



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRENTO

Dipartimento di Ingegneria Civile Ambientale
Meccanica

Corso di Laurea Magistrale
in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio

Modellazione di portate idriche nei bacini alpini
con JGrass-NewAGE

Relatore
Prof. Riccardo Rigon

Laureando
Stefano Tasin

Correlatore
Marialaura Bancheri

Anno Accademico 2015-2016

*E dal rifugio
zó fin ala val,
buta per quei che resta
i fiori de cristal.*

— *Antonia Dalpiaz,
da "Fiori de crìstal"*

A Francesco

INDICE

1	MODELLAZIONE IDROLOGICA NEI BACINI ALPINI	1
1.1	La risorsa idrica in ambito alpino	1
1.2	Neve e ghiaccio nel ciclo idrologico	2
1.3	Modelli afflussi-deflussi	2
1.3.1	Tipi di modello	3
1.4	Modelli per la criosfera	5
1.5	Obiettivi del lavoro di tesi	7
1.5.1	Confronto di modelli neve	7
1.5.2	Valutazione delle portate prodotte con la fusione della neve	8
1.5.3	Ingegnerizzazione	8
2	CASO DI STUDIO	9
2.1	Descrizione geografica	9
2.2	Caratteristiche idrogeologiche del bacino	10
2.2.1	Geologia	10
2.2.2	Topografia e morfologia del bacino	12
2.2.3	Caratterizzazione idrologica	13
2.3	Gestione della risorsa idrica in val di Riva	22
2.3.1	Bilancio idrico presso l'opera di presa	23
3	STRUMENTI	25
3.1	JGrass-NewAge	25
3.1.1	Il framework OMS3	26
3.2	Database NewAge	28
3.2.1	Tabelle per gestire i dati meteorologici	30
3.3	Jgrasstools	31
3.3.1	Tools utilizzati	31
3.4	Componenti modellistiche OMS	32
3.4.1	Krigings	32
3.4.2	ShortWaveRadiationBalance	33
3.4.3	ClearnessIndex	34
3.4.4	LongWaveRadiationBalance	34
3.4.5	NetRadiation	35
3.4.6	ETP	36
3.4.7	RainSnowSep	36
3.4.8	SnowMelting	37
3.4.9	Adige-Hymod	38
3.5	GEOtop	41
3.5.1	Il modulo neve in GEOtop	42
4	APPLICAZIONE	47

4.1	Schema operativo	47	
4.2	Estrazione dei dati meteo dal database NewAge	48	
4.3	Procedura GIS	50	
4.3.1	Dati richiesti dal modello	50	
4.3.2	Delineazione del reticolo idrografico preliminare	50	
4.3.3	Delineazione del reticolo definitivo e dei sottobacini	50	
4.4	Simulazioni OMS ₃	52	
4.4.1	Spazializzazione dati meteorologici	53	
4.4.2	Radiazione ad onda corta per i sottobacini	54	
4.4.3	Clearness Index presso le stazioni	55	
4.4.4	Evapotraspirazione	57	
4.4.5	Modellazione della neve	59	
4.4.6	Modellazione delle portate	60	
5	RISULTATI	65	
5.1	Dati in ingresso a NewAGE	65	
5.1.1	Precipitazione cumulata	65	
5.1.2	Temperatura dell'aria	65	
5.1.3	Umidità	66	
5.1.4	Radiazione ad onda corta	67	
5.1.5	Evapotraspirazione	68	
5.1.6	Snow melting	68	
5.2	Portate idriche	70	
5.2.1	Curve di durata delle portate	73	
5.2.2	Distribuzione delle portate nei rami del bacino	74	
6	CONCLUSIONI	79	
6.1	Modellazione della neve	79	
6.2	Modellazione delle portate idriche	80	
6.3	Considerazioni sull'ingegnerizzazione	80	
6.4	Futuri sviluppi	81	
	BIBLIOGRAFIA	83	

ELENCO DELLE FIGURE

Figura 1	Inquadramento	9	
Figura 2	Reinbach presso Riva di Tures	10	
Figura 3	Direzioni di drenaggio	10	
Figura 4	Geologia	11	
Figura 5	Distribuzione altimetrica	12	
Figura 6	Distribuzione dei versanti	13	
Figura 7	Distribuzione pendenze	13	
Figura 8	Direzioni di drenaggio	14	
Figura 9	Distanza dalla sezione di chiusura	15	
Figura 10	Distanza dalla rete	15	
Figura 11	Distanze riscalate	16	
Figura 12	Classi topografiche 9	16	
Figura 13	Classi topografiche 3	17	
Figura 14	Esempio classificazione Pfafstetter modificato	19	
Figura 15	Classificazione Pfafstetter modificato	19	
Figura 16	Ghiacciai della Val del Rio	20	
Figura 17	Monte Nevoso	20	
Figura 18	Ghiacciai della Val di Riva	21	
Figura 19	Localizzazione opere	23	
Figura 20	Distribuzione annuale portate	24	
Figura 21	Interfaccia STAGE	29	
Figura 22	Visualizzazione geometrie in STAGE	29	
Figura 23	Schema tabelle database	30	
Figura 24	Schema Hymod	39	
Figura 25	Logo GEOtop	41	
Figura 26	Schema operativo	47	
Figura 27	Stazioni meteorologiche selezionate	49	
Figura 28	Estrazione reticolo raster	51	
Figura 29	Ritaglio mappe con maschera di bacino	51	
Figura 30	Produzione mappa vettoriale reticolo idrografico	52	
Figura 31	Mappe vettoriali sottobacini	52	
Figura 32	Altri tools utilizzati	52	
Figura 33	Schema MS kriging	54	
Figura 34	Schema MS short wave	55	
Figura 35	Schema MS clearness index	57	
Figura 36	Schema MS evapotraspirazione	58	
Figura 37	Mappe di neve GEOtop	60	
Figura 38	Schema MS neve	61	
Figura 39	Schema MS portate	62	
Figura 40	Precipitazione interpolata	65	
Figura 41	Temperatura interpolata	66	

Figura 42	Umidità interpolata	66	
Figura 43	SW diretta per esposizione versante		67
Figura 44	SW diffusa per esposizione versante		67
Figura 45	Evapotraspirazione per quota	68	
Figura 46	SWE calibrato	69	
Figura 47	SWE per quota	69	
Figura 48	SWE per versante	70	
Figura 49	Snow melting per quota	70	
Figura 50	Snow melting per esposizione versante		71
Figura 51	Confronto portate osservate e simulate		72
Figura 52	Confronto portate osservate e simulate		72
Figura 53	Contributi portata	73	
Figura 54	Curve di durata portate	73	
Figura 55	Curva di durata presso Säger		74
Figura 56	Distribuzione portate 1-4-'13		75
Figura 57	Distribuzione portate 20-6-'13		76
Figura 58	Distribuzione portate 28-7-'13		76
Figura 59	Distribuzione portate 29-9-'13		77
Figura 60	Distribuzione portate 1-12-'13		77

