tutti i flussi che avvengono all'interfaccia tra la superficie terrestre e l'atmosfera. All'interno della criosfera, il manto nevoso stagionale è una forzante climatica molto significativa, con un impatto importante sul bilancio energetico del suolo e dell'atmosfera.

Esiste una varietà di modelli per simulare il manto nevoso, ciascuno con le proprie funzionalità, punti di forza e svantaggi. Questo capitolo include una panoramica sulla modellazione per il manto nevoso insieme alla sua usabilità, complessità e limitazioni. Ai fini di questo lavoro di ricerca, viene scelto GEOtop, un modello distribuito del ciclo idrologico accoppiato con bilanci di massa ed energia, che viene utilizzato per simulare l'altezza della neve sopra lo strato di permafrost e la temperatura del suolo direttamente al di sopra di tale strato. Questo capitolo include anche un'ampia descrizione del modello GEOtop, concentrandosi sulle equazioni rilevanti per il modulo neve e sui bilanci energetici e idrici.

2.1 Rassegna e applicazioni recenti

2.1.1 Stato dell'arte dei modelli

Per le applicazioni idrologiche, le previsioni del rischio valanghe e gli studi climatici è stata sviluppata un'ampia gamma di modelli di neve con diversi gradi di complessità. Alcuni di essi sono anche integrati all'interno di catene di modellazione per le previsioni meteorologiche numeriche o per la modellazione climatica. Il grado di complessità degli schemi

di innevamento dipende dallo scopo specifico per il quale sono stati sviluppati (Magnusson et al. [2015]). Semplici modelli di neve con indice di temperatura sono impiegati in applicazioni che richiedono una stima grossolana dell'altezza della neve o dell'equivalente in acqua della neve. Modelli fisici, di bilancio energetico, ma ancora piuttosto semplici, sono spesso utilizzati in catene di modellazione complesse, ad esempio nei sistemi numerici di previsione meteorologica e nei modelli del sistema Terra, per limitare i costi computazionali. Sofisticati modelli di neve multistrato vengono generalmente utilizzati per ricostruire la struttura verticale del manto nevoso con un elevato livello di dettaglio e un'elevata precisione, come richiesto per le applicazioni di allarme valanghe. I modelli di neve vengono generalmente valutati in una serie di siti che forniscono dati forzanti e di verifica di alta qualità. Attualmente sono tre le classi principali di modelli utilizzate per varie applicazioni (Lehning [2009]): schema del manto nevoso a strato singolo, schema di complessità intermedia e modelli dettagliati. Le principali differenze riguardano la descrizione e la parametrizzazione delle proprietà dell'interno del manto nevoso e dei processi associati.

I modelli del manto nevoso della prima classe sono generalmente inclusi nelle previsioni meteorologiche numeriche (NWP) e nei modelli climatici. In tali modelli il manto nevoso è rappresentato come un unico strato di suolo effimero dotato di specifiche proprietà, quali un'elevata albedo, una bassa capacità termica e una bassa conducibilità termica. Il manto nevoso è spesso rappresentato con una densità fissa. Attualmente, nonostante i principali difetti nella qualità della loro rappresentazione delle proprietà fisiche della neve (Etchevers et al. [2004]), sono comunemente usati nelle previsioni meteorologiche numeriche (NWP) e nei modelli climatici globali (GCM) (Douville et al. [1995]) poiché sono relativamente poco costosi, hanno pochi parametri e catturano processi di primo ordine.

Riconoscendo i limiti degli schemi a strato singolo, sono stati sviluppati schemi del manto nevoso di complessità intermedia per tenere conto di alcuni processi interni come l'assettamento della neve, la percolazione dell'acqua e il rigelo. Questi schemi generalmente discretizzano verticalmente il manto nevoso con un numero prescritto di strati (da 2 a 5, generalmente) (Boone and Etchevers [2001]). In questi schemi, la maggior parte delle proprietà fisiche del manto nevoso sono parametrizzate in funzione della densità della neve, che è un surrogato per tenere conto dell'invecchiamento della neve.

Infine, alcuni modelli dettagliati del manto nevoso appartengono alla terza classe e spiegano esplicitamente la stratificazione delle sue proprietà fisiche. Comprendono una descrizione più o meno esplicita dell'evoluzione nel tempo della microstruttura della neve. Questo include i modelli SNTHERM (Jordan [1991]), Crocus (Brun et al. [1992]) e SNOWPACK (Bartelt and Lehning [2002]). La rappresentazione della morfologia dei grani sviluppata per Crocus e successivamente implementata in SNOWPACK si basa su nozioni semi-quantitative come la ramificazione e la sfericità dei granelli di neve, che possono essere quantificate solo utilizzando un'elaborata analisi delle immagini (Lesaffre et al. [2010]). Tuttavia, tali modelli sono i più adatti a riprodurre l'evoluzione di una stagione nevosa sotto la forzante delle condizioni meteorologiche, come dimostrato dai risultati dello Snow Model Intercomparison Project (Etchevers et al. [2004]). Operativamente trovano impiego nel campo della previsione del rischio valanghe, dove la conoscenza di informazioni dettagliate sulla stratificazione verticale del manto nevoso è fondamentale (Durand et al. [1999]; Rousselot et al. [2010]). Le simulazioni regionali o globali in modalità accoppiata

sono state eseguite raramente a causa degli elevati costi computazionali.

SNOWPACK è stato sviluppato dall'Istituto Federale Svizzero (SLF) per lo studio della neve e delle valanghe. È un modello altamente sofisticato e polivalente della neve e della superficie terrestre, con una descrizione dettagliata dello scambio di massa ed energia tra la neve, l'atmosfera, la copertura vegetale e il suolo. Il modello non richiede le onde corte riflesse e le onde lunghe emesse per stimare i valori SWE (Snow Water Equivalent), ma necessita di informazioni meteorologiche di base, come la temperatura dell'aria, l'umidità relativa, la velocità del vento, le precipitazioni e le radiazioni in entrata a onde corte e lunghe. Risolve le equazioni alle derivate parziali che governano la massa della neve e i flussi di energia, utilizzando un'implementazione di elementi finiti lagrangiani. SNOWPACK è un modello fisico che ha la capacità di simulare le proprietà fisiche della neve (ad es. temperatura del manto nevoso, spessore dello strato, microstruttura e densità della neve) e i processi della neve (ad es. rigelo, sublimazione, fusione ed evaporazione) per più livelli, che vengono uniti se questi diventano troppo sottili. Una caratteristica particolare è il trattamento del suolo e della neve come un continuum con una scelta da pochi strati fino a diverse centinaia (Bartelt and Lehning [2002]).

Il modello Crocus è stato sviluppato dal CEN di Météo-France ed è stato ampiamente convalidato in condizioni alpine. Fin dal suo sviluppo iniziale, il modello del manto nevoso Crocus è stato utilizzato in modalità autonoma o accoppiato con vari modelli di superficie terrestre in una varietà di contesti ambientali. Il modello è stato inizialmente sviluppato per simulare la neve stagionale alpina e per assistere nella valutazione del rischio valanghe; tuttavia, da allora è stato utilizzato in varie applicazioni sulla neve, come la neve polare sulle calotte glaciali (Dang et al. [1997]). I dati di input sono simili a SNOWPACK, con l'eccezione della radiazione diffusa a onde corte e dei requisiti della fase di precipitazione. Crocus calcola il bilancio energetico superficiale, inclusi gli scambi di calore turbolenti e latenti, nonché la radiazione riflessa a onde corte e i flussi di massa ed energia interni e di superficie. Il modello può calcolare fino a 50 strati, paralleli al pendio, attraverso i quali vengono contabilizzati gli scambi di massa ed energia per determinati processi fisici. Ogni strato di neve è caratterizzato da spessore, temperatura, densità, contenuto di acqua liquida, caratteristiche dei cristalli di neve ed età. Vengono presi in considerazione anche i cambiamenti di fase e vengono parametrizzati l'addensamento e il metamorfismo della neve, che influenzano i trasferimenti di massa-energia e cambiano l'albedo superficiale. Crocus è stato il primo modello a simulare il metamorfismo e la stratificazione del manto nevoso (Brun et al. [1992]). Ha reso possibile la prima simulazione distribuita in tempo reale del manto nevoso su una regione alpina per la previsione operativa delle valanghe (Durand et al. [1999]). Negli anni '90, Crocus è stato ampiamente utilizzato per i primi studi basati sulla fisica per valutare l'impatto del cambiamento climatico sulla climatologia della neve alpina (Martin et al. [1996]) e sugli scarichi fluviali (Braun et al. [1994]). Le caratteristiche principali di Crocus sono state implementate nello schema terra-superficie del modello climatico regionale MAR per studiare le interazioni neve-atmosfera nelle regioni polari (Gallée et al. [2001]). Sono stati evidenziati anche i limiti del modello. Nella prima versione di Crocus (Brun et al. [1989]), il flusso di calore conduttivo all'interfaccia neve-suolo era fissato a un valore tipico osservato nel sito sperimentale di Col de Porte

(1325 m di altitudine, Alpi francesi). Diversi studi hanno mostrato che questa ipotesi fallisce in condizioni climatiche o di neve diverse, per esempio nel caso di un'interazione tra il manto stradale e il manto nevoso sovrastante (Bouilloud and Martin [2006]), o in presenza di manto nevoso subartico (Jacobi et al. [2010]) o ancora in caso di un manto nevoso sopra un ghiacciaio tropicale (Lejeune et al. [2007]). Per superare questa limitazione, Crocus è stato accoppiato a ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) da Bouilloud e Martin e questa versione accoppiata è stata ulteriormente utilizzata per studiare il bilancio di massa delle morene su un ghiacciaio tropicale e per un interconfronto con diversi altri modelli di manto nevoso in termini di simulazioni SWE nel Québec meridionale (Langlois et al. [2009]). Tuttavia, l'ulteriore sviluppo e l'utilizzo di questa versione accoppiata non è stato perseguito ed è ora obsoleto. Crocus inoltre non ha incluso una rappresentazione dell'interazione neve-vegetazione che è cruciale per simulare correttamente l'evoluzione del manto nevoso nelle aree boschive (Rutter et al. [2009]). Infine, solo un numero limitato di studi fa riferimento all'accoppiamento diretto di Crocus con un modello atmosferico (Brun [1997]; Durand et al. [2005]).

SNTHERM è un modello unidimensionale di bilancio di massa ed energia che prevede i profili di temperatura all'interno della neve e del suolo ghiacciato. Il modello utilizza le osservazioni meteorologiche della temperatura dell'aria, dell'umidità relativa, della velocità del vento, delle precipitazioni e, se disponibili, dei valori misurati della radiazione solare e infrarossa in entrata. SNTHERM è stato introdotto per la prima volta per prevedere la temperatura superficiale (Jordan [1991]). Il modello suddivide gli strati di neve e suolo in infiniti volumi di controllo in modo da ottenere una soluzione numerica. Come per SNOWPACK e Crocus, SNTHERM tiene conto del bilancio energetico per calcolare la radiazione netta. Il modello viene inizializzato utilizzando i profili di temperatura della neve e/o del suolo e richiede tali caratteristiche per ogni strato. L'utente fornisce i valori del volume nodale iniziale: temperatura, spessore del volume di controllo elementare, densità dell'acqua di massa e diametro del grano di neve. L'output è la superficie prevista e le temperature dell'aria. L'output opzionale include la temperatura prevista all'interfaccia neve-suolo. Un output più dettagliato è disponibile a intervalli orari per ciascun nodo: temperatura, fase, contenuto di liquido sfuso, densità, spessore, granulometria e spessore.

Tra i modelli di neve a complessità intermedia qui citiamo GEOtop, HTESSSEL e UTOPIA.

GEOtop è un modello idrologico distribuito basato sull'accoppiamento tra il bilancio idrico ed energetico. Il modello è stato sviluppato appositamente per piccoli bacini e complessi terreni di montagna. Nel modello GEOtop viene trattata in dettaglio l'interazione della topografia con la radiazione, che normalmente non viene considerata in molti modelli idrologici. Il modello simula non solo il bilancio energetico (come l'evapotraspirazione e il trasferimento di calore) ma anche il ciclo dell'acqua (ad esempio cicli di acqua, neve e ghiacciai). La vegetazione, che contribuisce ai flussi turbolenti, è calcolata sulla base di uno schema a doppio strato. I processi della neve (accumulo e fusione della neve) sono simulati da una discretizzazione multistrato del manto nevoso. Inoltre, nel modello è incluso anche un modulo di neve soffiata per calcolare l'accumulo dovuto al vento. La sua forza è un approccio integrato che tiene conto delle interazioni tra processi idrologici,

criosferici e geomorfologici (Endrizzi et al. [2014]). Una completa descrizione del modello GEOTop verrà effettuata più avanti nel capitolo.

HTESSEL è il modello di superficie terrestre dell'Integrated Forecasting System (IFS) del Centro europeo per le previsioni meteorologiche a medio termine (ECMWF), che controlla l'evoluzione dei campi nevosi, del suolo e gli scambi di calore e umidità tra la superficie terrestre e l'atmosfera sovrastante (Balsamo et al. [2008]). HTESSEL rappresenta i trasferimenti verticali di acqua ed energia utilizzando quattro strati verticali per rappresentare la temperatura e l'umidità del suolo. Il modello valuta la risposta della superficie terrestre alla forzante atmosferica e stima i flussi di acqua e di energia superficiali insieme all'evoluzione temporale del manto nevoso, della temperatura del suolo e dell'umidità. All'interfaccia tra la superficie e l'atmosfera, ogni cella della griglia è suddivisa in frazioni, con un massimo di sei frazioni sulla terraferma (terra nuda, vegetazione bassa e alta, acqua intercettata, neve ombreggiata e esposta). Ogni frazione ha le sue proprietà che definiscono i flussi separati di calore e acqua utilizzati nell'equazione del bilancio energetico risolta per la temperatura della superficie della cella. HTESSEL include uno schema di neve a strato singolo per rappresentare la frazione di celle della griglia ricoperta di neve (Dutra et al. [2010]). In questo schema, il manto nevoso è caratterizzato da temperatura, massa, densità e albedo prognostici, aggiornati ad ogni passo temporale. Il contenuto di acqua liquida viene diagnosticato sulla base degli altri nevai (temperatura, densità e massa), consentendo la rappresentazione dell'intercettazione delle precipitazioni da parte del manto nevoso e dei processi interni di fusione/rigelo (Dutra et al. [2012]).

UTOPIA è stato evoluto da un altro modello chiamato LSPM (Land Surface Process Model). Si tratta di un modello diagnostico unidimensionale sviluppato presso l'Università di Torino a partire dal 1989, basato sullo schema di trasferimento suolo-vegetazione-atmosfera (SVAT). Può essere utilizzato sia come modello a sé stante che accoppiato con un modello di circolazione atmosferica. UTOPIA è un modello di processo terra-superficie che rappresenta i processi fisici all'interfaccia tra superficie, vegetazione e strati del suolo, incluso uno schema che tiene conto dei principali processi che si verificano nel manto nevoso (Cassardo [2015]). Il manto nevoso è considerato un unico strato omogeneo posto sulla superficie terrestre, e vengono analizzati i suoi bilanci di massa, termici e idrologici. Il modello tiene conto della partizione delle frazioni di copertura del suolo (suolo nudo, suolo vegetato, suolo o vegetazione innevata) ed è in grado di simulare l'equivalente in acqua della neve, la profondità, la densità, l'albedo e la copertura. Il metamorfismo della neve è parametrizzato. Le osservazioni nello strato atmosferico al suo bordo superiore sono necessarie come condizioni al contorno. Questi sono la temperatura dell'aria, l'umidità, la pressione, la velocità del vento, la copertura nuvolosa, la radiazione in entrata a onde lunghe e corte e il tasso di precipitazione. Solitamente questi dati vengono misurati, o eventualmente i dati mancanti vengono ricostruiti con adeguate tecniche di interpolazione, o forniti dal modello atmosferico in caso di accoppiamento.

Tra i modelli di minore complessità citiamo SMASH e S3M. SMASH è un modello di neve a due strati che riproduce alcuni dei principali processi fisici che avvengono all'interno del manto nevoso, tra cui l'accumulo, la dinamica della

densità, la fusione, la sublimazione, il bilancio radiativo, lo scambio termico e di massa (Piazzì et al. [2018]). Il modello può essere accoppiato con schemi di assimilazione dei dati multivariabili che consentono l'assimilazione congiunta di diverse osservazioni relative alla neve per produrre SWE e stime del deflusso. Per facilitare l'implementazione degli algoritmi di assimilazione, la complessità dello schema di modellazione è limitata (ad esempio, lo stoccaggio di acqua liquida e il processo di ricongelamento sono trascurati), pur mantenendo una consistenza fisica fondamentale. Lo schema multistrato consiste in una discretizzazione a due strati per il manto nevoso e a due strati per il suolo. Lo schema prevede un numero di strati stagionalmente variabile che va da un minimo di due, in assenza di neve, fino ad un massimo di quattro strati, in presenza di manto nevoso. Questo schema di stratificazione dinamica viene adottato con l'obiettivo di risolvere il bilancio energetico del modello sia in presenza che in assenza di neve. Il modello è guidato da dati meteorologici (temperatura dell'aria, velocità del vento, umidità relativa dell'aria, precipitazioni e radiazione solare incidente a onde corte) per fornire una stima completa dello stato del manto nevoso in un quadro esplicito di bilancio energetico superficiale.