ELENCO DELLE TABELLE

Tabella 1	Confronto tipologie di modelli idrologici		5
Tabella 2	Statistiche corsi d'acqua	18	
Tabella 3	Dati tecnici dell'impianto idroelettrico "Rio Riva".		24
Tabella 4	Formulazioni emissività cielo sereno	35	
Tabella 5	Parametri emissività	35	
Tabella 6	Emissività suolo per tipologia superficie		35
Tabella 7	Parametri kriging variabili meteo	54	
Tabella 8	Parametri MS short wave	55	
Tabella 9	Parametri MS clearness index	56	
Tabella 10	Parametri MS evapotraspirazione	58	
Tabella 11	Parametri MS neve	61	
Tabella 12	Parametri MS portate idriche	63	
Tabella 13	Parametri calibrazione SWE	68	
Tabella 14	Parametri calibrazione portate idriche		71

RINGRAZIAMENTI

Desidero innanzitutto ringraziare il Prof. Riccardo Rigon relatore della presente tesi, per avermi introdotto alla modellazione idrologica con NewAGE, fornendomi competenze spendibili direttamente in ambito lavorativo. Ringrazio Marialaura Bancheri per la costante disponibilità ed il sostegno, Wuletawu Abera Worku per l'introduzione all'utilizzo del framework OMS3 e Francesco Serafin per tutti i preziosi consigli in campo informatico.

Ringrazio anche Matteo Dall'Amico, Fabrizio Zanotti e Leonardo Perathoner per avermi fornito le mappe di neve (SWE) e altre informazioni utili riguardanti GEOTop.

Ringrazio Silvia Franceschi per avermi introdotto all'uso del database NewAGE.

Infine ringrazio tutte le persone che, pur non contribuendo direttamente al lavoro di tesi, hanno avuto l'arduo compito di sopportarmi e sostenermi in questo periodo, in particolar modo Letizia, la mia famiglia e gli amici.

Trento, marzo 2017

S. T.

1

MODELLAZIONE IDROLOGICA NEI BACINI ALPINI

1.1 LA RISORSA IDRICA IN AMBITO ALPINO

Le risorse idriche delle Alpi si presentano sotto varie forme all'interno del ciclo idrologico: fiumi, laghi, zone umide, corpi idrici sotterranei, ghiacciai e precipitazioni. I ghiacciai, il suolo come anche i laghi naturali ed artificiali sono elementi importanti per l'immagazzinamento dell'acqua. La portata dei fiumi dipende dal tipo e dalla quantità di precipitazioni, dalle condizioni climatiche, dalle stagioni, dalla copertura del suolo e dalle condizioni geologiche e pedologiche del bacino.

Gli effetti delle precipitazioni e fenomeni quali l'erosione, dipendono largamente dalla copertura del suolo. Le foreste, per esempio, influenzano massicciamente il deflusso e la ritenzione idrica del terreno. I grandi laghi situati ai margini delle Alpi, riescono invece, almeno entro certi limiti, a laminare in parte le piene e sono altrettanto importanti per la sedimentazione dei detriti. Nelle Alpi fiumi e laghi sono estremamente interconnessi e rientrano quasi totalmente nei bacini dei cinque grandi fiumi alpini: Reno, Rodano, Po, Danubio e Adige.

Rispetto all'esigua superficie che le Alpi occupano all'interno del continente europeo, la quantità di acqua che esse forniscono alle aree extra-alpine è elevata. L'abbondanza di acqua è riconducibile a diversi fattori tra cui le precipitazioni piovose dovute al sollevamento ed al successivo raffreddamento dell'aria, al modico grado di radiazione netta, alle temperature più basse, alla frequente copertura nevosa ed ai più brevi periodi vegetativi che, nel complesso, comportano una minore evaporazione ed un maggiore ruscellamento.

Le Alpi forniscono una quantità di acqua rilevante ai vari bacini fluviali. Essa va dal 35% (Danubio) fino a raggiungere un picco dell'80% (Po) della portata totale nei periodi di piena. I fiumi ogni anno trasportano, in media, più di 200 km³ d'acqua [[Segretariato permanente della Convenzione delle Alpi 2011](#)]. Le Alpi sono a ragione definite la riserva d'acqua d'Europa.

A causa dei cambiamenti climatici è possibile che il regime di deflusso dei bacini idrografici cambi fino a presentare un livello costantemente ridotto nei mesi estivi, ciò potrà avere un impatto non soltanto sulla quantità di acqua, ma anche sulla temperatura delle acque superficiali. Di conseguenza è probabile che il fabbisogno d'acqua, in particolare per l'agricoltura e la produzione di energia elettrica, entri sempre più in competizione con le esigenze degli ecosistemi fluviali.

1.2 NEVE E GHIACCIO NEL CICLO IDROLOGICO

Le precipitazioni nevose come anche la presenza di ghiacciai rivestono un ruolo importante per il regime dei fiumi, in particolare nella fase del disgelo, in primavera e in estate. La disponibilità e la distribuzione stagionale delle risorse idriche è dunque fortemente influenzata dalla presenza massiccia di acqua in forma solida sui rilievi.

In piena estate una percentuale consistente del bilancio idrico europeo proviene dallo scioglimento dei ghiacciai che oggi conservano circa 75 km³ d'acqua. Si ritiene che tra meno di 100 anni i ghiacciai saranno completamente scomparsi dalle Alpi orientali mentre sulle Alpi occidentali lo saranno in gran parte. Le precipitazioni nevose saranno più rare e, anche se le quantità complessive resteranno probabilmente invariate, si modificherà la distribuzione stagionale delle piogge. Nelle Alpi si prevede quindi un forte incremento sia delle inondazioni (soprattutto nei mesi invernali) sia dei periodi di siccità (in estate) mentre, a causa dello scioglimento del permafrost, sopra i 2500 metri diventeranno più frequenti le frane e i crolli di roccia [Segretariato permanente della Convenzione delle Alpi 2011].

Il settore turistico cerca oggi di compensare la minore certezza dell'innevamento naturale ricorrendo alla produzione di neve artificiale: circa tre quarti delle piste da sci di tutto il territorio alpino vengono infatti già innevate in questo modo. L'innevamento artificiale può costituire un fattore rilevante che pesa sulla gestione delle risorse idriche a livello locale. Tuttavia, considerando il ciclo idrologico su scala regionale, i volumi d'acqua impiegati per l'innevamento sono esigui e inoltre l'acqua prelevata resta comunque all'interno del sistema idrologico della regione.

1.3 MODELLI AFFLUSSI-DEFLUSSI

Un modello è una rappresentazione dei processi che avvengono nel mondo reale. Il miglior modello è quello che fornisce risultati più vicini alla realtà usando il minor grado di complessità ed il minor numero di parametri [Moradkhani e Sorooshian 2008]. I modelli aiutano a meglio comprendere i processi idrologici e permettono di fare delle previsioni.