S3M è conforme ai fattori pragmatici dei modelli criosferici operativi orientati all'idrologia, tra cui la complessità ridotta e l'efficienza dal punto di vista computazionale da essere implementati in condizioni operative. Pertanto, S3M è un modello di neve empirico distribuito spazialmente che richiede solo poche variabili di input (precipitazioni, temperatura, radiazione a onde corte in entrata e umidità dell'aria) per calcolare l'equazione di conservazione della massa d'acqua e per produrre una prima stima di SWE (Boni et al. [2010]). Una seconda stima facoltativa e indipendente del campo SWE, ottenuta combinando l'interpolazione spaziale delle osservazioni dell'altezza della neve superficiale e della copertura nevosa MODIS, viene assimilata nel modello della neve utilizzando uno schema di nudging. Il risultato dell'assimilazione dei dati è una mappa SWE aggiornata che sfrutta diverse fonti di informazione, modellazione, telerilevamento e misurazioni della rete di stazioni di superficie.

2.1.2 Sensibilità dei modelli di neve alla precisione delle forzanti meteorologiche in ambienti montani

I modelli di neve vengono solitamente valutati in siti che forniscono dati meteorologici di alta qualità, in modo che l'incertezza nei dati di input meteorologici possa essere trascurata quando si valutano le prestazioni del modello. Tuttavia, dati di input di alta qualità sono raramente disponibili nelle aree montane e la forzante meteorologica utilizzata per guidare i modelli di neve è tipicamente derivata dall'interpolazione spaziale dei dati disponibili in sito o da rianalisi, la cui precisione può essere notevolmente inferiore. Per verificare completamente le prestazioni di un modello di neve, si dovrebbe quantificare la sensibilità del modello stesso agli errori nei dati di input.

In precedenti studi è stata testata la capacità dei modelli di neve di riprodurre l'equivalente in acqua della neve, la densità e l'altezza della neve quando sono forzati dai dati di input meteorologici con una precisione gradualmente inferiore (Engel et al. [2017]; Terzago

et al. [2020]). I modelli di neve SNOWPACK, GEOtop, HTESSEL, UTOPIA, SMASH e S3M sono stati forzati dapprima con misure di alta qualità, successivamente da dati a risoluzione temporale e/o spaziale gradualmente inferiore. Prima campionando le serie temporali originali di 30 min a 3, 6 e 12 h, poi interpolando spazialmente le misurazioni in sito vicine al punto di osservazione, e infine tramite l'estrazione di informazioni dalle rianalisi ERA-Interim al punto della griglia più vicino al sito.

Nel caso di forzante ottimale, vale a dire i dati con una risoluzione di 30 minuti, il modello più sofisticato SNOWPACK e i modelli di complessità intermedia HTESSEL e UTOPIA mostrano il miglior accordo con le osservazioni. In particolare, HTESSEL e UTOPIA, con i loro schemi di innevamento a strato singolo più semplici rispetto a SNOWPACK, possono essere considerati un buon compromesso tra complessità e accuratezza del modello. Quando si considerano le simulazioni di profondità della neve, per le quali i dati di validazione sono disponibili per un periodo più lungo rispetto a SWE, è evidente un valore aggiunto di questi modelli di complessità elevata e intermedia rispetto a quelli di complessità inferiore, soprattutto nelle stagioni della neve che sono più difficili da riprodurre. SNOWPACK, HTESSEL e UTOPIA mostrano prestazioni simili e buone nelle diverse stagioni, rivelando robustezza nel riprodurre una varietà di condizioni, mentre i modelli di neve più semplici SMASH e S3M mostrano una maggiore dispersione dei punteggi stagionali. La densità della neve è più difficile da simulare rispetto a SWE e alla profondità della neve per tutti i modelli. La correlazione tra simulazioni e osservazioni del modello è piuttosto bassa per tutti i modelli, senza un chiaro valore aggiunto per quelli altamente sofisticati. GEOtop fornisce un errore molto più ampio rispetto agli altri modelli, soprattutto nella stagione primaverile, suggerendo ulteriori verifiche sulla parametrizzazione della densità della neve, che è uno degli obiettivi di questa ricerca.

L'uso di input meteorologici accurati, ma a risoluzione temporale inferiore, ad esempio i dati campionati a intervalli temporali di 3 ore, non influiscono sulle prestazioni del modello (Ménard et al. [2015]). Pertanto, è possibile affermare che la tipica risoluzione temporale di 3 ore degli output del modello climatico e delle previsioni meteorologiche, così come i dati di rianalisi, possono essere adatti per guidare i modelli del manto nevoso. Con un input di risoluzione di 12 ore, ad esempio, la radiazione a onde corte in entrata risulta essere una variabile chiave che influisce sulle prestazioni del modello. Una polarizzazione negativa residua (-7 W m^{-2}) della radiazione a onde corte in arrivo nell'esperimento TIME-6h (dati campionati a intervalli temporali di 6 ore) comporta una sovrastima dell'altezza della neve alla fine della stagione nevosa. Per SNOWPACK e HTESSEL la forzante su 12 ore con input migliorato consente prestazioni sorprendentemente buone.

Laddove i dati delle stazioni meteorologiche non sono disponibili, l'interpolazione spaziale dei dati delle stazioni vicine o le rianalisi possono essere una valida alternativa. I migliori risultati si ottengono con il forzante ERA-Interim. Nonostante la grossolana risoluzione spaziale, ERA-Interim riproduce in modo soddisfacente le condizioni meteorologiche al punto della griglia del sito. SNOWPACK, HTESSEL e UTOPIA forniscono ancora una volta gli errori più bassi rispetto ai modelli di neve di media e bassa complessità (GEOtop, SMASH, S3M). Tuttavia, per questi ultimi può anche essere un'opzione interessante applicare un semplice aggiustamento del bias di temperatura media ERA-Interim (ERA1-BIAS) rispetto ai dati della stazione, e di conseguenza aggiustare anche la quantità di neve caduta. In questo modo le prestazioni dei modelli di neve di media

e bassa complessità (GEOtop, SMASH, S3M) possono essere sostanzialmente migliorate. Le interpolazioni spaziali dei dati delle stazioni vicine, come quella di MeteoIO, possono essere un'altra valida alternativa in assenza di osservazioni in situ.

I valori RMSE dei modelli per l'equivalente in acqua della neve e l'altezza della neve sono generalmente superiori a quelli ottenuti utilizzando i dati a una risoluzione temporale inferiore. Da studi precedenti (Jin et al. [1999]; Boone and Etchevers [2001]; Luo et al. [2003]; Feng et al. [2008]) emerge che con una forzante accurata il modello più sofisticato fornisce il migliore accordo con SWE e con le osservazioni sulla profondità della neve, mentre i modelli più semplici forniscono il risultato peggiore. Si ottengono risposte del modello più eterogenee quando si utilizzano dati con risoluzione temporale e/o spaziale gradualmente inferiore. Il modello più sofisticato SNOWPACK non è quello con le prestazioni più ottimali in tutti gli esperimenti, anche se di solito si colloca tra i migliori, soprattutto nella riproduzione dell'altezza della neve. Il modello di neve più semplice considerato nell'analisi, S3M, non è sempre quello peggiore, specialmente quando vengono impiegate forzanti di bassa precisione. SMASH mostra un comportamento interessante, senza prestazioni brillanti con una forzante ottimale, ma superando molti altri modelli quando si utilizzano input di precisione inferiore. SMASH si colloca tra i modelli con le migliori prestazioni negli esperimenti TIME-12h, MeteoIO e ERAI-BIAS, suggerendo che può essere impiegato in condizioni di dati sparsi con risultati paragonabili a quelli dei modelli più sofisticati. Il modello GEOtop fornisce le migliori stime dell'altezza della neve quando forzato da MeteoIO. Tuttavia, tutti questi set di dati forzanti hanno una polarizzazione della temperatura fredda e GEOtop è affetto da un errore sistematico di sottostima dell'altezza della neve. Questi errori si compensano a vicenda, con l'effetto che l'RMSE nelle simulazioni dell'altezza della neve è inferiore rispetto agli altri modelli. Al contrario, quando si utilizza la forzante ERA-Interim, le prestazioni di GEOtop sono le peggiori a causa del bias di temperatura positivo del set di dati di rianalisi, che aumenta la sottostima delle simulazioni di profondità della neve. In questa serie di esperimenti GEOtop mostra debolezze nel riprodurre la densità e l'altezza della neve, richiedendo quindi una verifica del suo schema di innevamento. I modelli UTOPIA e HTESSEL si comportano come i più sofisticati SNOWPACK con forzanti ottimali, ma richiedono meno dati di input: ad esempio, non hanno bisogno della temperatura del suolo. Questi modelli possono essere utilizzati quando non sono necessarie informazioni sulla struttura interna e sulla stratificazione del manto nevoso. UTOPIA e HTESSEL forniscono buone prestazioni anche con forzanti a bassa risoluzione temporale fino a 6 h e con forzanti ERA-Interim. Tuttavia, si riscontrano competenze inferiori quando si utilizza il set di dati di input a bassa precisione MeteoIO, suggerendo che UTOPIA e HTESSEL possono essere sensibili alla distorsione nella forzatura meteorologica.

Secondo studi precedenti (Essery et al. [2013]), i modelli più performanti hanno una rappresentazione esplicita della ritenzione e del rigelo dell'acqua di disgelo nel manto nevoso e una rappresentazione di complessità intermedia dell'albedo della neve in funzione almeno della temperatura superficiale e dell'età della neve. La rappresentazione del manto nevoso come un mezzo a più strati da solo non garantisce risultati migliori rispetto ai modelli con schemi di neve a strato singolo, ma è in grado di tenere conto dell'infiltrazione dell'acqua di disgelo e del rigelo all'interno del manto nevoso.

2.2 Modello GEOtop

Ai fini di questo lavoro di ricerca, è stato impiegato il modello idrologico all'avanguardia open-source GEOtop 2.0 (Rigon et al. [2006]; Endrizzi et al. [2014]), di seguito denominato GEOtop, per modellare il bilancio energetico di superficie (SEB) in modalità puntuale per simulare la profondità del manto nevoso e la temperatura del suolo. Nella sua configurazione completa, il pacchetto scientifico idrologico GEOtop è un modello idrologico distribuito completo che simula i bilanci termici e idrici in corrispondenza e al di sotto della superficie del suolo (Rigon et al. [2006]). Descrive il flusso tridimensionale dell'acqua nel suolo e lo scambio di energia con l'atmosfera, considerando i flussi radiativi e turbolenti. Inoltre, riproduce i processi di congelamento e disgelo del suolo e simula l'evoluzione temporale del manto nevoso, della temperatura e dell'umidità del suolo.

2.2.1 Descrizione del modello

GEOtop simula i flussi e i bilanci di energia e acqua su un paesaggio definito da riquadri a griglia tridimensionali, le cui superfici provengono da un modello di elevazione digitale (DEM) e i cui limiti inferiori si trovano a una determinata profondità spazialmente variabile. GEOtop richiede la pre-elaborazione del DEM del bacino per stimare le direzioni di drenaggio, le pendenze, la curvatura, la struttura della rete di canali, l'ombreggiatura e il fattore di vista del cielo, in modo tale da tenere conto accuratamente della topografia del terreno, consentendone l'applicazione con successo in terreni complessi. Il DEM identifica anche la vista in pianta di una griglia tridimensionale sulla quale sono discretizzate tutte le equazioni del modello. Lo spessore degli strati di terreno discretizzati viene impostato in fase di esecuzione. Di solito è appropriato presumere che gli strati superficiali siano comunemente impostati più sottili di quelli inferiori per tenere conto degli alti gradienti vicino alla superficie (ad esempio, 5 cm di spessore per lo strato superiore).

Particolarmente rilevante per la modellazione del permafrost, GEOtop è in grado di dimostrare le relazioni non lineari tra il bilancio idrico e quello energetico mentre si verificano i processi di congelamento e disgelo (Dall'Amico et al. [2011]). Incorpora inoltre un modulo nevoso multistrato, che modella accuratamente l'evoluzione del manto nevoso nel tempo, simulando così il loro impatto sulla temperatura del suolo. Il modello può operare sia a scala puntuale che distribuito. Prende come input dati meteorologici temporali nella risoluzione oraria, specifici per il sito studiato, come la temperatura dell'aria, le precipitazioni e la velocità del vento (Rigon et al., 2006). L'output risultante può essere personalizzato e può contenere diverse variabili come la temperatura del suolo a diverse profondità, l'altezza della neve e il contenuto d'acqua. Pertanto, è in grado di dimostrare l'evoluzione delle condizioni del suolo e della neve nel tempo attraverso i dati meteorologici forniti. Il modello risolve questi output equiparando le equazioni del flusso d'acqua e di energia. I flussi di acqua e calore in superficie con l'atmosfera sono rappresentati come condizioni al contorno. Questo viene fatto numericamente nel sottosuolo e sopra la superficie, che è rappresentata dal manto nevoso.

2.2.2 Bilancio energetico di superficie

Il bilancio energetico può essere scritto in termini di flusso di energia per unità di superficie che passa verticalmente attraverso l'interfaccia aria-superficie. I processi che determinano il passaggio di energia tra la superficie e l'atmosfera includono il trasferimento radiativo solare e infrarosso, i flussi di energia associati ai movimenti fluidi dell'atmosfera e il movimento di energia attraverso il suolo. Ai fini del calcolo del bilancio energetico, l'immagazzinamento superficiale avviene in quel volume compreso tra il confine con l'atmosfera e una profondità al di sotto della superficie, in cui i flussi di energia e il tasso di assorbimento dell'energia sono considerati trascurabili. In ambienti freddi con presenza di neve, il SEB è governato dall'irraggiamento, dal manto nevoso, dalla vegetazione superficiale se presente, dal contenuto idrico del suolo e dalla temperatura atmosferica (Lunardini [1981]). GEOtop può essere utilizzato per stimare i flussi presumibilmente importanti nel SEB, come il calore sensibile, il calore latente e la conduzione del calore nella superficie del suolo (o nella neve). Il flusso termico scambiato con l'atmosfera, di seguito denominato *flusso termico superficiale*, è dato da:

$$F_{surf}(T_s) = SW_n + LW_n(T_s) + H(T_s) + LE(T_s, \theta_w) \quad (2.1)$$

dove T_s è la temperatura superficiale, che non è nota, e tutte le variabili dell'equazione sono una sua funzione tranne SW_n . Le variabili SW_n e LW_n sono le radiazioni nette a onde corte e nette a onde lunghe. Il calore latente il flusso (LE) è una funzione di θ_w , che è l'umidità superficiale del suolo, la quale svolge il ruolo essenziale di accoppiare i bilanci idrico ed energetico in superficie. Tutti i flussi in 2.1 sono positivi se sono dirette verso la superficie. A seconda dei dati di input disponibili, le componenti della radiazione possono essere assegnate direttamente all'input o calcolate dal modello. Il calcolo dei flussi turbolenti, cioè del calore sensibile, è presentato in Endrizzi et al. [2014].

Radiazioni ad onde corte

La radiazione a onde corte inclusa nell'equazione 2.1 è un risultato netto dell'equilibrio tra la radiazione a onde corte in entrata SW_{in} e la radiazione a onde corte in uscita SW_{out} , che è data da SW_{in} moltiplicato per l'albedo a banda larga. L'albedo viene trattato diversamente a seconda che la superficie del terreno sia innevata o meno. Nel primo caso l'albedo varia linearmente con il contenuto di acqua liquida dello strato superiore del suolo, mentre nel secondo segue la formulazione di Dickinson et al. [1986]. Questa formulazione tiene conto della diminuzione della riflettanza della neve con il tempo trascorso dall'ultima nevicata significativa. Considera coefficienti diversi dell'albedo suddividendo lo spettro in componenti visibili e del vicino infrarosso. Prevede un aumento dell'albedo per angoli solari inferiori come risultato delle proprietà di scattering di Mie dei granelli di neve (Hock [2003]). Inoltre, l'albedo della neve è diminuito per il manto nevoso poco profondo poiché una parte significativa della radiazione a onde corte in arrivo è effettivamente assorbita dalla superficie del suolo (Tarboton et al. [1997]). Lo spessore minimo dello strato nevoso al di sotto del quale l'albedo totale include l'albedo della neve e del suolo è un parametro che può essere calibrato dal modellatore.