I modelli di *afflusso-deflusso* consentono di determinare la risposta idrologica di un bacino in corrispondenza a input di pioggia predefiniti, attraverso la simulazione dei processi che intervengono nel trasformare gli afflussi in deflussi. Ogni modello è caratterizzato da un set di parametri, che ne definiscono le caratteristiche. I modelli per la stima del deflusso superficiale e subsuperficiale dell'acqua richiedono ad esempio un set di equazioni, accoppiate a dei parametri che descrivano le caratteristiche del bacino. I due input più importanti in un modello di deflusso sono ovviamente la precipitazione e l'area drenante del bacino. Aumentando la complessità modellistica occorre aumentare via via i parametri che caratterizzano il bacino, come le proprietà del suolo, la copertura vegetazionale, la topografia, il contenuto

d'acqua del suolo o le caratteristiche degli acquiferi nel sottosuolo.

1.3.1 Tipi di modello

Per i modelli di *afflusso-deflusso* sono proposte diverse classificazioni.

Una di queste è basata sulla scala temporale dei fenomeni e distingue i modelli in:

- **MODELLI COMPLETI**, che simulano il comportamento del bacino in continuità nel tempo, includendo la maggior parte dei processi idrologici (precipitazione, evapotraspirazione, infiltrazione, deflusso superficiale e sotterraneo, ecc.) che avvengono nello stesso;
- **MODELLI DI PIENA**, a scala di evento, che schematizzano il comportamento del bacino in singoli eventi meteorici generanti piene di un certo interesse, facendo inoltre importanti semplificazioni per la determinazione delle perdite idrologiche.

Possono essere inoltre classificati in base al tipo di approccio [Clarke 1973]:

- **DETERMINISTICO**, utilizzato nei modelli parametrici, in cui la risposta del bacino non varia dando in ingresso uno stesso set di dati;
- **STOCASTICO**, in cui per un singolo set di dati in ingresso, si ottengono differenti risultati.

I modelli deterministici possono a loro volta essere a parametri:

- **CONCENTRATI**, dove l'intero bacino del fiume è considerato come una singola unità in cui la variabilità spaziale viene ignorata, quindi i risultati sono prodotti senza considerare i processi spaziali [Moradkhani e Sorooshian 2008]. I parametri sono dunque costanti su tutto il bacino o al più funzione del tempo.
- **DISTRIBUITI**, dove i parametri sono rappresentati da funzioni dello spazio, solitamente in un dominio a celle quadrate o triangolari a maglia irregolare.
- **SEMIDISTRIBUITI**, tipologia intermedia tra i modelli a parametri concentrati e modelli distribuiti, in quanto considerano l'intero bacino suddiviso in diverse sotto-unità in ognuna delle quali si opera in modo concettuale o fisicamente basato ma comunque semplificando le equazioni di bilancio.

Appare evidente pertanto come il bacino idrografico sia un sistema a parametri distribuiti. Lo stato fisico del bacino è infatti diverso da punto a punto, ma tuttavia a causa della potenziale impossibilità di poter descrivere in modo particolareggiato le caratteristiche orografiche, morfologiche, geologiche e di utilizzo del suolo del medesimo, talvolta si è costretti nel considerare i parametri come concentrati ovvero assegnando a ciascun parametro un solo valore, assunto mediamente valido per tutto il bacino.

I modelli possono essere infine classificati in *empirici*, *concettuali* e *fisicamente basati*.

Modelli empirici

Sono modelli "data driven" ovvero basati sulle osservazioni, che prendono in considerazione le informazioni dei dati esistenti senza considerare le caratteristiche ed i processi dei sistemi idrologici. Si tratta di formulazioni matematiche derivate dal confronto dei dati di afflusso con quelli di deflusso. Questi modelli sono validi solo all'interno del dominio in cui sono stati ottenuti.

I metodi statistici ricorrono a modelli di regressione e di correlazione e vengono utilizzati per trovare la relazione funzionale tra ingressi e uscite. Le reti neurali artificiali e la "fuzzy regression" sono invece alcune delle tecniche di machine learning utilizzate in idro-informatica.

Modelli concettuali

I modelli concettuali consentono di rappresentare il ciclo idrologico del bacino in modo più semplice e richiedono una descrizione del bacino idrografico meno fine e meno completa di quella necessaria per i modelli fisicamente basati; utilizzano infatti leggi fisiche semi-empiriche attraverso l'analogia tra processi reali ed il comportamento di elementi concettuali la cui risposta alla forzante pluviometrica risulta essere nota (ad es. serbatoio lineare). I parametri associati a tale tipologia di modelli generalmente non hanno alcun significato fisico. Si rende pertanto necessaria per la loro utilizzazione una calibrazione dei parametri che caratterizzano le relazioni concettuali del modello. Appare evidente come i modelli concettuali siano da utilizzarsi preferibilmente in presenza di idrogrammi registrati delle portate. La calibrazione rende però difficile l'interpretazione e la previsione del comportamento del bacino qualora vi fossero delle variazioni nelle sue caratteristiche. Esistono molti modelli concettuali che sono stati sviluppati con vari gradi di complessità, contando talvolta fino a 20 parametri (Stanford Watershed Model IV).

Modelli fisicamente basati

Sono delle rappresentazioni matematiche idealizzate dei fenomeni reali. Essi usano variabili di stato che sono misurabili e funzione di spazio e tempo. Tale tipologia di modelli, sulla base di osservazioni sperimentali e di relazioni analitiche, tenta di simulare i singoli processi idrologici che vengono poi tradotti, ovvero modellati, con opportune relazioni matematiche. Solitamente questi modelli verificano l'equazione di conservazione della massa, della quantità di moto e dell'energia.

Non richiede numerosi dati idrologici e meteorologici per la taratura, ma la valutazione di un gran numero di parametri che descrivono le caratteristiche fisiche del bacino [Abbott et al. 1986]. Tale tipologia di modelli in teoria può essere direttamente applicata per rappresentare il ciclo idrologico

del bacino utilizzando però una enorme mole di dati riguardanti il bacino, come il contenuto d'acqua del suolo, la profondità della falda, la topografia, la topologia, la dimensione della rete fluviale, ecc. Il modello fisicamente basato può d'altro canto superare molti difetti degli altri due modelli a causa dell'utilizzo di parametri ad interpretazione fisica. Può fornire grandi quantità di informazioni anche al di fuori dell'area di studio, permette di fare previsioni e di studiare il comportamento di un sistema idrologico con vari scenari [Abbott et al. 1986].

Tabella 1: Tratta da: "A Review on Hydrological Models" [Devia et al. 2015].