La radiazione a onde corte in arrivo su un terreno pianeggiante è in funzione della radiazione a onde corte nella parte superiore dell'atmosfera (SW_{toa}), del coefficiente di

trasmissività dell'atmosfera (τ_a) e del coefficiente di trasmissività ad onde corte delle nuvole (τ_c). La relazione è presentata dall'equazione seguente:

$$SW_{in} = SW_{toa} \cdot \tau_a \cdot \tau_c \quad (2.2)$$

La radiazione a onde corte della parte superiore dell'atmosfera viene trovata analiticamente in funzione dell'azimut e dell'altezza solare, utilizzando il metodo spiegato in Iqbal [2012]. Il coefficiente di trasmissività dell'atmosfera (τ_a) è noto come il rapporto tra la radiazione a onde corte in arrivo per una superficie chiara cielo e SW_{toa} . Il suo valore è calcolato come prodotto dei coefficienti di trasmissione dopo lo scattering di Rayleigh, dopo lo scattering di aerosol e dopo l'assorbimento da parte dei gas (compreso il vapore acqueo). Il calcolo dei coefficienti di trasmissione è spiegato in Endrizzi et al. [2014]. La trasmissività ad onde corte delle nuvole (τ_c) viene calcolata utilizzando la radiazione in arrivo su una superficie piana, essendo il rapporto tra il valore in caso di cielo nuvoloso e quello in caso di cielo sereno, ed è una funzione complessa della frazione di copertura nuvolosa, delle altezze e delle tipologie delle nuvole. In GEOtop, questa variabile è calcolata a posteriori dalle misure disponibili della radiazione a onde corte in arrivo e utilizzata anche come misura della nuvolosità nel calcolo della radiazione a onde lunghe in arrivo, che spesso non è disponibile dalle misurazioni. Nei pochi casi in cui non sono disponibili misurazioni della radiazione a onde corte entranti ed è disponibile una stima visiva della frazione di copertura nuvolosa, la trasmissività delle nubi è ottenuta dalla semplice formulazione di Kimball (1928), vale a dire:

$$\tau_c = 1 - 0.7c \quad (2.3)$$

dove c è la frazione di copertura nuvolosa.

La radiazione a onde corte in arrivo è sempre suddivisa in due componenti: una diretta che proviene dalla direzione del sole e l'altra diffusa dall'atmosfera che si presume sia isotropa. Poiché la radiazione a onde corte in entrata è spesso misurata come globale (cioè somma di componenti dirette e diffuse), diventa importante differenziare nelle sue porzioni dirette e diffuse poiché le due componenti reagiscono in modo diverso a terreni complessi. Erbs et al. [1982] hanno fornito un'espressione empirica che mette in relazione k_T , il rapporto tra la radiazione diffusa oraria e la radiazione globale oraria, e il rapporto tra la radiazione globale oraria e la radiazione oraria nella parte superiore dell'atmosfera (ovvero $\tau_a \cdot \tau_c$). Il risultato della radiazione diretta viene corretto per via delle caratteristiche topografiche come l'ombreggiamento e l'angolo di incidenza solare. La radiazione diffusa è ottenuta dalla sua parte emisferica moltiplicata per il fattore di vista del cielo, V_f . Questo è un parametro relativo alla topografia, che rappresenta la parte di cielo che è visibile nel punto nello spazio in cui vengono eseguiti i calcoli. Varia da 0, che implica che non si veda il cielo dal punto di studio, a 1, che significa che il cielo è completamente visibile, che è il valore V_f per il caso di un terreno pianeggiante. L'altra parte è quella proveniente dal terreno circostante.

Radiazione a onde lunghe

Il termine di radiazione ad onde lunghe incluso nell'equazione 2.1 è un risultato netto del bilancio tra la radiazione ad onde lunghe entrante dall'atmosfera LW_{in} e la radiazione ad

onde lunghe uscente emessa dalla superficie LW_{out} . Ciascuno di questi due valori viene calcolato separatamente. La radiazione a onde lunghe in arrivo LW_{in} in superficie è il risultato integrato della radiazione emessa a diversi livelli nell'atmosfera con differenti temperature e concentrazioni di gas. La radiazione a cielo sereno su un terreno pianeggiante viene calcolata con una delle numerose formulazioni empiriche presenti in letteratura, che in generale applicano la legge di Stefan-Boltzmann utilizzando la temperatura dell'aria misurata in superficie T_a come mostrato nell'equazione

$$LW_{in,clear} = \epsilon_c(T_a, e_a) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (2.4)$$

dove ϵ_a è l'emissività atmosferica effettiva per un cielo sereno, e_a (bar) è la pressione del vapore acqueo e σ è la costante di Stefan-Boltzmann che è equivalente a $5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$. Nei terreni complessi la radiazione a onde lunghe in entrata proviene sia dall'atmosfera che dal terreno circostante. La componente emessa da quest'ultimo viene calcolata con lo stesso metodo indicato per la radiazione ad onde corte. Il primo è dato dalla radiazione ad onda lunga entrante calcolata usando la formula 2.4 moltiplicata per il fattore di vista del cielo, V_f .

Tuttavia, per i cieli nuvolosi la formula della radiazione a onde lunghe in arrivo è quella presentata nell'equazione

$$LW_{in,cloudy sky} = \epsilon_c(T_a, e_a) \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (2.5)$$

dove ϵ_c è l'emissività atmosferica in caso di presenza di nubi, e il suo valore può essere molto superiore a quello di ϵ_a . Esistono diverse formulazioni empiriche per ϵ_c . Crawford and Duchon [1999] hanno proposto una relazione diretta tra la trasmittività della nube di radiazione a onde corte (τ_c) e ϵ_c , utilizzata in GEOTop perché non richiede il calcolo della frazione di copertura nuvolosa che potrebbe causare alcune incertezze:

$$\epsilon_c = \tau_c + (1 - \tau_c) \cdot \epsilon_a \quad (2.6)$$

La radiazione a onde lunghe uscente non è correlata a quella entrante e viene calcolata in modo separato seguendo la legge di Stefan-Boltzmann, usando la formula nell'equazione 2.4:

$$LW_{out} = \epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (2.7)$$

dove T_s (K) è la temperatura superficiale e ϵ_s è l'emissività superficiale.

2.2.3 Equazione del calore

La formulazione utilizzata in GEOTop per il bilancio energetico su un volume di suolo, tenendo conto dei cambiamenti di fase è:

$$\frac{\partial U^{ph}}{\partial t} + \nabla G + S_{en} - \rho_w [L_f + c_w(T - T_{ref})] S_w \quad (2.8)$$

dove U^{ph} è l'energia interna del suolo per volume (J/m^3) che è soggetto a cambiamenti di fase, t è il tempo in secondi, G è il flusso di conduzione del calore (W/m), S_{en} (W/m) e S_w (1/s) sono il dissipatore rispettivamente in termini di energia e massa. L_f è il calore

latente di fusione (J/kg), T è la temperatura del suolo e T_{ref} è la temperatura presa come riferimento e alla quale viene calcolata l'energia interna del suolo, entrambe in °C. Anche le caratteristiche dell'acqua contenuta nel terreno giocano un ruolo, come ρ_w che è la densità dell'acqua (kg/m^3) e c_w che è la capacità termica specifica (J/kg·K). Scrivendo G secondo la legge di Fourier

$$G = \lambda_T \nabla T \quad (2.9)$$

dove λ_T è la conducibilità termica (W/m·K) e varia in modo non lineare con la temperatura. Sostituendo G nella formula del calore 2.8 si ottiene l'equazione:

$$\frac{\partial U^{ph}}{\partial t} + \nabla(-\lambda_T \nabla T) + S_{en} - \rho_w [L_f + c_w (T - T_{ref})] S_w \quad (2.10)$$

L'equazione 2.10 è risolta numericamente in una dimensione trascurando i gradienti laterali ed è integrata assegnando i flussi di calore ai limiti superiore e inferiore del dominio. Il limite superiore è dato dall'interfaccia con l'atmosfera o il manto nevoso. Al limite inferiore è prescritto un flusso di energia. Questo può essere assegnato esternamente come parametro e, a seconda delle condizioni e della profondità della colonna di terreno, dipende dalla geometria del terreno e dagli effetti transitori che spesso oscurano localmente il flusso di calore geotermico profondo (Gruber et al. [2004]). Il termine S_{en} può anche essere assegnato esternamente. Poiché la massa totale dell'acqua è mantenuta costante ed è data dalla risoluzione dell'equazione del bilancio idrico in modo ritardato, l'incognita dell'equazione 2.10 è T . Tuttavia, l'equazione determina la massa che cambia fase. Poiché il ghiaccio ha una densità inferiore rispetto all'acqua liquida, il congelamento porterebbe a pressioni relative irrealisticamente grandi che non possono essere convertite in un'espansione della matrice del suolo, a causa della mancanza di un modello meccanico. Pertanto, analogamente a Dall'Amico et al. [2011], viene assunto uno schema di suolo rigido, il che implica che non è consentita alcuna espansione del volume durante il congelamento e che le densità del ghiaccio e dell'acqua liquida siano uguali e fissate a $1000 \text{ kg } m^{-3}$.

2.2.4 Manto nevoso

Il manto nevoso svolge un ruolo importante in quanto ammortizza gli scambi energetici e di massa tra atmosfera e suolo. Processi importanti legati alla dinamica del manto nevoso includono il riscaldamento e il raffreddamento della neve, la fusione e il rigelo, la percolazione dell'acqua, l'accumulo dovuto alla precipitazione della neve, le valanghe, la deposizione di neve soffiata dal vento, l'erosione dovuta al vento e l'addensamento dovuto al metamorfismo della neve. Il sistema di equazioni per la neve è simile all'insieme dato dalle equazioni del 2.8 e dal bilancio idrico utilizzati per il suolo, poiché anche la neve può essere considerata un materiale poroso. Tuttavia, la neve presenta le seguenti peculiarità:

- il volume di controllo della neve è effimero, cioè può scomparire a causa del disgelo;
- la rigidità alla struttura è data dai granelli di ghiaccio;
- la porosità della neve è variabile e dipende dal contenuto volumetrico del ghiaccio;

- il volume di controllo non è fisso, ma è soggetto a variazioni dovute ai processi di accumulo, compattazione e fusione;
- gli effetti di capillarità non sono generalmente significativi.

In GEOtop la neve viene calcolata risolvendo in sequenza: l'equazione del calore, il metamorfismo della neve, la percolazione dell'acqua e l'accumulo. Anche gli effetti di valanghe e neve soffiata sono considerati in modo semplificato. La modellazione della neve in GEOtop è euleriana e discretizzata in più strati.

2.2.5 Implementazione del modello

Per gli scopi di questo lavoro di ricerca vengono utilizzati i dati di una sola stazione meteorologica, così impiegando la sua modalità 1D su scala puntuale. Al modello vengono fornite le informazioni riguardanti l'ubicazione e la topografia, come l'azimut e l'elevazione, della stazione meteorologica. Il fattore di vista del cielo, che è un parametro importante, viene dato al modello visto il terreno complesso del caso in studio. Il modello è forzato con i dati meteorologici disponibili come la temperatura dell'aria, la radiazione solare, la velocità e la direzione del vento, l'umidità relativa e le precipitazioni. Le correzioni di tutti i dati forniti al modello vengono effettuate a priori. Inoltre viene effettuata una calibrazione dei parametri del modulo neve e del modulo dei flussi superficiali.

Capitolo 3

Metodi e dati

La prima parte di questo capitolo presenta i siti su cui è stato condotto lo studio, il Passo del Monte Moro, a Macugnaga, e Sestriere Banchetta, entrambi nelle Alpi italiane piemontesi. Nelle parti successive di questo capitolo vengono presentati i metodi di correzione dei dati osservati.

Per modellare lo strato nevoso e le temperature superficiali del suolo in una regione alpina soggetta a permafrost, il modello GEOtop viene alimentato utilizzando i dati di un sito di monitoraggio reale. I dati osservati sulla profondità della neve e sulla temperatura superficiale del suolo vengono utilizzati per valutare l'affidabilità dei risultati. Per l'esecuzione puntuale di GEOtop, vengono utilizzate le stesse coordinate della stazione di monitoraggio per la quale sono disponibili i dati di input del modello, così come i dati impiegati successivamente per il controllo della qualità dei risultati.

Nella seconda parte viene apportata una correzione alle precipitazioni osservate dovuta ad una necessaria parametrizzazione della densità della neve in GEOtop. Infine, viene eseguita una calibrazione del modello al caso in studio, per ottenere una simulazione dello spessore del manto nevoso più verosimile all'osservato soprattutto nella fase di fusione.

3.1 Siti e dati disponibili

3.1.1 Stazioni di monitoraggio

La prima stazione di monitoraggio utilizzata in questo studio è quella di Passo del Monte Moro, situata a Macugnaga, comune ai piedi della maestosa parete est del Monte Rosa, la più alta delle Alpi, nel versante piemontese. Il luogo fa parte delle Alpi italiane, molto vicino al confine italo-svizzero, che è coperto dal permafrost. La stazione di Passo del Monte Moro si trova a quota 2823 m s.l.m. Questa è una delle cinque della regione Piemonte che sono state installate e gestite da ARPA Piemonte, partecipando al progetto *PermaNET* – *Permafrost Long-term Monitoring Network*, che è un progetto incluso nell'*Alpine Space program by the European Territorial Cooperation*. Questo programma mira principalmente a contribuire all'installazione di una rete di monitoraggio del permafrost nella regione alpina, al fine di fornire dati sulla distribuzione del permafrost nelle Alpi, consentire una

migliore gestione della risorsa idrica e tentare di ridurre i rischi di calamità naturali, fornendo i dati richiesti sull'evoluzione del permafrost. L'ubicazione della stazione di Passo del Monte Moro si trova lungo la latitudine $45^{\circ} 59' 42.07''$ N, e la longitudine $007^{\circ} 58' 50.94''$ E. Il sito possiede una stazione di misura meteorologica, nonché un pozzo sotterraneo per l'effettuazione di misure dirette. Sono presenti un pluviometro riscaldato, un nivometro, un anemometro per la misura della velocità e direzione del vento, un radiometro per la misura dei flussi radianti, un igrometro per la misura dell'umidità relativa e un termometro per la misura della temperatura. Per quanto riguarda la parte sotterranea, esiste un pozzo profondo 30 metri ed è dotato di 25 termometri utilizzati per effettuare misurazioni dirette della temperatura a diverse profondità nel sottosuolo.

La seconda stazione presa in considerazione per questo studio è Sestriere Banchetta, situata nell'arco alpino piemontese occidentale. La quota del sito è 2480 m s.l.m., mentre la latitudine è $44^{\circ} 57' 33.51''$ N, e la longitudine è $006^{\circ} 54' 49.81''$ E. La stazione meteorologica comprende un pluviometro non riscaldato, un nivometro, un anemometro per la misura della velocità e direzione del vento, un radiometro per la misura dei flussi radianti, un igrometro per la misura dell'umidità relativa e un termometro per la misura della temperatura.

3.1.2 Dati meteorologici

I dati raccolti in loco per l'utilizzo ai fini di questo lavoro di ricerca sono disponibili dal 2000 in avanti. Parte dei dati viene utilizzata come input per l'esecuzione del modello GEOtop, un'altra parte viene utilizzata per valutare l'accuratezza dei risultati del modello confrontando i valori simulati con quelli osservati. Il periodo scelto per le simulazioni va da Agosto 2001 al Luglio 2022, durante il quale sono disponibili tutti i dati di input del modello. Tra i dati osservati utilizzati per valutare i risultati del modello vi sono l'altezza della neve e la temperatura del suolo a 2 cm. I dati prelevati dalla stazione di monitoraggio di Passo del Monte Moro e utilizzati come input in GEOtop comprendono le misure di temperatura dell'aria ($^{\circ}C$), radiazione solare globale ad onde corte (W/m^2), precipitazioni (mm/h), velocità del vento (m/s), direzione ($^{\circ}$) e umidità relativa (%). Il modello GEOtop richiede dati su una scala temporale giornaliera, che sarebbe il passo temporale in cui le equazioni vengono risolte. Pertanto, i dati disponibili corrispondono al valore medio di ogni variabile, ad eccezione della precipitazione che si accumula nell'arco delle 24 ore. Viene eseguita una pre-elaborazione dei dati che devono essere immessi nel modello per evitare errori. Una fase iniziale della pre-elaborazione dei dati è la loro pulizia che include la rimozione di quelli non validi, che potrebbero essere presenti a causa di diversi motivi, tra cui apparecchiature o errori umani. Per quanto riguarda il passaggio successivo che riguarda i dati mancanti, questo viene risolto interpolando linearmente i dati nel tempo, purché si tratti di un periodo breve e non significativo. Infatti, alcune stagioni sono state escluse dallo studio per mancanza di dati, specialmente quelli delle precipitazioni, per periodi di settimane se non anche di mesi. D'ora in avanti considereremo per la prima fase dello studio i dati di cinque stagioni della stazione del Passo del Moro.

3.2 Parametrizzazione della densità e precipitazioni sintetiche

Poiché GEOtop fornisce un errore più ampio rispetto ad altri modelli nella stagione primaverile, suggerendo ulteriori verifiche sulla parametrizzazione della densità della neve, si è proceduto nel ricavare un valore che meglio rappresenti tale quantità. Per fare ciò si è simulato il manto nevoso con i parametri di default di GEOtop con le precipitazioni osservate dalla stazione meteorologica. Nella Figura 3.1 si può notare come la simulazione di default dello spessore del manto nevoso, con le precipitazioni osservate date in input a GEOtop, sia lontana dall'osservato. Da questa simulazione vengono ottenuti i $\Delta Snow_i$ giornalieri, ovvero la differenza di altezza del manto nevoso tra il giorno $i + 1$ e quello precedente i , che rappresenta la neve caduta nel giorno i , secondo la simulazione.

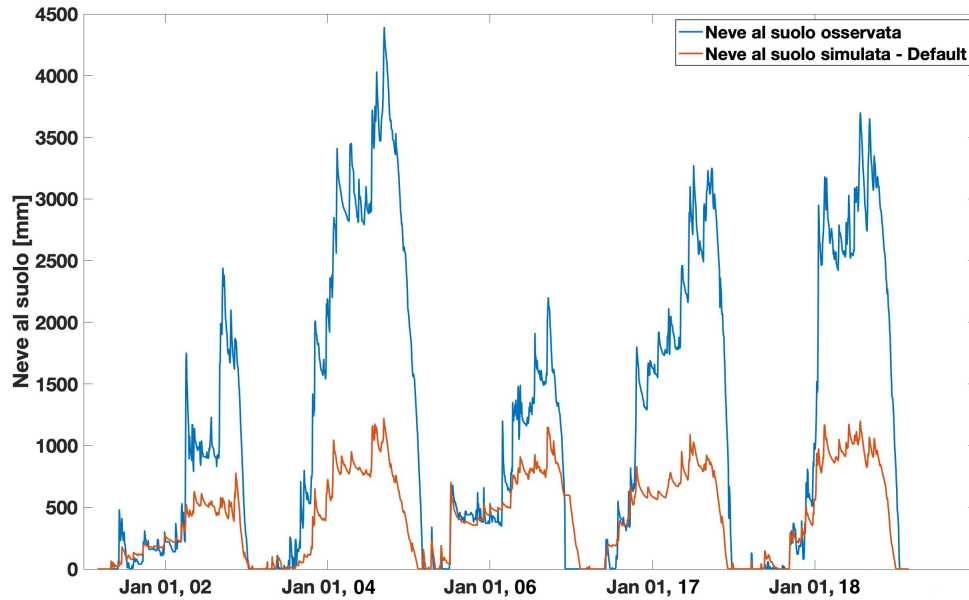


Figura 3.1: Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop, impostando i parametri di default, per le cinque stagioni prese in considerazione della stazione del Passo del Moro.

La precipitazione fornita in input (P) in GEOtop è ripartita tra precipitazione liquida e precipitazione nevosa usando la regola, basata sulla temperatura dell'aria T , dell'Corps [1956]:

$$\begin{cases} \text{se } T > T_1 & P_p = P \quad P_n = 0 \\ \text{se } T_2 < T < T_1 & P_p = \frac{T-T_2}{T_1-T_2} P \quad P_n = P - P_p \\ \text{se } T < T_2 & P_p = 0 \quad P_n = P \end{cases} \quad (3.1)$$

dove:

- T è la temperatura dell'aria fornita in input;
- T_1 è la temperatura soglia dell'aria al di sopra della quale tutta la precipitazione è piovosa (di default è uguale a 3°C);
- T_2 è la temperatura soglia dell'aria al di sotto della quale tutta la precipitazione è nevosa (di default è uguale a -1°C);
- P è la precipitazione fornita in input;
- P_p è la precipitazione piovosa;
- P_n è la precipitazione nevosa.

Quindi $\Delta Snow_i$ dipende dalla precipitazione data in input (P_i), dalla funzione lineare $f(T_i)$ descritta dall'equazione 3.1, che rappresenta la frazione di precipitazione nevosa, e dall'incognita $\rho(T)$, che indica il rapporto tra la densità liquida e quella solida dell'acqua dipendente dalla temperatura dell'aria. Il tutto racchiuso secondo la seguente relazione:

$$\Delta Snow = P \cdot f(T) \cdot \rho(T) \quad (3.2)$$

Il valore di $\rho(T)$ può essere stimato eseguendo un fit lineare a partire dallo scatter plot tra $\Delta Snow$ e precipitazione per $T \leq -1^\circ\text{C}$ (Figura 3.2), quindi considerando solo le precipitazioni nevose. In alternativa, prendendo in esame tutti i casi nei quali $T \leq 2^\circ\text{C}$ (escludiamo i casi davvero marginali), attraverso un fit lineare del scatter plot tra $\Delta Snow$ e $P \cdot f(T)$, come mostrato in Figura 3.3.

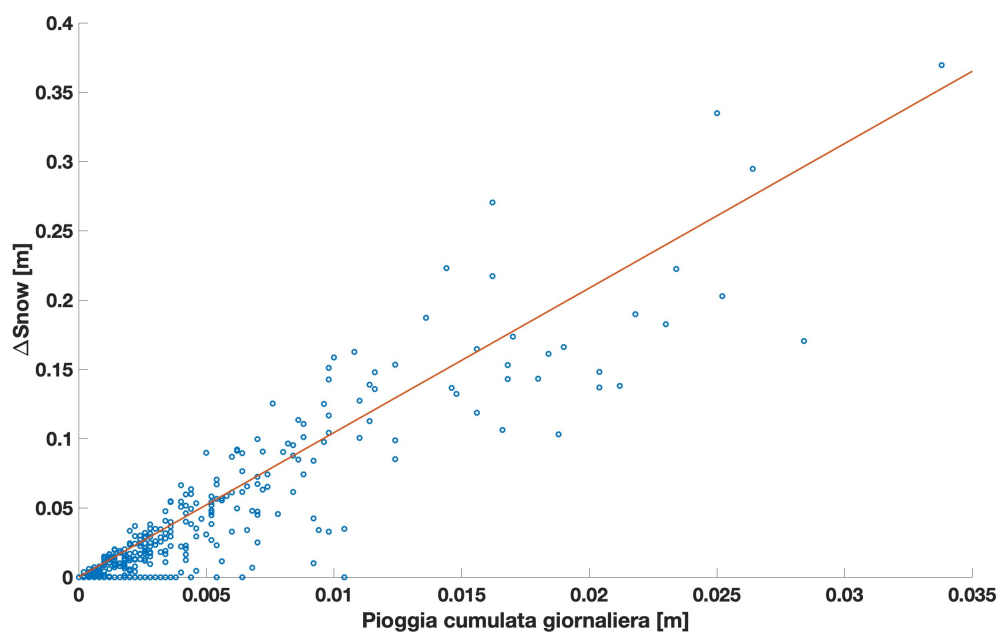


Figura 3.2: Scatter plot tra la precipitazione P e ΔSnow per $T \leq -1^\circ\text{C}$.

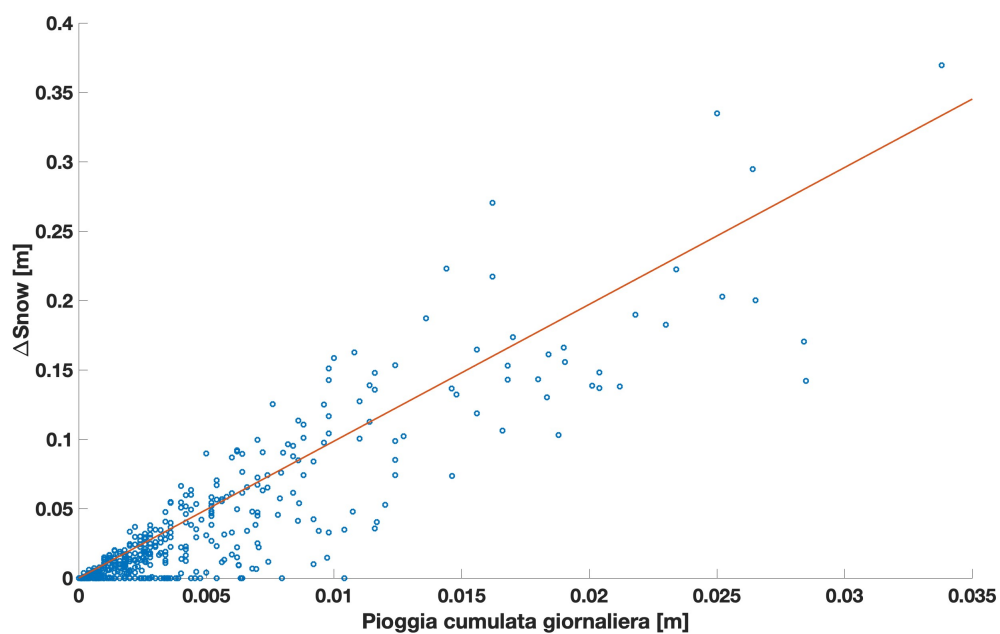


Figura 3.3: Scatter plot tra $P \cdot f(T)$ e ΔSnow per $T \leq 2^\circ\text{C}$.

Nel caso del primo scatter plot (Figura 3.2) dal fit lineare si ottiene un valore di $\rho(T)$ pari a 0.0959, mentre nel secondo caso (Figura 3.3) il valore è pari a 0.1014. Poiché la criticità di GEOtop sta nella parametrizzazione della densità della neve, si è scelto il primo valore, in quanto ottenuto solo per i giorni in cui la temperatura dell'aria è inferiore a -1°C (la temperatura soglia di default dell'aria al di sotto della quale tutta la precipitazione è nevosa).

Da tale valore di $\rho(T)$ si possono ottenere delle precipitazioni, che definiremo *sintetiche*, a partire dalla precipitazione nevosa osservata:

$$P_{\text{sintetica}} = \frac{Snow_{\text{prec}}}{f(T) \cdot \rho(T)}. \quad (3.3)$$

Nella Figura 3.4 ci si focalizza su due stagioni della stazione Passo del Moro, confrontando lo spessore del manto nevoso osservato con quello simulato, dando in input prima le precipitazioni osservate, poi le *precipitazioni sintetiche*, sempre con i parametri di default. Il miglioramento della simulazione è netto, con la possibilità di ottimizzare la fase di fusione andando a tarare alcuni parametri al caso in questione. Questo sarà l'obiettivo del paragrafo successivo.

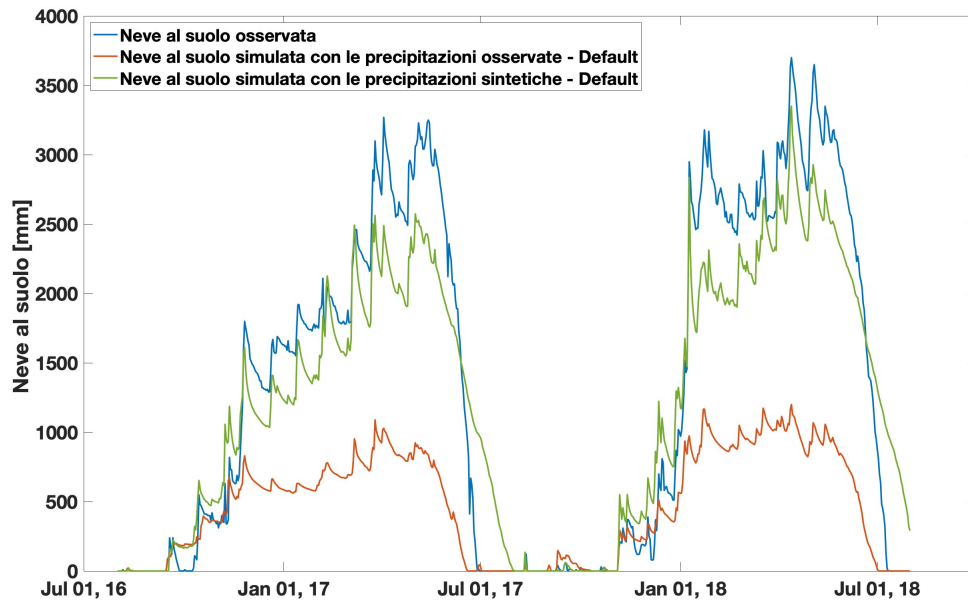


Figura 3.4: Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop prima con le precipitazioni osservate in stazione poi con le *precipitazioni sintetiche*, impostando i parametri di default, da Agosto 2016 a Luglio 2018, per Passo del Moro.

3.3 Calibrazione del modello GEOtop

Uno dei passi iniziali per la messa a punto del modello per il sito specifico di Passo del Monte Moro, la topografia complessa nel punto di simulazione è rappresentata attraverso le variabili topografiche V_f , il fattore di vista del cielo, e le quote dell'orizzonte con il corrispondente azimut. Si utilizza il pacchetto *topocalc* su Python, che è una raccolta di funzioni per calcolare varie metriche su un modello di elevazione digitale (DEM). I calcoli seguono le equazioni stabilite in Dozier and Frew [1990] per il gradiente, l'orizzonte e il fattore di vista del cielo, ovvero la percentuale del cielo visibile da un punto sul DEM. Il file DEM utilizzato è stato ottenuto dal *GeoPortale Piemonte*, il cui passo è di 10 m. Il valore V_f risultante è 0.9. Il valore predefinito di V_f in GEOtop è 1 e si presume che la topografia sia piatta se non vengono forniti dati sull'orizzonte al modello. Per quanto riguarda l'elevazione dell'orizzonte e l'azimut corrispondente, i valori risultanti che sono stati immessi nel modello attraverso il file dell'orizzonte sono mostrati nella Tabella 3.1.

Azimut (°)	0	45	90	135	180	225	270	315
Elevazione (°)	30.7	30.7	14.2	0	0	0	14.83	14.83

Tabella 3.1: Valori di quota e azimut dell'orizzonte del punto di monitoraggio del Passo del Monte Moro

Successivamente alcuni parametri riguardanti il modulo neve di GEOtop vanno tarati al caso in studio. La calibrazione del modulo neve viene effettuata regolando i parametri di caratterizzazione della neve per soddisfare le condizioni del sito. I valori di alcuni parametri di default vengono modificati in valori più accurati per il sito del Passo del Monte Moro. I parametri di caratterizzazione della neve includono la saturazione dell'acqua irriducibile, ovvero il rapporto tra l'acqua trattenuta per capillarità e il contenuto di ghiaccio nella neve, la massima porosità della neve e la riflettanza visibile e infrarossa della neve fresca. Il valore di default della saturazione dell'acqua irriducibile in GEOtop è 0.02. Secondo Engel et al. [2017], questo valore nelle Alpi può essere considerato pari a 0.07. Per quanto riguarda il valore massimo di porosità della neve, parametro con il quale si impedisce un eccessivo addensamento della neve, il valore di default trovato nel modello è pari a 0.7. Secondo uno studio di Zanotti [2004], che descrive in dettaglio il modulo della neve in GEOtop, il valore della massima porosità della neve può essere fissato a 0.6. Uno studio di Wani et al. [2021] che utilizza GEOtop in un sito con caratteristiche climatiche simili alle Alpi italiane, il valore di riflettanza visibile della neve fresca può essere utilizzato pari a 0.93, mentre la riflettanza infrarossa della neve fresca può essere assunta uguale al valore di default, che è 0.65. La calibrazione di questi parametri per soddisfare le condizioni del manto nevoso del punto di simulazione è un passo fondamentale verso risultati ragionevoli di profondità della neve e corrispondenti simulazioni della temperatura superficiale del suolo.

Infine si prosegue con la calibrazione del modulo dei flussi superficiali. Gli scambi energetici di superficie svolgono un ruolo fondamentale nella moderazione del clima e del

microclima nelle Alpi. La modellazione del manto nevoso richiede la risoluzione dei bilanci energetici e idrici accoppiati nel punto di simulazione per derivare la relazione corrispondente con l'altezza della neve. Il modulo dei flussi superficiali in GEOtop può essere calibrato attraverso alcuni parametri tra cui soprattutto la parametrizzazione LW_{in} e il parametro di stabilità atmosferica Monin-Obukhov. La parametrizzazione LW_{in} viene espressa scegliendo la formula da utilizzare per il calcolo della radiazione ad onde lunghe entranti da parte di GEOtop. Tra le formule disponibili ci sono quelle di Brutsaert [1975], Idso [1981], Andreas and Ackley [1982], Prata [1996] e Dilley [1998]. La scelta dell'equazione può essere data al modello attraverso la definizione del parametro *LWin-Parameterization* con il numero corrispondente della formula. Secondo la letteratura, la scelta del parametro di parametrizzazione LW_{in} può essere effettuata trovando quello più idoneo che consenta una migliore rappresentazione del manto nevoso (Wani et al. [2021]). La formula predefinita utilizzata da GEOtop è quella di Dilley [1998]. Diverse simulazioni vengono fatte impostando diverse formule per il calcolo di LW_{in} , al fine di scegliere quella più adatta per questo caso, e i risultati sono mostrati in Figura 3.5. I dati meteorologici di input al modello sono mantenuti gli stessi utilizzando le *precipitazioni sintetiche* (3.3). I parametri calibrati della topografia e del modulo neve sono d'ora in poi utilizzati come caso con cui confrontarsi. Ciò significa che il caso predefinito nel grafico è quello in cui V_f , l'elevazione dell'orizzonte e i parametri caratterizzanti della neve sono correttamente forzati al modello e il parametro di parametrizzazione LW_{in} utilizza la formula di Dilley [1998].