Mod. empirico	Mod. concettuale	Mod. fisicamente basato
Data based or metric or black box model	Parametric or grey box model	Mechanistic or white box model
Involve mathematical equations, derive value from available time series	Based on modeling of reservoirs and include semi empirical equations with a physical basis.	Based on spatial distribution, Evaluation of parameters describing physical characteristics
Little consideration of features and processes of system	Parameters are derived from field data and calibration.	Require data about initial state of model and morphology of catchment
High predictive power, low explanatory depth	Simple and can be easily implemented in computer code.	Complex model. Require human expertise and computation capability.
Cannot be generated to other catchments	Require large hydrological and meteorological data	Suffer from scale related problems
ANN, unit hydrograph	HBV model, TOPMODEL	SHE or MIKESHE model, SWAT
Valid within the boundary of given domain	Calibration involves curve fitting make difficult physical interpretation	Valid for wide range of situations.

1.4 MODELLI PER LA CRIOSFERA

La criosfera nei bacini alpini si può trovare principalmente sottoforma di neve al suolo, ghiacciai e permafrost. Essa riveste un ruolo importante nel ciclo idrologico. La fusione della neve nei bacini artici ed alpini, può contribuire ad oltre il 95% del bilancio idrico e causare oltre il 50% delle piene [Cline 1997].

Un modello di neve idrologico deve sostanzialmente poter quantificare l'andamento stagionale della massa nevosa durante le seguenti fasi:

- **ACCUMULO:** periodo in cui la precipitazione di tipo nevoso si deposita al suolo creando un accumulo. Il modello deve dunque adottare un

criterio per la separazione della massa precipitante tra liquida e solida.

- **FUSIONE:** periodo in cui la neve subisce un progressivo riscaldamento fino a raggiungere l'isoterma corrispondente agli 0°C (maturazione) per poi cominciare a perdere massa per fusione (melting) e produrre così una portata liquida.

In questo tipo di modello la massa nevosa viene quantificata in termini di volume equivalente in acqua, *SWE* (Snow Water Equivalent). Lo *SWE* è definito come il volume d'acqua derivante dalla completa fusione della neve su un'area orizzontale corrispondente.

L'evoluzione dell'equivalente in acqua della neve si ricava dalla risoluzione dell'equazione del bilancio di massa: la precipitazione liquida e solida meno il flusso d'acqua dovuto allo scioglimento e alla sublimazione è uguale alla variazione dell'equivalente in acqua della neve.

I modelli fisicamente basati sono i più completi per simulare l'evoluzione del manto nevoso. Diverse soluzioni sono ormai mature ed impiegate con buoni risultati in molti modelli recenti come CROCUS (Brun et al. 1992), Alpine3D (Lehning et al. 2006), GEOtop (R. Rigon et al. 2006; S. Endrizzi et al. 2013; S. Endrizzi et al. 2014; Dall'Amico et al. 2011), IS-NOBAL (Link e Marks 1999) and Utah energy balance model (UEB) (Tarboton, Luce et al. 1996).

Questi modelli simulano l'accumulo e la fusione della neve usando il bilancio di energia e possono comprendere anche la modellazione della ridistribuzione da vento e il trasferimento di massa nevosa per gravità (valanghe).

I modelli semplici tendono ad essere preferiti a quelli più complessi, perché questi ultimi richiedono informazioni molto più dettagliate (nel tempo e nello spazio) riguardo i valori d'ingresso e i parametri di modello. Inoltre la modellazione in tempo reale con l'assimilazione dei dati e la calibrazione dei parametri può richiedere che una simulazione di previsione sia generata in pochi minuti e questo può essere ottenuto soltanto con modelli più semplici.

Per contro gli approcci semplificati sono generalmente limitati alla previsione del solo *SWE* (equivalente in acqua della neve) e non altre variabili come la profondità della neve e la densità. Un primo esempio di un semplice modello di accumulo di neve e di fusione è il modello "snowmelt runoff" (SRM) [J. Martinec 1975]. Questo modello è stato applicato a diverse decine di bacini con discreto successo [J. Martinec e Rango 1986]. SRM è un modello lineare in cui le variabili indipendenti sono la temperatura media giornaliera e una stima della copertura nevosa del bacino. L'area coperta di neve può essere determinata da dati telerilevati [Rango 1994] e la perdita del manto nevoso viene simulata sulla base di un indice di temperatura.

Le simulazioni sono in genere eseguite con un passo temporale giornaliero. Ad esempio, in Cazorzi e Dalla Fontana 1996 e Hock 1999 il termine radiativo è un indice energetico calcolato per ogni pixel della griglia come radiazione solare ad onda corta, integrata in un periodo di tempo che è più lungo del passo temporale normalmente impiegato nei modelli di deflusso. In Hock 1999 il fattore di melting dipende dal valore della radiazione solare in

presenza di cielo sereno [Kustas et al. 1994 e Brubaker et al. 1996]. Il modello di Hock dipende da due termini distinti: un valore costante (coefficiente di fusione) e una funzione di valore della radiazione potenziale (coefficiente di radiazione solare) calcolati per ogni passo temporale.

1.5 OBIETTIVI DEL LAVORO DI TESI

Il presente studio si propone di individuare gli strumenti e le metodologie per il calcolo delle portate idriche nei bacini alpini, ponendo particolare attenzione alla valutazione del ruolo della neve e del ghiaccio nella formazione del deflusso.

In particolare individuando un modello che aiuti ad affrontare le seguenti problematiche:

- formulazione di bilanci idrologici, tra le risorse disponibili ed i fabbisogni sia attuali che prospettati a medio e lungo termine;
- previsione in tempo reale delle piene;
- previsione a lungo termine dei deflussi durante periodi particolarmente siccitosi, sia in termini di disponibilità idrica che di deflusso minimo vitale;
- progettazione e dimensionamento idraulico delle opere di protezione civile;
- determinazione dei regimi di portata per uso idroelettrico (curva di durata delle portate);
- stima degli effetti dovuti a variazione del clima sul regime dei deflussi;
- valutazione degli effetti di cambiamento nell'uso del suolo (urbanizzazione, disboscamenti, desertificazione, ecc.) sulla risposta idrologica di un bacino.

A tal proposito è stato scelto di impiegare un modello idrologico completo, di tipo concettuale, semi-distribuito denominato *NewAGE* [G. Formetta, R. Mantilla et al. 2011].

NewAGE è in realtà il prodotto di una catena modellistica, composta da diverse *componenti* che simulano i vari processi fisici che intervengono nella formazione del deflusso superficiale. Esso è basato sul framework *OMS₃* (Object Modelling System) [Olaf David et al. 2010], una piattaforma java-based che permette di connettere tra loro le varie componenti, facilitando la gestione degli input ed output.

1.5.1 Confronto di modelli neve

Vista l'importanza del contributo della neve nel bilancio idrologico, nel presente studio si intende valutare gli strumenti messi a disposizione da

NewAGE per modellare la neve. Il sistema attualmente implementa alcuni modelli concettuali per la neve, tra cui quello di Hock, che sarà messo a confronto con il modulo neve del modello "GEOtop" di tipo distribuito. In particolare il confronto avverrà per variabile SWE (Snow Water Equivalent), ovvero il volume d'acqua equivalente di un volume di neve. Esso sarà valutato durante il periodo di accumulo e di fusione della neve.

1.5.2 Valutazione delle portate prodotte con la fusione della neve

Il deflusso prodotto dalla pioggia e dalla fusione della neve verrà calibrato e confrontato con le portate misurate presso un idrometro scelto come sezione di chiusura del bacino.

Particolare attenzione verrà posta sul ruolo della neve nella formazione del deflusso, confrontando la frazione di portata dovuta alla neve rispetto a quella dovuta alla precipitazione liquida.

Infine si dimostrerà come attraverso una accurata calibrazione di un modello idrologico, si possa ricostruire le curve di durata, anche in punti in cui non si hanno le portate, offrendo uno strumento utile per la pianificazione di bacino.

1.5.3 Ingegnerizzazione

Un altro aspetto su cui si è posta l'attenzione è quello che riguarda l'applicabilità e operatività del sistema Jgrass-NewAge. Si intende quindi definire le procedure di calcolo per la preparazione degli input geografici, le modalità per accedere ai dati meteorologici per il bacino del Fiume Adige ed infine le soluzioni modellistiche per ottenere il dato di portata idrica.

Jgrass-NewAGE sarà utilizzato come uno strumento operativo, chiarendo le procedure e identificando una serie di modalità operative standard per chi vorrà connettere le componenti per creare le soluzioni modellistiche, i "linker". Il linker non avrà l'onere di programmare, nel senso tradizionale del termine, ma di produrre del codice DSL (domain specific language) per connettere le componenti modellistiche di NewAGE.

Queste procedure saranno presentate e rese disponibili in un repository per essere riutilizzabili. L'altro aspetto che ne consegue è che sperimentando delle nuove, più ordinate e riproducibili modalità operative, viene garantita la completa trasparenza e riproducibilità del lavoro di tesi.

Inoltre, per la prima volta, si sono considerate delle modalità operative per l'utilizzo coerente del database NewAGE, che rappresenta senz'altro un patrimonio importante di dati a disposizione per la comunità scientifica e tecnica trentina.

2 | CASO DI STUDIO

Il bacino selezionato per lo studio è quello del Rio Riva, chiuso presso l'idrometro di Campo Tures. Esso sicuramente rappresenta bene i bacini di tipo alpino, in cui la criosfera condiziona fortemente il regime delle portate idriche.

2.1 DESCRIZIONE GEOGRAFICA

La Val di Riva (Raintal in tedesco) è una valle alpina italiana situata in Alto Adige. Si estende a est dell'abitato di Campo Tures ed è delimitata dalle creste del gruppo del Venediger e delle Vedrette di Ries.



Figura 1: Inquadramento del bacino della Val di Riva.

Il corso d'acqua principale è il Rio di Riva, lungo 14 km, che attraversa tutta la valle e confluisce a Campo Tures con l'Aurino, alla quota di 860 m s.l.m.. Il Collalto (3436 m) rappresenta il massimo rilievo del bacino imbrifero, che si estende per 117 km².

Il suo affluente maggiore è il Rio Dossi, che sfocia nel Rio di Riva presso Riva di Tures.

I nomi dei principali corsi d'acqua sono riportati nella mappa in fig.3.

Riva di Tures si trova nel parco naturale Vedrette di Ries, e, ben 32 cime delle 84 che raggiungono i tremila metri in Valle Aurina, si trovano nella Valle di Riva.

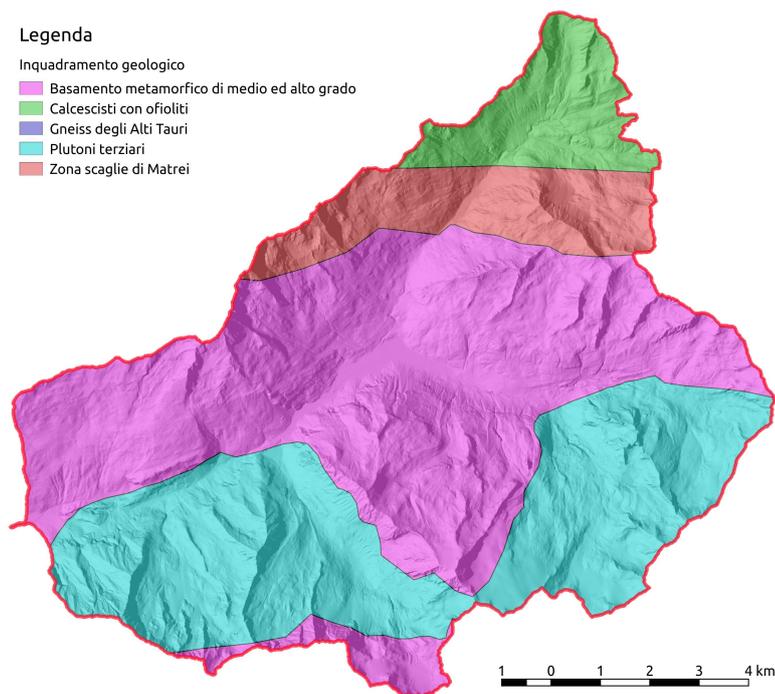


Figura 4: Mappa di inquadramento geologico.

rocce esistenti già in era paleozoica e successivamente metamorfosate. Tra queste vi sono micascisti e paragneis i cui esili strati sono intercalati a gneiss occhiadino, anfiboliti e marmo. La zona degli antichi gneiss è delimitata a nord (a nord del Passo di Gola) da una grande faglia (zona di Matrei) e dallo strato superiore di scisti del Tauernfenster e a sud dalla Linea della Val Pusteria. Lo strato superiore degli scisti è costituito in gran parte da rocce verdi (serpentiniti), da micascisti e da filladi calcaree.

Dal punto di vista geomorfologico le zone a gneiss, definite anche "montagne pietrose", presentano creste affilate, ripide e rocciose, mentre le zone caratterizzate da strati scistosi vengono anche definite "montagne erbose" e presentano rilievi più dolci e adatti ad un possibile sfruttamento da parte dell'uomo.

La tonalite delle Vedrette di Ries

Il corpo intrusivo di tonalite, roccia simile al granito, introdottosi nella zona degli antichi gneiss, forma la dorsale principale del Gruppo delle Vedrette di Ries, da Punta della Cascata, sopra la piana di Tures, fino alla Valle di Deferegggen, ad esclusione dell'Alta Val Fredda, spingendosi a nord con due propaggini nella Valle di Riva e nella Valle di Rio. Nella catena del Monte Nevoso il corpo di tonalite è chiaramente delimitato.

2.2.2 Topografia e morfologia del bacino

Il bacino si estende su un range di quote che va dagli 860 m di Campo Tures ai 3436 m s.l.m. del Collalto. La distribuzione delle quote, dei versanti e delle pendenze indicano una situazione favorevole alla permanenza della neve al suolo e quindi dell'effetto di immagazzinamento della risorsa idrica del bacino.