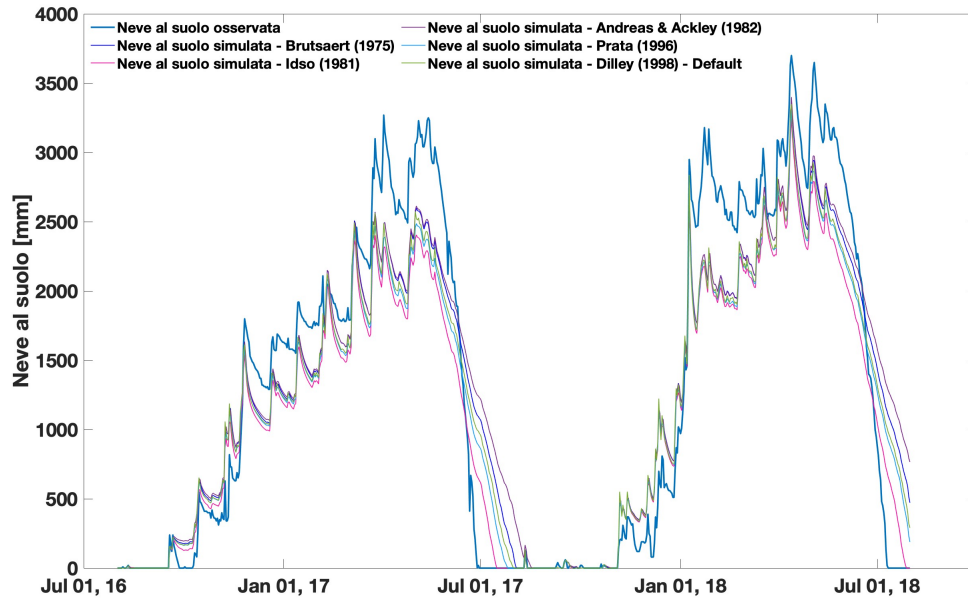


Figura 3.5: Risultati della simulazione dell'altezza della neve per la calibrazione della parametrizzazione LW_{in} impiegando le formule per il calcolo LW_{in} , utilizzando le precipitazioni sintetiche, forzando i parametri topografici e quelli caratterizzanti la neve, dall'Agosto 2016 al Luglio 2018, per Passo del Moro. Valori RMSE delle simulazioni rispetto all'osservato: Brutsaert 413.79 mm, Idso 433.75 mm, Andrea & Ackley 447.56 mm, Prata 421.88 mm, Dilley 421.35 mm. Valori R^2 delle simulazioni rispetto all'osservato: Brutsaert 0.924, Idso 0.959, Andrea & Ackley 0.899, Prata 0.943, Dilley 0.936.

Si può osservare dalla Figura 3.5, guardando in particolare nella seconda stagione (17/18), che la formula di Idso [1981] produce risultati con una fusione più rapida nei mesi da maggio a luglio, che coincide maggiormente con l'altezza della neve osservata. La formula predefinita, di Dilley [1998], mostra più di un ritardo nella fusione della neve. In maniera più rigorosa si è calcolato per ogni simulazione la radice dell'errore quadratico medio (RMSE), il quale è minore nel caso della simulazione con la formula di Brutsaert [1975], ovvero 413.79 mm. Per una scelta più aderente al comportamento reale è stato calcolato per ogni caso anche R^2 , che risulta più alto nel caso della formula di Idso [1981]. Poiché RMSE non tiene conto della forma degli scarti e della cronologia della serie storica, si è ritenuto dare più rilevanza al valore di R^2 . Quindi si è scelto di utilizzare la formula di Idso [1981], visto che il suo RMSE non si discosta di molto dal migliore.

Un altro parametro importante per la calibrazione del modulo dei flussi di energia è la stabilità di Monin-Obukhov. Quest'ultima rappresenta gli effetti di galleggiamento nello strato limite inferiore atmosferico e il loro impatto sui flussi turbolenti (Grachev and Fairall [1997]). Questo parametro in GEOtop può essere impostato nei seguenti modi:

considerando sia stabilità che instabilità, solo la stabilità o solo l'instabilità o considerando condizioni di neutralità. Il caso predefinito in GEOTop è impostato considerando sia la stabilità che l'instabilità. Vengono eseguite simulazioni utilizzando GEOTop per confrontare le quattro opzioni per la calibrazione del parametro Monin-Obukhov. I risultati in termini di profondità della neve sono presentati in Figura 3.6.

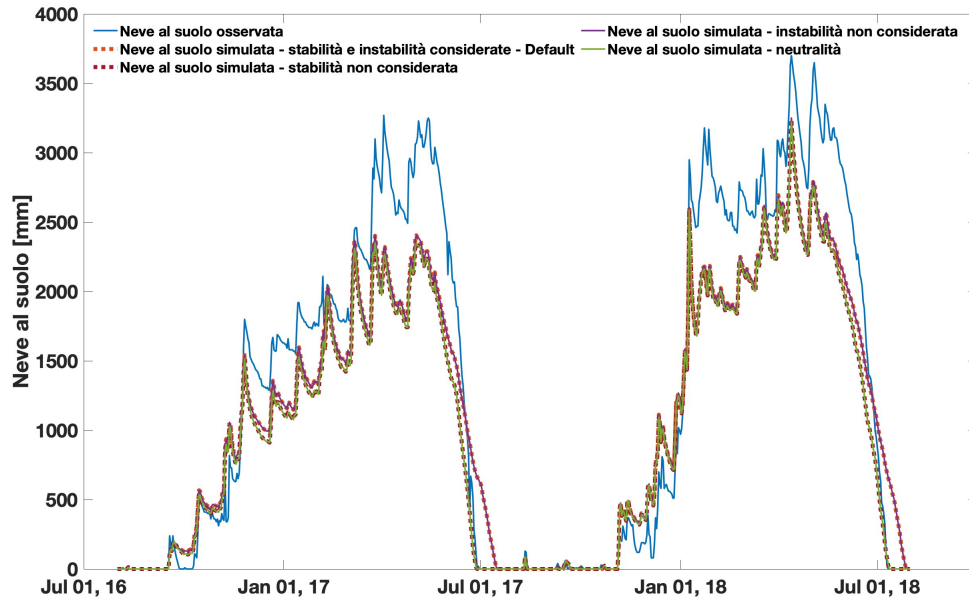


Figura 3.6: Risultati della simulazione della profondità della neve confrontando diverse opzioni per il parametro Monin-Obukhov. Valori RMSE delle simulazioni rispetto all'osservato: stabilità e instabilità considerate 433.75 mm, stabilità non considerata 462.20 mm, instabilità non considerata 433.26 mm, neutralità 463.74 mm. Valori R^2 delle simulazioni rispetto all'osservato: stabilità e instabilità considerate 0.959, stabilità non considerata 0.966, instabilità non considerata 0.959, neutralità 0.965.

I profili di profondità della neve della simulazione del caso predefinito e del caso in cui si considera solo la stabilità atmosferica sono simili tra loro. Anche i profili di profondità della neve del caso di neutralità e del caso di considerare solo l'instabilità coincidono approssimativamente. Ciò dimostra che in questo caso particolare l'instabilità atmosferica non ha alcun impatto sulla neve accumulata nel periodo di studio. La stabilità atmosferica è il parametro che agisce sulla calibrazione del parametro Monin-Obukhov. Concentrandosi anche qui sui valori del RMSE e di R^2 per le differenti simulazioni, il primo è minore nel caso si considerino sia la stabilità che l'instabilità (433.75 mm) o solo la stabilità (433.26 mm). Il valore di R^2 invece risulta ottimale negli altri due casi (0.966-0.965). Pertanto, visto che l'instabilità atmosferica non ha alcun impatto sulla neve accumulata e ragionando come per il parametro precedente, si ritiene opportuno scegliere la neutralità atmosferica per il parametro Monin-Obukhov.

Capitolo 4

Valutazione dell'output di GEOTop

4.1 Bias correction

La correzione dei bias delle proiezioni dei modelli climatici viene spesso eseguita al fine di valutare adeguatamente gli impatti dei cambiamenti climatici sulle risorse umane e ambientali (Teng et al. [2015]). Rimuovere le distorsioni del modello è particolarmente utile per gli studi di impatto che coinvolgono modelli idrologici, dove il deflusso è una funzione non lineare delle precipitazioni (Hagemann et al. [2011]). Sono state sviluppate numerose metodologie di correzione dei bias statistici per rimuovere gli errori sistematici del modello (Gellens and Roulin [1998]; Chen et al. [2013]). I metodi aggiustano la media modellata, la varianza e/o i momenti più frequenti della distribuzione delle variabili climatiche, per corrispondere meglio alle osservazioni. La mappatura dei quantili (QM) è stata ampiamente utilizzata grazie alla sua capacità di gestire momenti di ordine superiore oltre ad essere computazionalmente efficiente (Teutschbein and Seibert [2013]). La QM standard presuppone che la distribuzione dei valori di correzione degli errori rilevati in un periodo di calibrazione possa essere applicata a qualsiasi periodo di tempo di interesse. Questa è chiamata ipotesi di stazionarietà o ipotesi invariante nel tempo (Christensen et al. [2008]).

Vista l'importanza dei bias nella precipitazione misurata e della grande sensibilità del modello a questi bias, in questo studio viene eseguita la correzione del bias sulle precipitazioni osservate a partire dalle *precipitazioni sintetiche*. In un primo momento viene eseguita una correzione elementare moltiplicando le precipitazioni osservate per un coefficiente, ottenuto dal rapporto tra la media delle *precipitazioni sintetiche* e la media di quelle osservate, considerando solo i giorni con temperatura inferiore a -1°C . In un secondo momento viene eseguita la correzione del bias utilizzando la QM standard, sempre restringendo ai giorni con temperatura inferiore a -1°C . La QM standard consiste nella correzione delle precipitazioni osservate confrontando la sua funzione di ripartizione (CDF) con quella delle *precipitazioni sintetiche*. Nella Figura 4.1 vengono graficate le funzioni di ripartizione delle precipitazioni osservate e delle *precipitazioni sintetiche*. Ad ogni valore

delle precipitazioni osservate viene assegnato quello corretto corrispondente alla stessa probabilità della CDF.

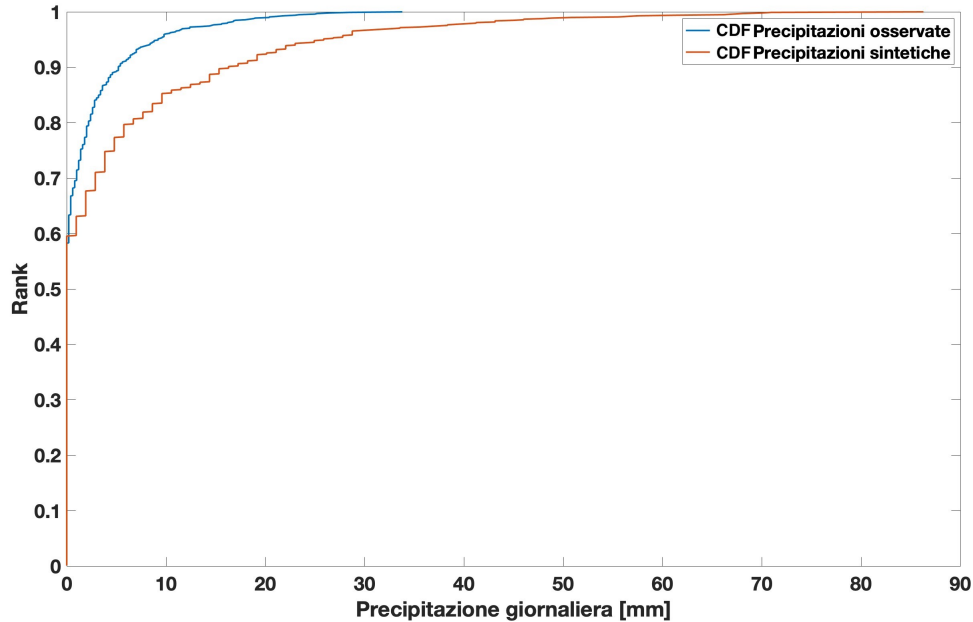


Figura 4.1: Confronto tra la funzione di ripartizione (CDF) delle precipitazioni osservate e quella delle *precipitazioni sintetiche* per $T < -1^{\circ}\text{C}$.

In Figura 4.2 vengono rappresentate le simulazioni dello spessore del manto nevoso per le cinque stagioni prese in considerazione nel precedente capitolo, a partire dalle precipitazioni osservate corrette con le due correzioni di bias, e confrontate con il profilo osservato. L'andamento delle due è simile e risultano valide come simulazioni per lo spessore del manto nevoso. È noto che la correzione del bias con la QM altera il segnale del cambiamento climatico ottenuto dal modello tramite i dati non corretti (Maurer and Pierce [2014]). Questa alterazione del segnale del cambiamento climatico modellato può essere attribuita al presupposto di stazionarietà, il che implica che i valori di correzione dell'errore stabiliti in un periodo di calibrazione possano essere applicati a qualsiasi periodo di tempo all'interno o all'esterno di quello di calibrazione. Questi valori di correzione dell'errore possono differire, sia in grandezza che in segno, in funzione del quantile. Ad esempio, nel contesto di un clima in fase di riscaldamento, i valori di temperatura previsti dal modello grezzo comporteranno un campionamento sproporzionato dei valori di correzione degli errori da parte della QM ottenuti da quantili più alti stabiliti nel periodo di calibrazione. A seconda che i valori di correzione dell'errore ai quantili più alti siano maggiori o minori di quelli ai quantili più bassi, ciò inflazionerà o deflazionerà il cambiamento climatico previsto dal modello in origine con i dati non corretti.

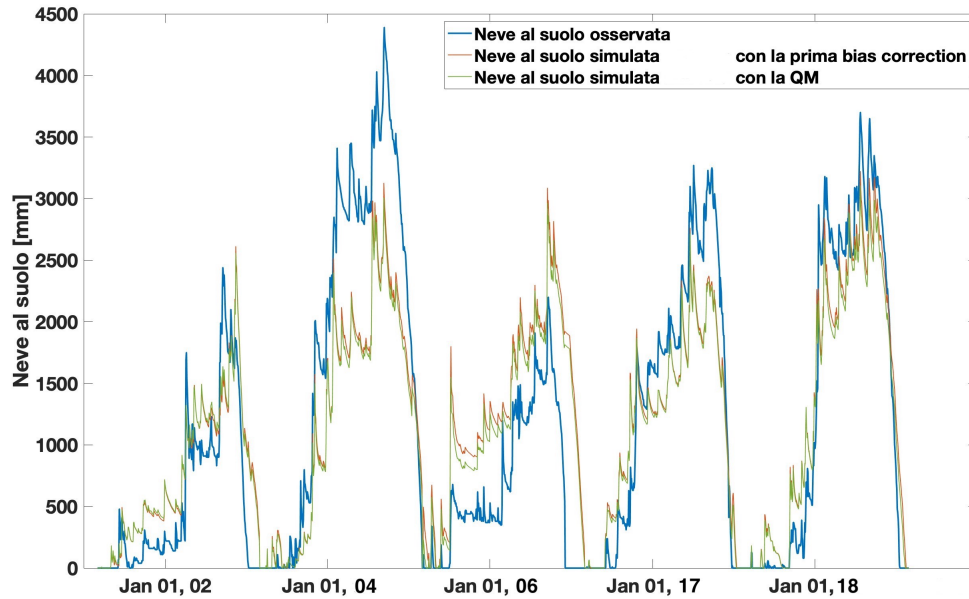


Figura 4.2: Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop prima con le precipitazioni osservate corrette col fattore moltiplicativo, poi con le precipitazioni osservate corrette con la tecnica QM standard, impostando i parametri scelti nel capitolo precedente, per le stagioni 2001/02, 2003/04, 2005/06, 2016/17 e 2017/18, per Passo del Moro.

4.2 Simulazioni e risultati *out-of-sample*

Finora i risultati ottenuti sono stati esaminati nello stesso periodo da cui sono stati ricavati (*in-sample*). Per consolidare la loro efficacia è importante applicarli anche in un periodo differente, quindi su dati *out-of-sample*. Quindi i dati di altre cinque stagioni vengono utilizzati per testare tale validità, sia per le *precipitazioni sintetiche* che per quanto riguarda le correzioni del bias.

4.2.1 *Precipitazioni sintetiche*

La parametrizzazione della densità della neve ricavata per le cinque precedenti stagioni viene applicata alle precipitazioni osservate delle stagioni *out-of-sample* per ottenere le rispettive *precipitazioni sintetiche*. Per quanto riguarda le *precipitazioni sintetiche*, nelle Figure 4.4 vengono riassunti i risultati finora ottenuti, sia delle cinque stagioni precedenti, che delle stagioni di analisi *out-of-sample* (2002/03, 2004/05, 2006/07, 2020/21, 2021/22). La parametrizzazione della densità della neve dà ottimi risultati per la simulazione dello spessore del manto nevoso anche per le nuove stagioni, specialmente per le quelle del 2004/05, 2006/07 e 2020/21.

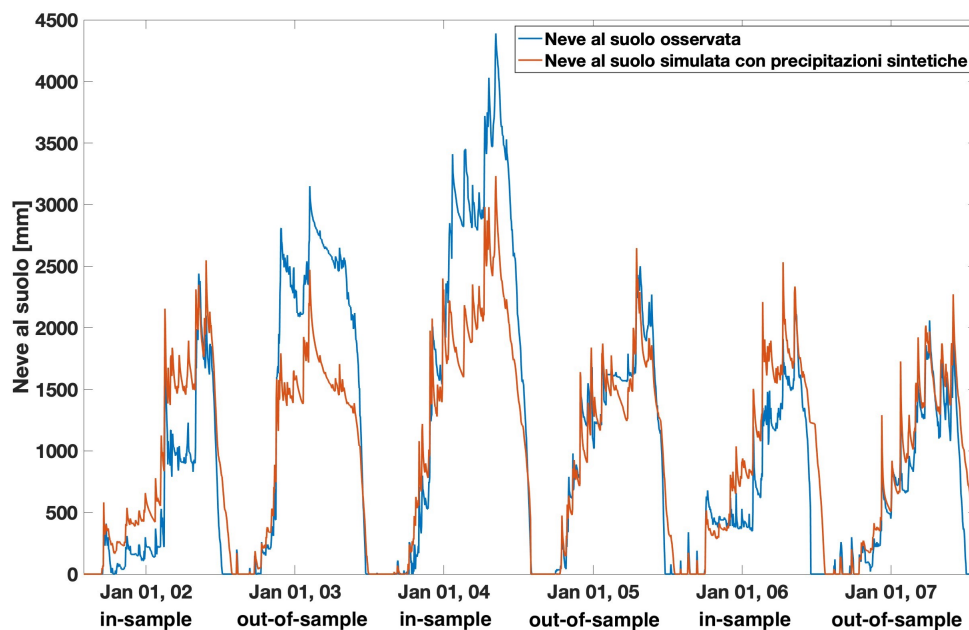


Figura 4.3: Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop con le *precipitazioni sintetiche*, dall'Agosto 2001 al Luglio 2007, per Passo del Moro.