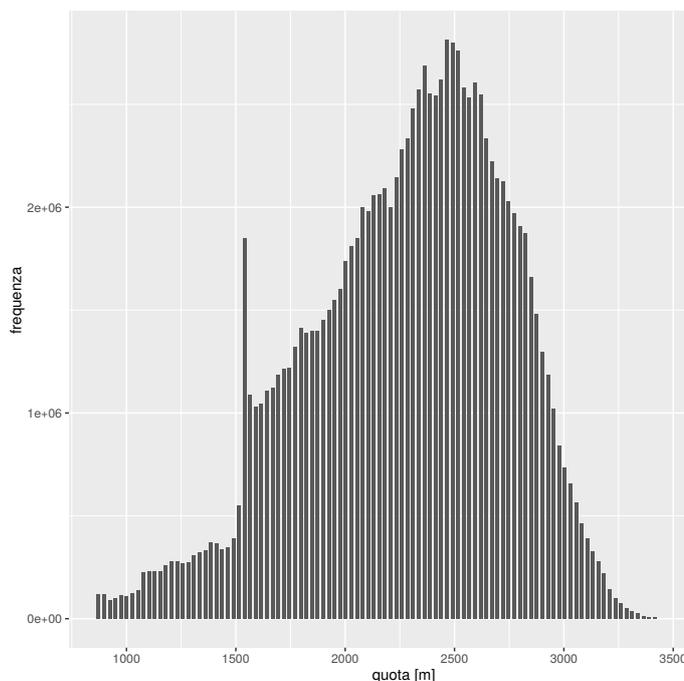


Figura 5: Distribuzione delle altimetrie nel bacino della Val di Riva.

Come è ben visibile dal grafico in fig.5, gran parte della superficie del bacino (95%) si trova ad una quota superiore a quella dell'abitato di Riva di Tures (1520 m s.l.m.). Il picco che si nota a poco più dei 1500 m di quota, rappresenta proprio la pianura di fondo valle dove sorge l'abitato. Quasi la metà del bacino (48%) si estende tra i 2000 m ed i 3000 m s.l.m..

La curva di distribuzione delle esposizioni dei versanti (fig.6) presenta due massimi e due minimi; il picco più marcato è rappresentato dai versanti esposti a Nord, seguito da quello dei versanti Sud. L'asse longitudinale della val di Riva è in effetti prevalentemente disposto in direzione Est-Ovest. Il grafico presenta il minimo più marcato in corrispondenza dei versanti esposti ad Est, quindi il bacino non riceve molta radiazione solare al mattino.

Analizzando inoltre la distribuzione delle pendenze (fig.7), emerge la natura morfologica di tipo alpino, caratterizzata da pochissima superficie pianeggiante: solo il 6% della superficie si trova al di sotto dei 10° ed è per lo più concentrata nel fondovalle. Ben il 56% del territorio è invece compreso tra i 20° ed i 40°.

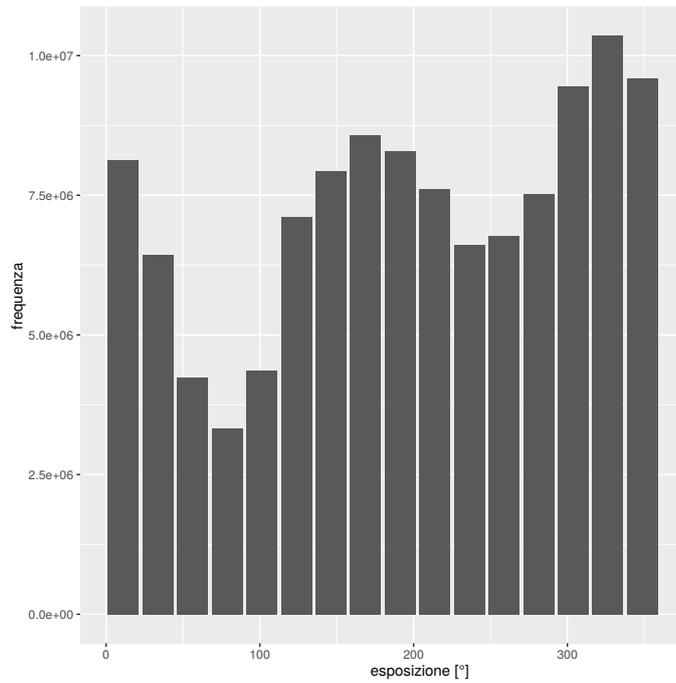


Figura 6: Distribuzione dei versanti nel bacino della Val di Riva.

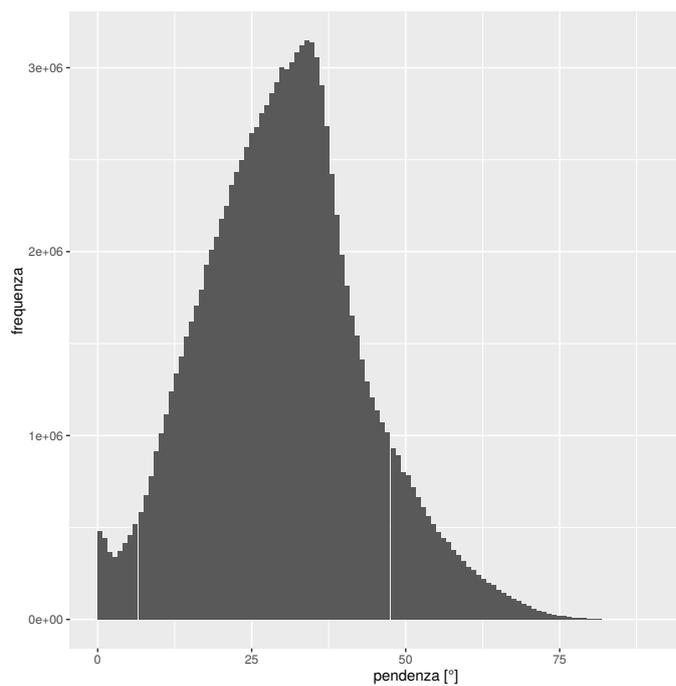


Figura 7: Distribuzione delle pendenze nel bacino della Val di Riva.

2.2.3 Caratterizzazione idrologica

I torrenti della Val di Riva mostrano caratteristiche prettamente alpine, quali estremi dislivelli e portate molto variabili. Nel periodo dello scioglimento delle nevi (aprile - maggio) ed in estate a seguito dei temporali, que-

sti corsi d'acqua possono produrre delle piene di grande entità e per questo motivo negli ultimi anni sono state effettuate diverse opere di sistemazione.

La caratterizzazione delle proprietà idrologiche del bacino richiede un'analisi geomorfologica basata sul modello digitale del terreno (DTM). L'analisi che segue è stata condotta con l'ausilio dei "Jgrasstools" (www.jgrasstools.org) [A. Antonello e Franceschi 2012].

Analisi geomorfologica

La prima mappa raffigura le direzioni di drenaggio. Le direzioni prevalenti sono quelle Nord e Sud, in accordo con la distribuzione prevalente dei versanti vista in precedenza (6).