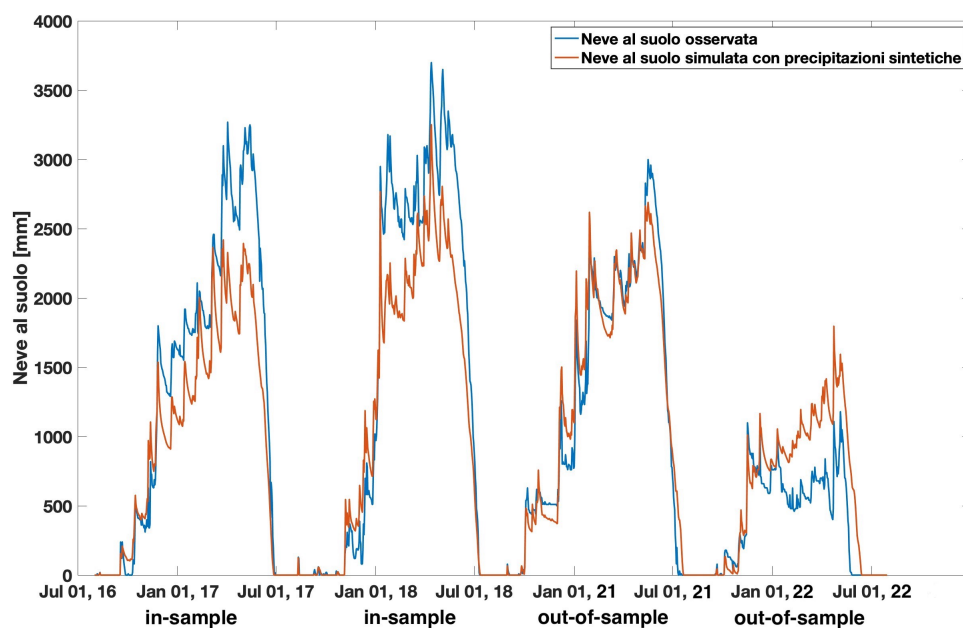


Figura 4.4: Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop con le *precipitazioni sintetiche*, dall'Agosto 2016 al Luglio 2018 e dall'Agosto 2020 al Luglio 2022, per Passo del Moro.

L'RMSE tra l'osservato e il simulato risulta pari a 445.03 mm; se ristretto alle sole stagioni *in-sample* è uguale a 511.15 mm, mentre se ristretto alle stagioni *out-of-sample* risulta uguale a 419.94 mm.

4.2.2 Bias correction

Il coefficiente moltiplicativo e la funzione di ripartizione delle *precipitazioni sintetiche* ottenuti per le cinque precedenti stagioni vengono utilizzati per le correzioni del bias per le precipitazioni osservate delle stagioni *out-of-sample*. Nelle Figure 4.5 e 4.6 vengono riassunti i risultati finora ottenuti, sia delle cinque stagioni precedenti, che delle stagioni di analisi *out-of-sample* per quanto riguarda le bias correction. Queste danno frutto a delle buone simulazioni, seppur la calibrazione dei valori di correzione stabiliti nelle precedenti stagioni applicata ad un altro periodo esaspera l'alterazione di cui si parlava precedentemente. Ciò è dovuto al fatto che i valori di correzione dell'errore ai quantili più alti sono maggiori di quelli ai quantili inferiori (vedi Figura 4.1). Questo comporta che in alcune stagioni ci sia una sovrastima della neve al suolo simulata, come nelle stagioni 2006/07, 2007/06, 2020/21 e 2021/22. La QM standard risulta la bias correction migliore in quanto l'RMSE rispetto all'osservato è pari a 698.15 mm (582.89 mm per stagioni *in-sample*, 796.96 mm per stagioni *out-of-sample*), mentre quello della prima bias correction è di 759.79 mm (586.09 mm per stagioni *in-sample*, 900.67 mm per stagioni *out-of-sample*).

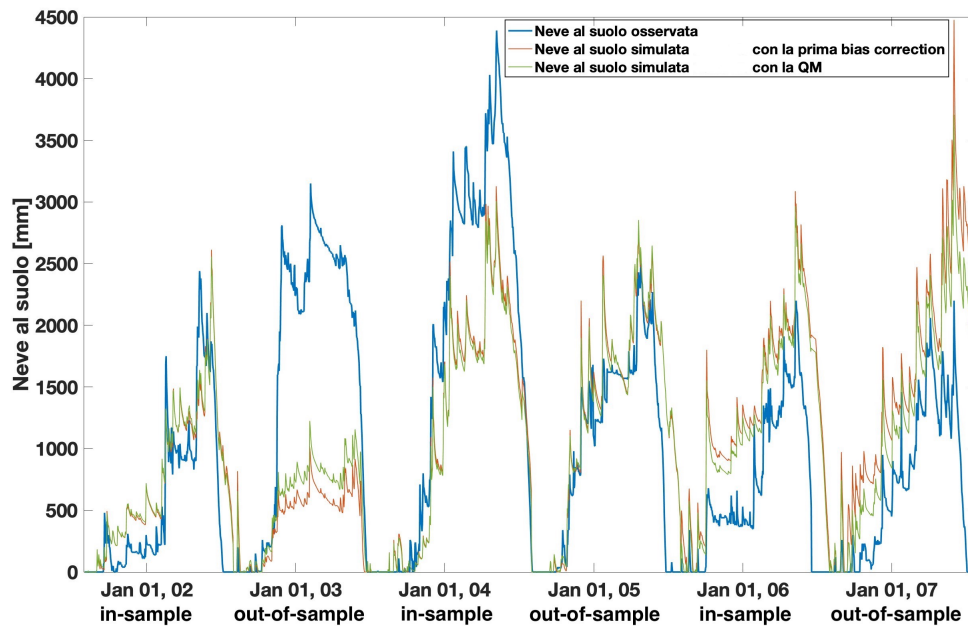


Figura 4.5: Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop prima con le precipitazioni osservate corrette col fattore moltiplicativo, poi con le precipitazioni osservate corrette con la tecnica QM standard, impostando i parametri scelti nel capitolo precedente, dall'Agosto 2001 al Luglio 2007, per Passo del Moro.

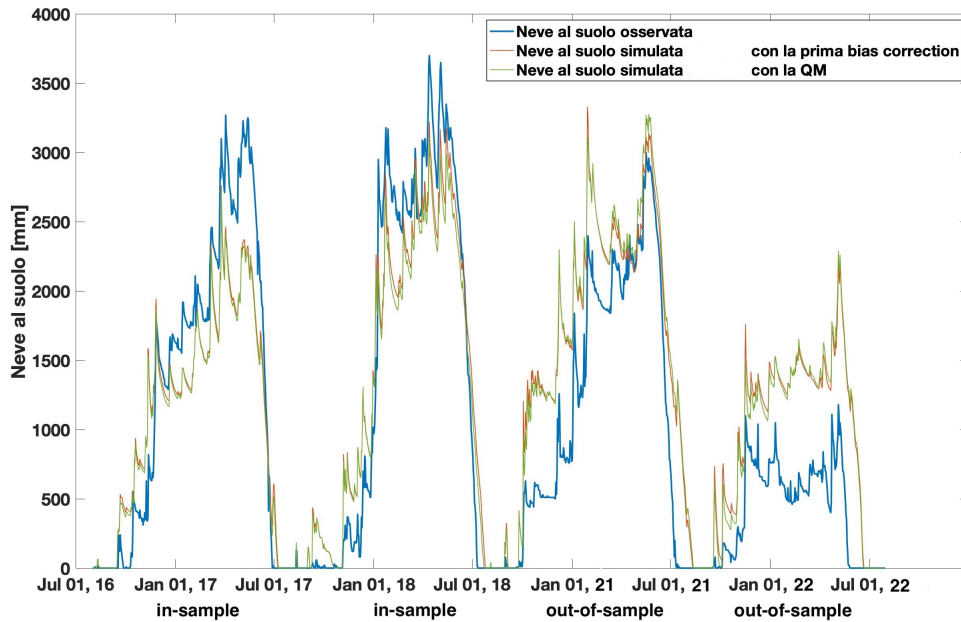


Figura 4.6: Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop prima con le precipitazioni osservate corrette col fattore moltiplicativo, poi con le precipitazioni osservate corrette con la tecnica QM standard, impostando i parametri scelti nel capitolo precedente, dall'Agosto 2016 al Luglio 2018 e dall'Agosto 2020 al Luglio 2022, per Passo del Moro.

4.3 Temperatura del suolo

La temperatura del suolo (GST) è un altro parametro che questo lavoro di ricerca si propone di modellare utilizzando GEOtop. Questo parametro può essere misurato a varie profondità nel terreno in corrispondenza del sito. GEOtop permette di modellare la temperatura del suolo anche a diverse profondità. I dati osservati disponibili dal punto di monitoraggio di Passo del Monte Moro sono presi ad una profondità di 2 cm sotto la superficie del suolo e le misurazioni si estendono su un periodo di circa due anni, 2012-13 e 2013-14. Ai fini di questo lavoro, poiché le simulazioni effettuate non coprono il periodo delle osservazioni, viene eseguito un confronto della variabile tra quella simulata e quella osservata su stagioni differenti. La Figura 4.7 mostra le serie orarie della GST a 2 cm osservata e simulata, tramite le *precipitazioni sintetiche*, della temperatura del suolo. Nelle Figure 4.9 e 4.8 la simulazione viene effettuata tramite le precipitazioni osservate corrette con le due bias correction.

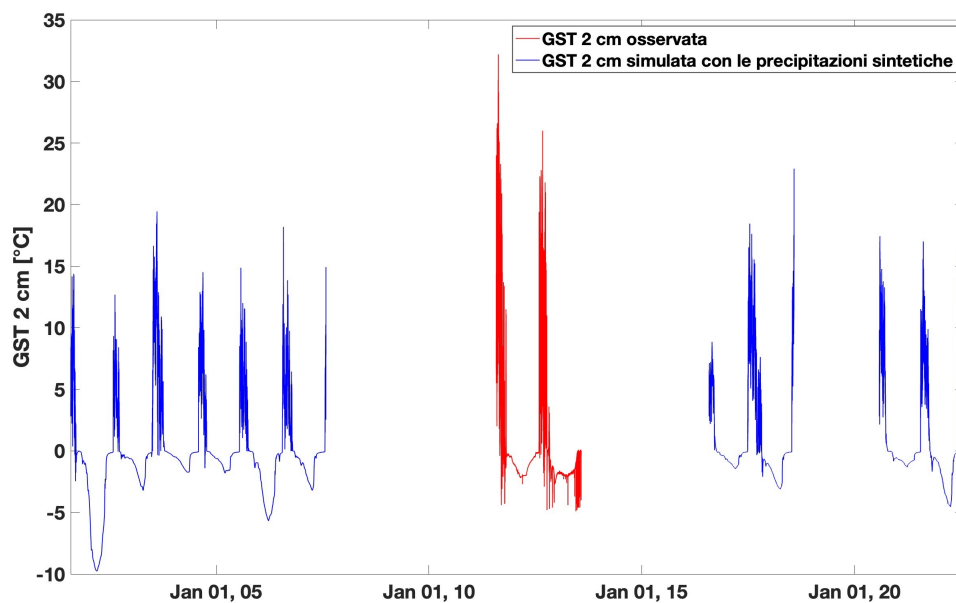


Figura 4.7: Confronto tra la serie oraria della GST osservata a 2 cm di profondità (Agosto 2012-Luglio 2014) e quella simulata con GEOtop con le *precipitazioni sintetiche* (Agosto 2001-Luglio 2007, Agosto 2016-Luglio 2018, Agosto 2020-Luglio 2022) per Passo del Moro.

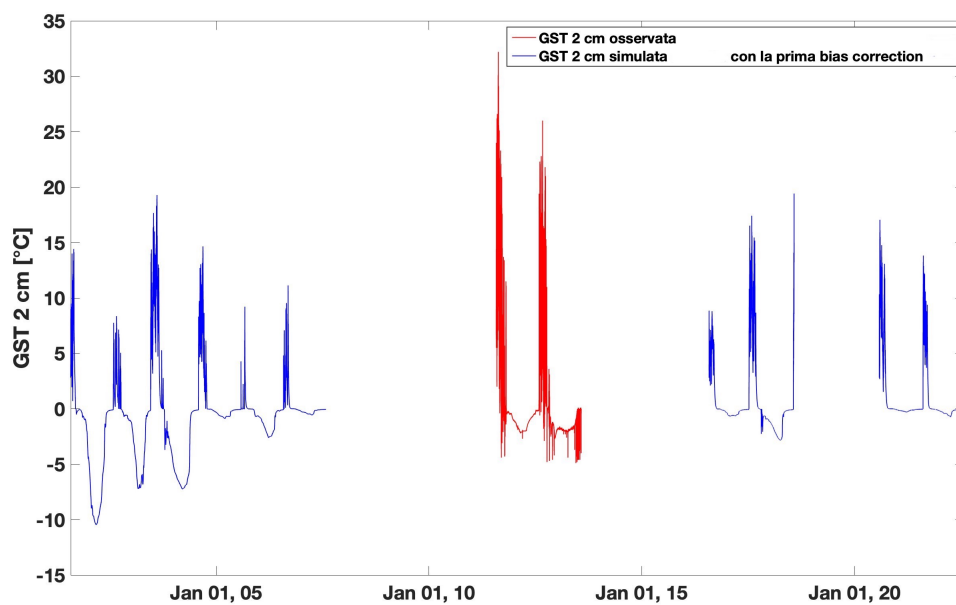


Figura 4.8: Confronto tra la serie oraria della GST osservata a 2 cm di profondità (Agosto 2012-Luglio 2014) e quella simulata con GEOtop con le precipitazioni osservate con la prima bias correction (Agosto 2001-Luglio 2007, Agosto 2016-Luglio 2018, Agosto 2020-Luglio 2022) per Passo del Moro.

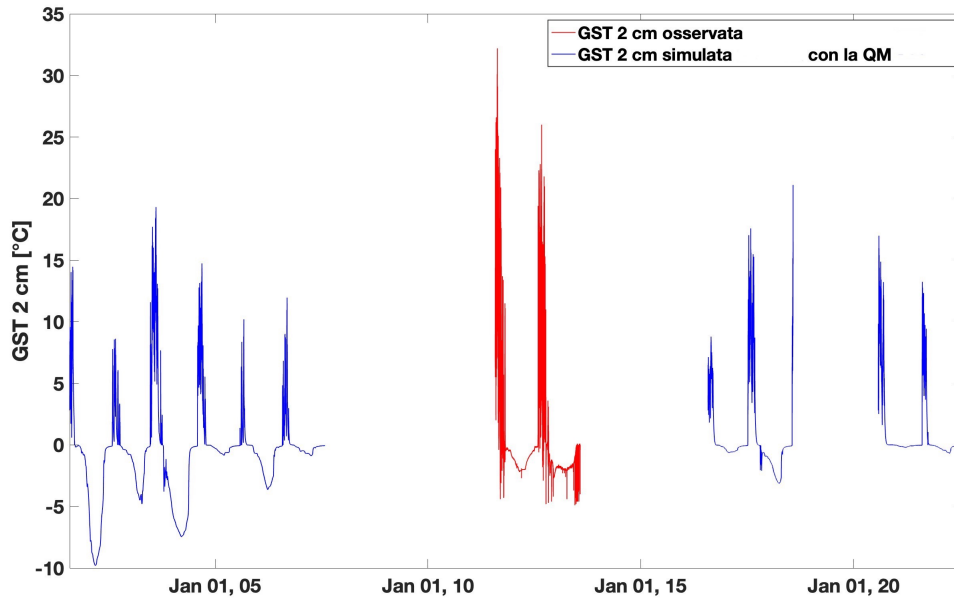


Figura 4.9: Confronto tra la serie oraria della GST osservata a 2 cm di profondità (Agosto 2012-Luglio 2014) e quella simulata con GEOtop con le precipitazioni osservate corrette con la QM (Agosto 2001-Luglio 2007, Agosto 2016-Luglio 2018, Agosto 2020-Luglio 2022) per Passo del Moro.