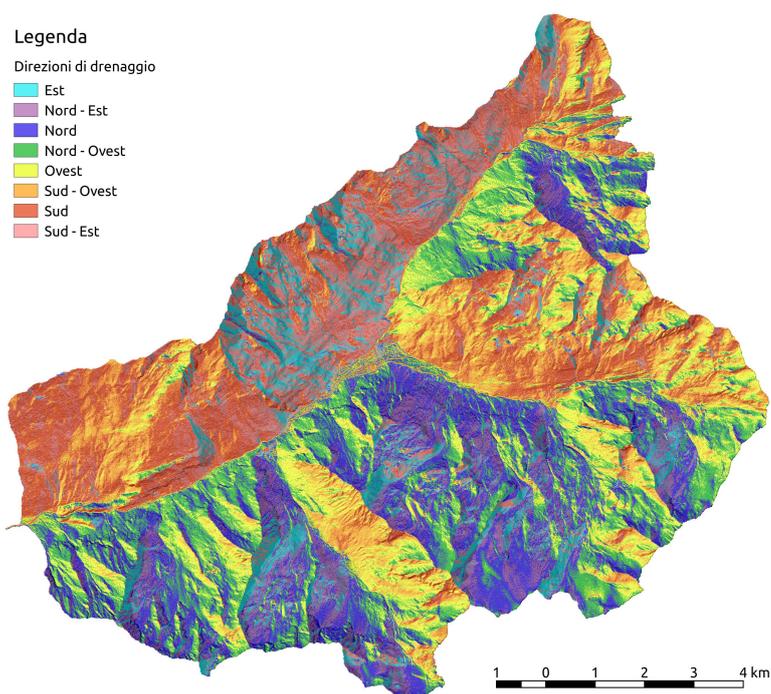


Figura 8: Mappa delle direzioni di drenaggio.

Il punto idraulicamente più sfavorito si trova ad oltre 20 km di distanza dalla sezione di chiusura, mentre mediamente i punti distano circa 12 km.

Un altro significativo parametro del bacino è rappresentato dalla distanza media dei punti dal reticolo idrografico, che per la Val di Riva corrisponde a 730 m. Considerate anche le forti pendenze dei versanti e la natura geologica, ciò fa pensare che in caso di precipitazione, il bacino risponda molto velocemente.

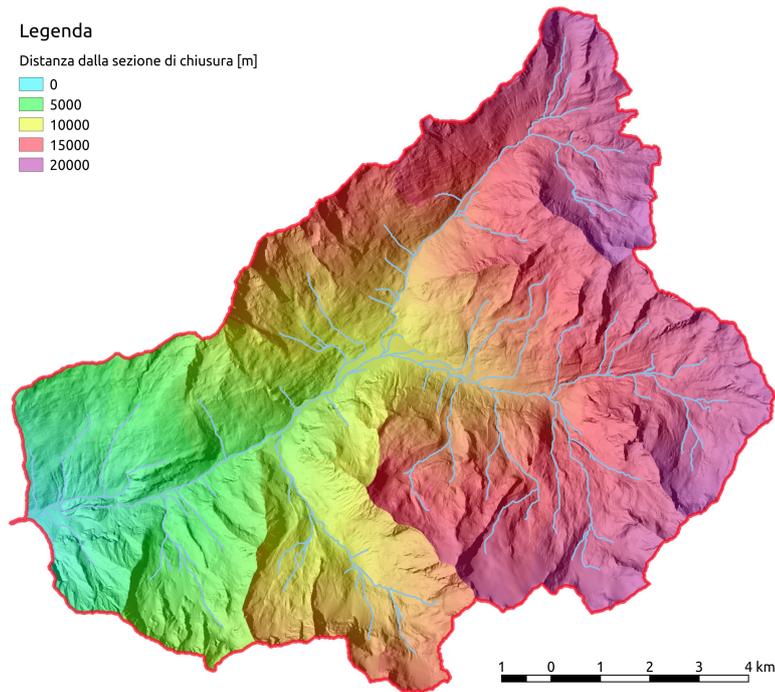


Figura 9: Mappa della distanza planimetrica dalla sezione di chiusura.

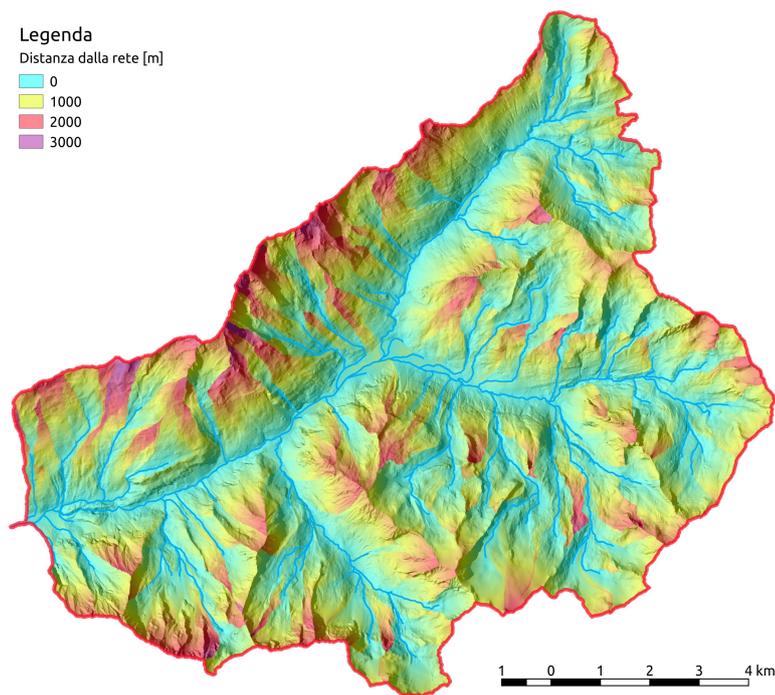


Figura 10: Mappa della distanza reale dalla rete.