Poiché la profondità è di 2 cm, quindi ancora molto vicino alla superficie, entrambe le serie risentono delle fluttuazioni superficiali, il che spiega l'ampia varianza dei valori simulati e osservati nella fase estiva delle stagioni prese in considerazione. Le fluttuazioni simulate sono inferiori però a quelle osservate, il che suggerisce la necessità di una messa a punto più accurata dei parametri del modello. Infatti, i massimi della GST osservata raggiungono temperature anche superiori ai 30°C, mentre la GST simulata si attesta su picchi intorno ai 20°C. L'andamento simulato nella fase invernale è simile rispetto a quello osservato e l'oscillazione è ragionevole, fatta eccezione per la prima stagione dove la GST scende fino a -10°C . Le osservazioni fatte finora valgono sia per la simulazione con le *precipitazioni sintetiche*, che per quelle con le precipitazioni corrette con le due bias correction descritte in precedenza. Tali constatazioni non hanno un'evidenza statistica solida in quanto i dati osservati sono ristretti soltanto su due anni.

4.4 Il caso del pluviometro non riscaldato: Sestriere Banchetta

La seconda stazione presa in considerazione per questo studio è Sestriere Banchetta, situata nell'arco alpino piemontese occidentale. A differenza del sito di Passo del Moro, qui il pluviometro non è riscaldato, il che comporta una minore accuratezza nella misurazione

della neve precipitata. Infatti, il pluviometro riscaldato consente di misurare l'equivalente in pioggia della neve caduta e di determinare la precipitazione cumulata e la sua intensità. L'obiettivo di questo paragrafo è di attuare il procedimento di correzione alle precipitazioni presentato nel Capitolo 2 e poi le bias correction introdotte in questo capitolo, ed osservare le eventuali difficoltà in presenza di misurazioni provenienti da un pluviometro non riscaldato.

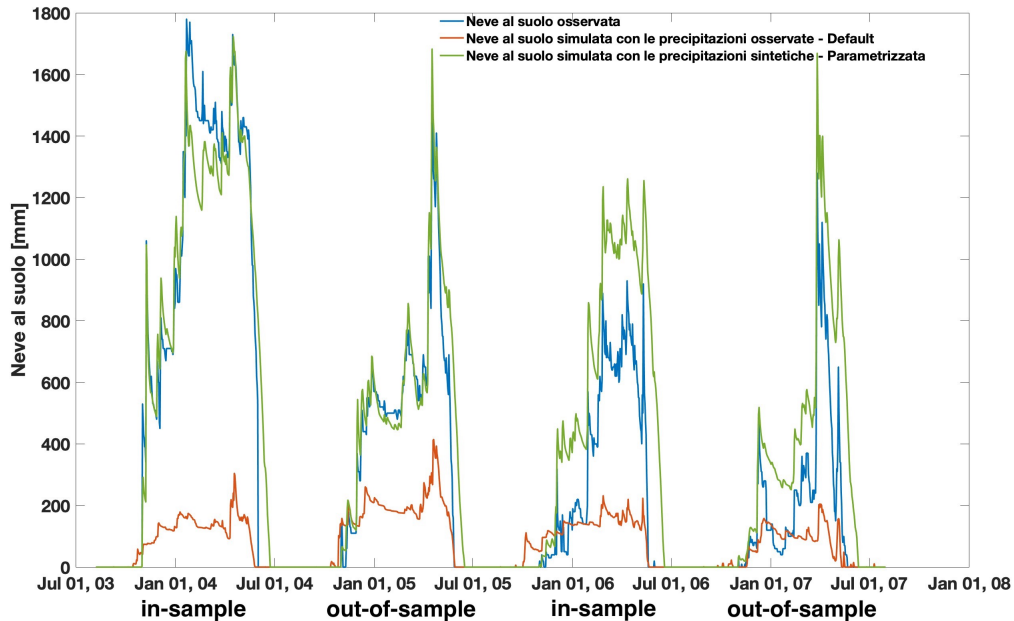


Figura 4.10: Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop prima con le precipitazioni osservate in stazione e con i parametri del modello di default, poi con le *precipitazioni sintetiche* e la parametrizzazione del modello al caso in studio, dall'Agosto 2003 al Luglio 2007 per Sestriere Banchetta. Le stagioni *in-sample* sono Agosto 2003 - Luglio 2004 e Agosto 2005 - Luglio 2006. Al contrario quelle *out-of-sample* sono Agosto 2004 - Luglio 2005 e Agosto 2006 - Luglio 2007.

Le Figure 4.10 e 4.11 raffigurano il confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato prima con le precipitazioni osservate e con i parametri del modello di default, poi con le *precipitazioni sintetiche* e con i parametri adattati al caso in studio. Anche per questo sito la simulazione di default con i dati osservati discosta molto dal manto nevoso osservato, mentre la simulazione con le *precipitazioni sintetiche* rappresenta un migliore accordo.

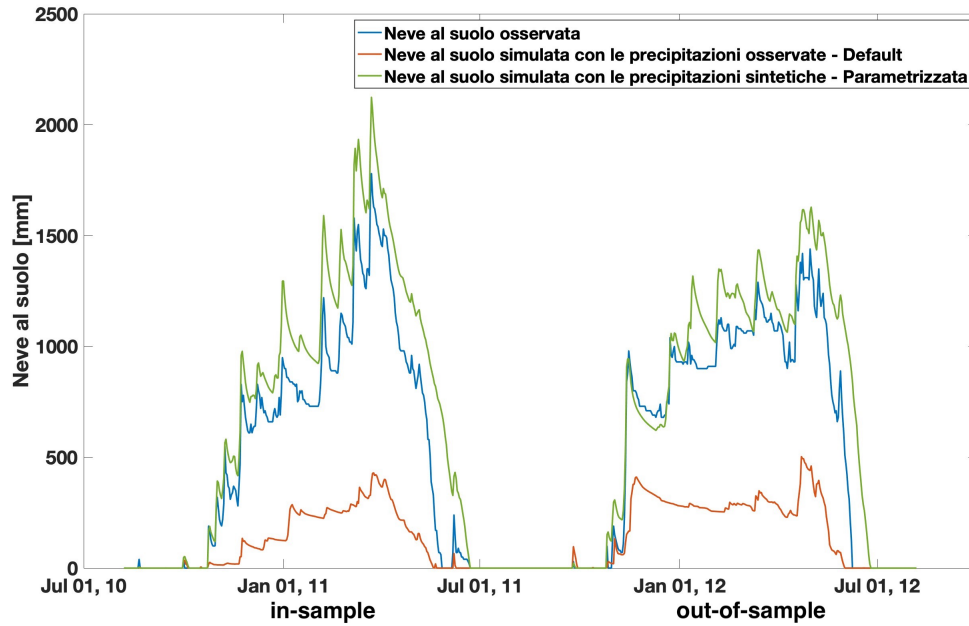


Figura 4.11: Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop prima con le precipitazioni osservate in stazione e con i parametri del modello di default, poi con le *precipitazioni sintetiche* e la parametrizzazione del modello al caso in studio, dall'Agosto 2010 al Luglio 2012 per Sestriere Banchetta. La stagione *in-sample* è Agosto 2010 - Luglio 2011, mentre quella *out-of-sample* è Agosto 2004 - Luglio 2005.

Nella Figura 4.12 viene riprodotto il confronto tra la neve al suolo osservata in situ e quella simulata con GEOtop con le precipitazioni osservate corrette con le due bias correction descritte in questo capitolo. Sono stati calcolati i valori RMSE tra l'andamento osservato e le due simulazioni. La QM risulta anche in questo caso la migliore bias correction con un valore RMSE pari a 394.03 mm, mentre per l'altra è pari a 477.82 mm. Si può notare che le simulazioni con le precipitazioni corrette non mostrano un buon accordo nella fase di fusione primaverile, mentre l'accumulo del manto nevoso in inverno non si discosta molto dall'osservato, nonostante il pluviometro sia non riscaldato.

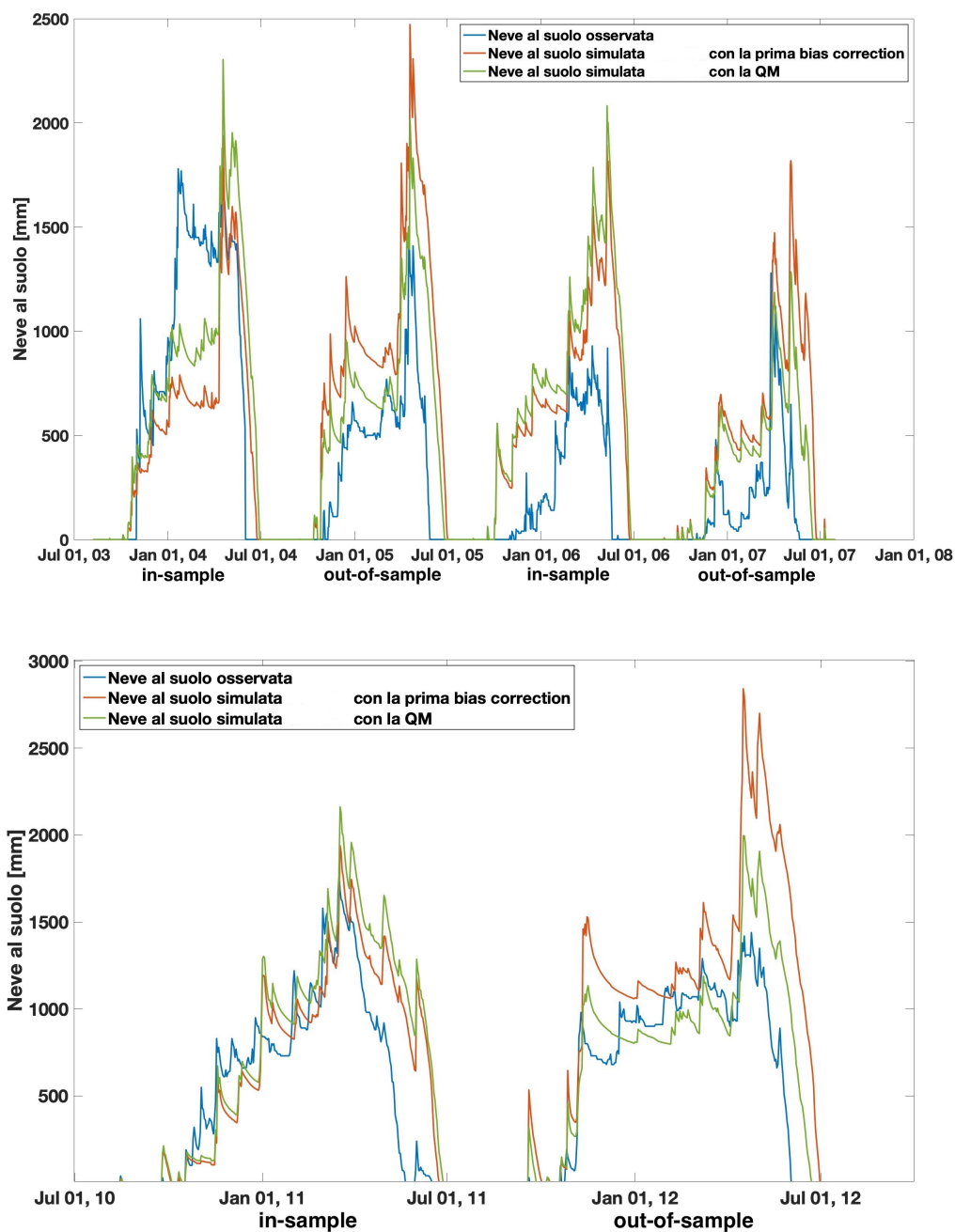


Figura 4.12: Confronto tra lo spessore del manto nevoso osservato e quello simulato con GEOtop con le precipitazioni corrette con le bias correction, dall'Agosto 2001 al Luglio 2007, per Sestriere Banchetta. Le stagioni *in-sample* sono Agosto 2003 - Luglio 2004, Agosto 2005 - Luglio 2006 e Agosto 2010 - Luglio 2011. Al contrario quelle *out-of-sample* sono Agosto 2004 - Luglio 2005, Agosto 2006 - Luglio 2007 e Agosto 2011 - Luglio 2012.

Capitolo 5

Discussione e conclusione

Per comprendere e verificare l'evoluzione nel tempo dello stato termico del permafrost è necessaria una serie di parametri meteoroclimatici di cui uno dei più importanti è la temperatura del sottosuolo. Un altro fattore essenziale che interferisce è il tipo di superficie che sovrasta lo strato di permafrost. La presenza del manto nevoso sul permafrost è ovviamente molto frequente nelle aree alpine di alta quota, anche per gran parte dell'anno. Le caratteristiche di questo strato sono alcune dei fattori essenziali che regolano il bilancio energetico superficiale globale (SEB), in particolare la sua profondità. Ciò determina la necessità di monitorare l'altezza della neve nelle aree di permafrost oppure, in mancanza di dati osservati, di essere in grado di simulare l'altezza della neve al fine di ottenere stime e informazioni sulle condizioni future del permafrost.

L'obiettivo di questo lavoro di ricerca è stato quello di poter modellare opportunamente i processi termodinamici che governano l'evoluzione dello strato nevoso, utilizzando un modello distribuito del bilancio di massa ed energia nel ciclo idrogeologico. Lo scopo è stato quello di fornire una migliore comprensione del ruolo del bilancio energetico superficiale in un'area in cui è presente il permafrost. L'importanza di poter modellare il manto nevoso ad altitudini elevate è dovuta principalmente al ruolo fondamentale che questo strato svolge nell'evoluzione del permafrost. Quest'ultimo in aree montane ha un impatto notevole su diversi settori come, ad esempio, la stabilità dei versanti o le attività agricole. Inoltre, i problemi di sicurezza causati dagli impatti dei cambiamenti climatici sul permafrost sono un valido motivo per approfondire questo campo di ricerca.

Durante questo lavoro di ricerca, i dati e le simulazioni modellistiche sono stati effettuati nel sito di Passo del Moro situato nelle Alpi del Piemonte settentrionale, dove Arpa Piemonte ha installato una stazione sia di rilevamento meteorologico che di monitoraggio sulle misure della temperatura del suolo e quindi del permafrost. Per le attività di simulazione numerica è stato utilizzato il modello idrologico GEOtop con bilanci accoppiati dell'acqua e dell'energia di superficie. Il modello è stato calibrato e messo a punto in diversi passaggi. In particolare, l'obiettivo di questo lavoro di tesi, è quello di essere in grado di modellare correttamente il profilo di profondità della neve e la temperatura del

suolo nel punto di simulazione. È stato riscontrato che la parametrizzazione delle componenti del SEB è molto impattante per la modellazione dell'altezza della neve, insieme alle caratteristiche dello strato nevoso attribuite al contesto alpino nel modulo neve, di cui dispone GEOtop.

Una parte importante del lavoro ha affrontato la correzione dei dati meteorologici inseriti nel modello, nello specifico le misurazioni delle piogge tramite pluviometro riscaldato. Vista la natura particolare del sito di misura (alta montagna) e del sensore, esse sono risultate poco adatte a rappresentare correttamente i reali quantitativi di precipitazione liquida e di conseguenza hanno portato a una pessima conversione modellistica nella stima dello spessore del manto nevoso. Inoltre GEOtop ha necessitato di ulteriori verifiche sulla parametrizzazione della densità della neve. Quindi si è proceduto nel ricavare un valore che meglio rappresenti tale quantità. Una volta ottenuta una parametrizzazione adeguata della densità della neve, si sono corrette le serie temporali delle precipitazioni a partire dalle nevicate effettive. I risultati delle correzioni applicate alle precipitazioni hanno mostrato un buon accordo con le precipitazioni effettive nel sito. Si è ritenuto importante sviluppare una bias correction sulle precipitazioni misurate, con la quale si è potuto verificare l'importanza dei bias nella precipitazione misurata e della grande sensibilità del modello a questi bias. Per testare la validità delle correzioni applicate sono state eseguite delle simulazioni in stagioni out-of-sample, le quali hanno confermato in 3 casi su 5 un buon accordo con quanto osservato. Per lo stesso sito è stata simulata anche la variabile della temperatura del suolo a 2 cm di profondità, sempre a partire dalle precipitazioni corrette. In questo caso un'ulteriore messa a punto più accurata dei parametri del modello è necessaria in quanto la varianza delle fluttuazioni della temperatura nei primi strati del terreno durante la stagione estiva è minore rispetto a quella realmente misurata in sito. La fase invernale invece rappresenta un miglior accordo.

Infine, il procedimento delle correzioni delle precipitazioni è stato esteso ad un altro sito di misurazione, quello di Sestriere Banchetta, situato nelle Alpi Cozie piemontesi. Questa stazione è stata scelta anche perché, a differenza di Passo del Moro, qui il pluviometro non è riscaldato, comportando misurazioni peggiori per le precipitazioni solide. Anche per questo sito si è proceduto con la suddivisione delle stagioni tra in-sample e out-of-sample. I risultati delle simulazioni dello spessore del manto nevoso tramite le precipitazioni corrette mostrano un ritardo nella fusione primaverile, ma una buona rappresentazione dell'accumulo di neve in inverno, nonostante il pluviometro sia non riscaldato.

Questa conclusione consente di utilizzare il modello GEOtop nei siti di Passo del Monte Moro e Sestriere Banchetta in modo più aderente alle reali condizioni meteo-climatiche, e di estenderne l'efficacia anche a siti vicini con condizioni climatiche simili. Fornisce una calibrazione di una serie di parametri insieme ad una metodologia per correggere i dati di input meteorologici al modello.

Il lavoro di ricerca in generale deve tenere conto di eventuali problematiche. I limiti di questo lavoro di ricerca potrebbero essere principalmente la disponibilità di dati come i valori della densità della neve fresca. In questo contesto il fatto che il sito scelto sia in

un'area remota di alta montagna comporta che alcuni set di dati siano difficili da trovare. Un'altra sfida per questo campo di ricerca è la difficoltà di discriminare tra nevicate e precipitazioni liquide, che ha un impatto importante sui risultati di un modello idrologico. In questo studio sono state utilizzate le due temperature soglia di default di GEOtop. In aggiunta, il profilo simulato della temperatura del suolo evidenzia la necessità di un'ulteriore parametrizzazione del modello.

Questo lavoro di ricerca può costituire una base per diversi lavori futuri relativi al permafrost, alle aree di alta montagna e alla modellistica idrologica, utilizzando in particolare il modello GEOtop. Sulla base della calibrazione e messa a punto del modello effettuata in questo lavoro, il modello GEOtop può essere utilizzato anche in modalità prognostica per simulare lo stato del permafrost in un futuro lontano. Ciò richiede tuttavia la disponibilità di dati provenienti da modelli climatici regionali o globali. L'utilizzo di GEOtop per questi scopi può essere applicato per il sito Passo del Monte Moro ed anche per altri siti, in modo da fornire dati importanti per decisioni riguardanti l'economia e la sicurezza futura di questa regione.

In aggiunta a ciò, il modello GEOtop può essere esteso per essere applicato su una griglia invece che su un singolo punto di simulazione. La modellazione dello strato di neve e della temperatura del suolo su una griglia fornisce informazioni di maggiore impatto per lo studio dei cambiamenti nel permafrost causati dai cambiamenti climatici. Il valore di tale lavoro di ricerca cresce sempre di più e diventa inevitabile applicare tecniche di modellazione visto l'attuale rapido aumento delle temperature e delle condizioni climatiche in tutto il mondo.

Bibliografia

- E. L. Andreas and S. F. Ackley. On the differences in ablation seasons of arctic and antarctic sea ice. *Journal of Atmospheric Sciences*, 39(2):440–447, 1982.
- G. Balsamo et al. A revised hydrology for the ecmwf model: Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the integrated forecast system. *ECMWF Technical Memoranda*, (563):28, 2008.
- P. Bartelt and M. Lehning. A physical snowpack model for the swiss avalanche warning: Part i: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, 35:123–145, 2002.
- M. Beniston et al. The european mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. *The Cryosphere*, 12(2):759–794, 2018.
- G. Boni et al. Assimilation of modis snow cover and real time snow depth point data in a snow dynamic model. pages 1788–1791, 2010.
- A. Boone and P. Etchevers. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model: Local-scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4):374 – 394, 2001.
- L. Bouilloud and E. Martin. A coupled model to simulate snow behavior on roads. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(3):500–516, 2006.
- L. N. Braun et al. Simulation of Discharge using Different Methods of Meteorological Data Distribution, Basin Discretization and Snow Modelling: Paper presented at EGS XVIII General Assembly (Wiesbaden, Germany – May 1993). *Hydrology Research*, 25 (1-2):129–144, 1994.
- E. Brun. Coupling a multi-layered snow model with a gcm. *Annals of Glaciology*, 25: 66–72, 1997.
- E. Brun et al. An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 35:333–, 1989.
- E. Brun et al. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128):13–22, 1992.
- W. Brutsaert. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water resources research*, 11(5):742–744, 1975.

- C. Cassardo. Utopia: The manual of version 2015. 2015.
- J. Chen et al. Performance and uncertainty evaluation of empirical downscaling methods in quantifying the climate change impacts on hydrology over two north american river basins. *Journal of Hydrology*, 479:200–214, 2013.
- Y. Chen et al. Mitigation of arctic permafrost carbon loss through stratospheric aerosol geoengineering. *Nature Communications*, 11, 2020.
- J. Christensen et al. On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophysical research letters*, 35(20), 2008.
- D. W. Cline. Effect of seasonality of snow accumulation and melt on snow surface energy exchanges at a continental alpine site. *Journal of Applied Meteorology*, 36(1):32 – 51, 1997.
- D. W. Cline et al. Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Resources Research*, 34(5):1275–1285, 1998.
- US Army Corps. of engineers. *Snow Hydrology*, 1956.
- T. M. Crawford and C. E. Duchon. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 38(4):474–480, 1999.
- M. Dall’Amico et al. A robust and energy-conserving model of freezing variably-saturated soil. *The Cryosphere*, 5:469–484, 2011.
- H. Dang et al. Numerical modeling of snow cover over polar ice sheets. *Annals of Glaciology*, 25:170 – 176, 1997.
- E. Dickinson et al. Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) for the near community climate model. *CTIT technical reports series*, 1986.
- A. C. Dilley. Estimating downward clear sky long-wave irradiance at the surface from screen temperature and precipitable water. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124(549):1391–1401, 1998.
- H. Douville et al. A new snow parameterization for the mto-france climate model part ii: validation in a 3-d gcm experiment. *Climate Dynamics - CLIM DYNAM*, 12:37–52, 11 1995.
- J. Dozier and J. Frew. Rapid calculation of terrain parameters for radiation modeling from digital elevation data. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 28 (5):963–969, 1990.
- F. Dramis et al. Mountain permafrost and slope instability in the italian alps: The val pola landslide. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6:73–81, 1995.

- Y. Durand et al. A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 45(151):469–484, 1999.
- Y. Durand et al. Improvement of a numerical snow drift model and field validation. *Cold Regions Science and Technology*, 43(1):93–103, 2005. Snow and Avalanches.
- E. Dutra et al. An offline study of the impact of lakes on the performance of the ecmwf surface scheme. *Boreal environment research*, 15:100–112, 2010.
- E. Dutra et al. Complexity of snow schemes in a climate model and its impact on surface energy and hydrology. *Journal of Hydrometeorology*, 13:521–538, 2012.
- S. Endrizzi et al. Geotop 2.0: simulating the combined energy and water balance at and below the land surface accounting for soil freezing, snow cover and terrain effects. *Geoscientific Model Development*, 7(6):2831–2857, 2014.
- M. Engel et al. Snow model sensitivity analysis to understand spatial and temporal snow dynamics in a high-elevation catchment. *Hydrological Processes*, 31(23):4151–4168, 2017.
- D. G. Erbs et al. Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar energy*, 28(4):293–302, 1982.
- R. Essery et al. A comparison of 1701 snow models using observations from an alpine site. *Advances in Water Resources*, 55:131–148, 2013. Snow–Atmosphere Interactions and Hydrological Consequences.
- P. Etchevers et al. Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (snow mip project). *Annals of Glaciology*, 38:150–158, 2004.
- X. Feng et al. The impact of snow model complexity at three clpx sites. *Journal of Hydrometeorology*, 9:1464–1481, 2008.
- J. Foster et al. Snow cover and snow mass intercomparisons of general circulation models and remotely sensed datasets. *Journal of Climate*, 9(2):409–426, 1996.
- D. G. Froese et al. Ancient permafrost and a future, warmer arctic. *Science*, 321(5896):1648, 2008. Copyright 2008 Elsevier B.V., All rights reserved.
- H. Gallée et al. Impact of snow drift on the antarctic ice sheet surface mass balance: Possible sensitivity to snow-surface properties. *Boundary-Layer Meteorology*, 99:1–19, 2001.
- D. Gellens and E. Roulin. Streamflow response of belgian catchments to ipcc climate change scenarios. *Journal of hydrology*, 210(1-4):242–258, 1998.
- A. A. Grachev and C. W. Fairall. Dependence of the monin–obukhov stability parameter on the bulk richardson number over the ocean. *Journal of Applied Meteorology*, 36(4):406–414, 1997.

- S. Gruber. Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6(1):221–233, 2012.
- S. Gruber and W. Haeberli. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2), 2007.
- S. Gruber et al. Rock-wall temperatures in the alps: modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3):299–307, 2004.
- W. Haeberli and M. Beniston. Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the alps. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 27:258–265, 1998.
- S. Hagemann et al. Impact of a statistical bias correction on the projected hydrological changes obtained from three gcms and two hydrology models. *Journal of Hydrometeorology*, 12(4):556–578, 2011.
- D. K. Hall. Assessment of polar climate change using satellite technology. *Reviews of Geophysics*, 26(1):26–39, 1988.
- Regine Hock. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1):104–115, 2003. Mountain Hydrology and Water Resources.
- C. Huscroft et al. Permafrost and landslide activity: Case studies from southwestern yukon territory. *Yukon Exploration and Geology 2003, Yukon Geological Survey*, 01 2004.
- S. B. Idso. A set of equations for full spectrum and 8-to 14- μm and 10.5-to 12.5- μm thermal radiation from cloudless skies. *Water resources research*, 17(2):295–304, 1981.
- M. Iqbal. *An introduction to solar radiation*. Elsevier, 2012.
- H.-W. Jacobi et al. Simulation of the specific surface area of snow using a one-dimensional physical snowpack model: implementation and evaluation for subarctic snow in alaska. *The Cryosphere*, 4(1):35–51, 2010.
- J. Jin et al. Comparative analyses of physically based snowmelt models for climate simulations. *Journal of Climate*, 12(8):2643 – 2657, 1999.
- R. E. Jordan. A one-dimensional temperature model for a snow cover : technical documentation for sntherm.89. 1991.
- D. L. Kane and journal = Water Resources Research volume = 27 number = 6 pages = 1099-1109 year = 1991 others, title = Snow hydrology of a headwater Arctic basin: 1. Physical measurements and process studies.
- M. König and M. Sturm. Mapping snow distribution in the alaskan arctic using aerial photography and topographic relationships. *Water Resources Research*, 34(12):3471–3483, 1998.

- A. Langlois et al. Simulation of snow water equivalent (swe) using thermodynamic snow models in québec, canada. *Journal of Hydrometeorology*, 10(6):1447 – 1463, 2009.
- M. Lehning. R.l. armstrong and e. brun, eds. 2008. snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modelling. cambridge, etc., cambridge university press. 256pp. *Journal of Glaciology*, 55(190):384–384, 2009.
- Y. Lejeune et al. Melting of snow cover in a tropical mountain environment in bolivia: Processes and modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 8:922–937, 2007.
- B. Lesaffre et al. ination of snow-grain characteristics from . im . ages. 2010.
- G. E. Liston. Interrelationships among snow distribution, snowmelt, and snow cover depletion: Implications for atmospheric, hydrologic, and ecologic modeling. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 38(10):1474–1487, 1999.
- G. E. Liston and M. Sturm. A snow-transport model for complex terrain. *Journal of Glaciology*, 44(148):498–516, 1998.
- B. Loth and H.-F. Graf. Modeling the snow cover in climate studies: 1. long-term integrations under different climatic conditions using a multilayered snow-cover model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D10):11313–11327, 1998.
- V. J. Lunardini. Heat transfer in cold climates. 1981.
- L. Luo et al. Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff: results from the pilps 2(d) experiment at valdai, russia. *Journal of Hydrometeorology*, 4(2):334–351, 2003.
- M. Lynch-Stieglitz. The development and validation of a simple snow model for the giss gcm. *Journal of Climate*, 7(12):1842 – 1855, 1994.
- J. Magnusson et al. Evaluating snow models with varying process representations for hydrological applications: Snow model evaluation. *Water Resources Research*, 51, 2015.
- E. Martin et al. Downscaling of general circulation model outputs: simulation of the snow climatology of the french alps and sensitivity to climate change. *Climate Dynamics*, 13: 45–56, 1996.
- J. Martinec and A. Rango. Areal distribution of snow water equivalent evaluated by snow cover monitoring. *Water Resources Research*, 17(5):1480–1488, 1981.
- E. P. Maurer and D. W. Pierce. Bias correction can modify climate model simulated precipitation changes without adverse effect on the ensemble mean. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(3):915–925, 2014.
- C. R. Meyer et al. A model for french-press experiments of dry snow compaction. *The Cryosphere*, 14(5):1449–1458, 2020.
- J. B. Murton. Chapter 14 - permafrost and climate change. pages 281–326, 2021.

- C. B. Ménard et al. Effects of meteorological and ancillary data, temporal averaging, and evaluation methods on model performance and uncertainty in a land surface model. *Journal of Hydrometeorology*, 16(6):2559 – 2576, 2015.
- S. M. Natali et al. Permafrost carbon feedbacks threaten global climate goals. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 118(21):e2100163118, 2021.
- N. Neumann and P Marsh. Local advection of sensible heat in the snowmelt landscape of arctic tundra. *Hydrological Processes*, 12(10-11):1547–1560, 1998.
- R. J. Oglesby and S. Marshall. Modeling polar glaciation. *Annals of Glaciology*, 25: 317–321, 1997.
- H. Park, , et al. Widespread permafrost vulnerability and soil active layer increases over the high northern latitudes inferred from satellite remote sensing and process model assessments. *Remote Sensing of Environment*, 175:349–358, 2016.
- A. I. Patton et al. Landslide response to climate change in permafrost regions. *Geomorphology*, 340:116–128, 2019.
- G. Piazzzi et al. An enkf-based scheme for snow multivariable data assimilation at an alpine site. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 67:19 – 4, 2018.
- A. J. Prata. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(533):1127–1151, 1996.
- A. Rango. Ii. snow hydrology processes and remote sensing. *Hydrological Processes*, 7(2): 121–138, 1993.
- R. Rigon et al. Geotop: A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets. *Journal of Hydrometeorology*, 7(3):371 – 388, 2006.
- V. Romanovsky et al. Permafrost temperature records: Indicators of climate change. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 83(50):589–594, 2002.
- M. Rousselot et al. Analysis and forecast of extreme new-snow avalanches: a numerical study of the avalanche cycles of february 1999 in france. *Journal of Glaciology*, 56:758 – 770, 2010.
- N. Rutter et al. Evaluation of forest snow processes models (snowmip2). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D6), 2009.
- S. Schneider et al. Influence of surface and subsurface heterogeneity on observed borehole temperatures at a mountain permafrost site in the upper engadine, swiss alps. *The Cryosphere*, 6(2):517–531, 2012.
- E. A. G. Schuur et al. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520: 171–179, 2014.

- M. C. Serreze et al. The large-scale freshwater cycle of the arctic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 111(C11), 2006.
- K. R. Shook et al. Temporal variation in snowcover area during melt in prairie and alpine environments. *Hydrology Research*, 24:183–198, 1993.
- A. G. Slater et al. The validation of a snow parameterization designed for use in general circulation models. *International Journal of Climatology*, 18(6):595–617, 1998.
- M. W. Smith and D. W. Riseborough. Permafrost monitoring and detection of climate change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(4):301–309, 1996.
- C. Stocker-Mittaz. Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: a first step. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13:271 – 282, 10 2002.
- M. Sturm et al. The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43 (143):26–41, 1997.
- S. C. Swenson et al. Improved simulation of the terrestrial hydrological cycle in permafrost regions by the community land model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4(3), 2012.
- D. Tarboton et al. Utah energy balance snow accumulation and melt model (ueb). *Computer Model Technical Description and Users Guide*, 1997.
- J. Teng et al. How does bias correction of regional climate model precipitation affect modelled runoff? *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(2):711–728, 2015.
- S. Terzago et al. Sensitivity of snow models to the accuracy of meteorological forcings in mountain environments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(8):4061–4090, 2020.
- C. Teutschbein and J. Seibert. Is bias correction of regional climate model (rcm) simulations possible for non-stationary conditions? *Hydrology and Earth System Sciences*, 17 (12):5061–5077, 2013.
- D. L. Verseghy. Class—a canadian land surface scheme for gcms. i. soil model. *International Journal of Climatology*, 11(2):111–133, 1991.
- C. J. Vörösmarty et al. The hydrologic cycle and its role in arcticand global environmental change:a rationale and strategy for synthesis study. 2001.
- D. A. Walker et al. Long-term Studies of Snow-Vegetation Interactions: A hierarchic geographic information system helps examine links between species distributions and regional patterns of greenness. *BioScience*, 43(5):287–301, 1993.
- D. Walland and I. Simmonds. Sub-grid-scale topography and the simulation of northern hemisphere snow cover. *International Journal of Climatology*, 16:961–982, 1996.
- M. Walvoord et al. Influence of permafrost distribution on groundwater flow in the context of climate-driven permafrost thaw: Example from yukon flats basin, alaska, united states. *Water Resources Research*, 48:7524–, 07 2012.

- J. M. Wani et al. The surface energy balance in a cold and arid permafrost environment, ladakh, himalayas, india. *The Cryosphere*, 15(5):2273–2293, 2021.
- G. L. Wooldridge et al. Mean wind patterns and snow depths in an alpine-subalpine ecosystem as measured by damage to coniferous trees. *Journal of Applied Ecology*, 33: 100–108, 1996.
- Z. Yang et al. Validation of the snow submodel of the biosphere–atmosphere transfer scheme with russian snow cover and meteorological observational data. *Journal of Climate*, 10(2):353 – 373, 1997.
- F. Zanotti. The geotop snow module. *Hydrological Processes*, 18(18):3667–3679, 2004.
- H. Zeinivand et al. Hydrological modeling of snow accumulation and melting on river basin scale. *Water resources management*, 23:2271–2287, 2009.
- T. Zhang et al. Spatial and temporal variability in active layer thickness over the russian arctic drainage basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D16), 2005.