Struttura del reticolo idrografico

Un bacino idrografico può essere rappresentato come un insieme di collettori di vario ordine connessi tra di loro, ciascuno dei quali asservito a una

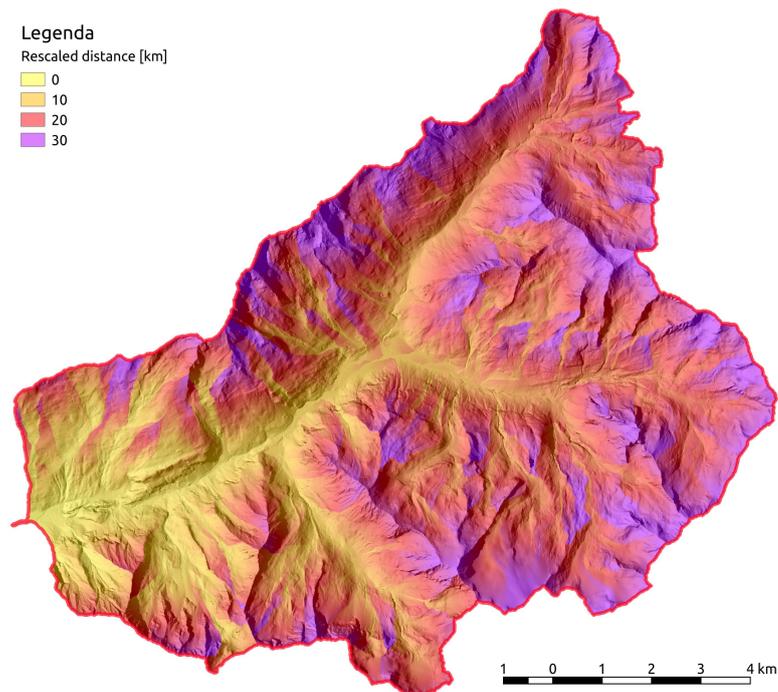


Figura 11: Mappa delle distanze dall'uscita del bacino, calcolate lungo le direzioni di drenaggio e riscalate secondo il rapporto tra la velocità nei canali e nei versanti, $r = \frac{u_c}{u_h} = 10$.

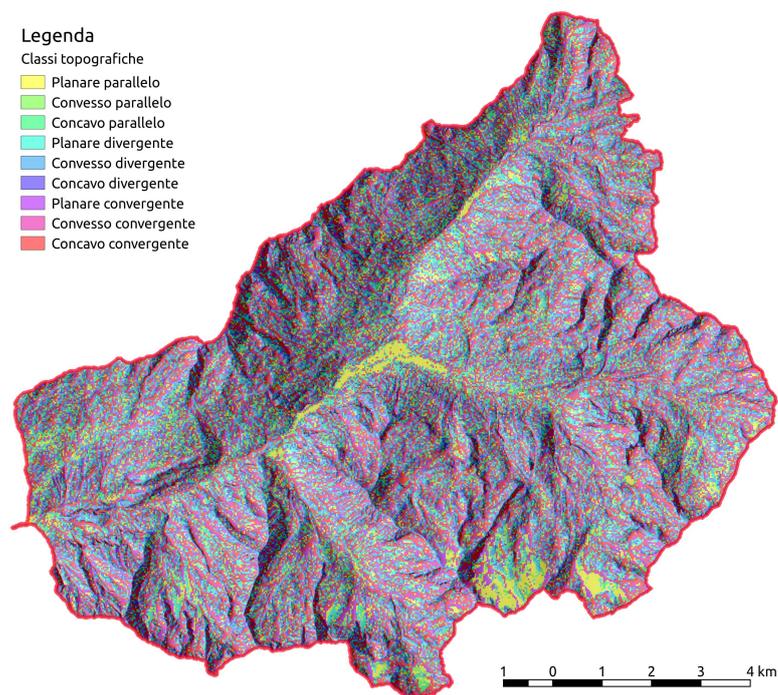


Figura 12: Mappa delle classi topografiche.

definita superficie scolante. Il reticolo idrografico o di drenaggio si sviluppa nel piano come un grafo ad albero orientato, il cui collettore dorsale crescen-

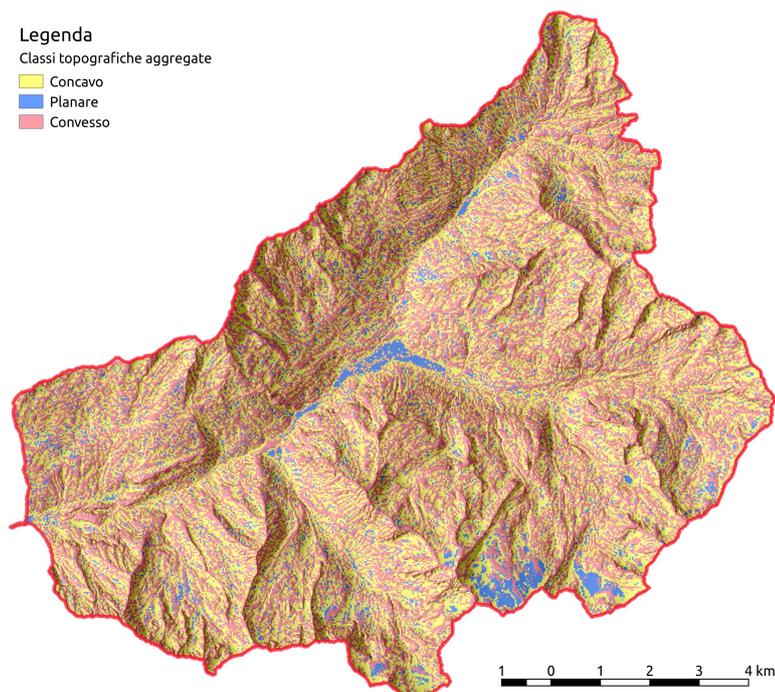


Figura 13: Mappa delle classi topografiche aggregate.

te d'importanza scendendo verso valle, man mano che aumenta la superficie del bacino sotteso. La descrizione del reticolo idrografico si basa sull'ipotesi che in uno stesso punto non confluiscono più di due rami, ipotesi largamente diffusa nella realtà, e comporta le seguenti definizioni: nodo, ovvero il punto in cui confluiscono due rami; canale, tratto di ramo compreso tra due nodi. Esistono diverse classificazioni dei canali che costituiscono il reticolo idrografico. Quella proposta da Horton 1932, 1945 e modificata in seguito da Strahler 1952, 1957 si fonda sulle seguenti quattro regole:

1. le sorgenti sono i punti della rete posti alle estremità di monte da cui il reticolo stesso ha origine, ovvero sono i tratti iniziali che poi man mano confluiscono in collettori sempre più importanti; esse sono definite rami di ordine uno, ovvero $\omega = 1$;
2. il ramo generato dalla confluenza di due rami di ordine ω è classificato di ordine $\omega + 1$;
3. il ramo generato dalla confluenza di due rami di ordine diverso assume l'ordine del maggiore;
4. l'ordine del reticolo è quello del canale di ordine più elevato.

Un'altra possibile classificazione è quella di Pfafstetter 1989 che descrive la struttura del reticolo idrografico utilizzando un ordinamento gerarchico a cifre decimali. Il metodo delinea le aree di drenaggio in modo gerarchico, assegnando il livello "1" ai bacini a scala continentale. Livelli più elevati rappresentano suddivisioni progressivamente più fini del primo livello. Ad

ogni bacino viene assegnato un numero unico, chiamato codice Pfafsetter, in base alla sua posizione all'interno del sistema complessivo di drenaggio.

La classificazione adottata per il lavoro di tesi è quella di Pfafstetter modificata [K. L. Verdin e J. P. Verdin 1999; De Jager e Vogt 2010], che rende più flessibile e automatizzabile la formulazione originaria.

Il metodo prevede innanzitutto l'individuazione del canale principale secondo il criterio desiderato. Le procedure automatizzate solitamente individuano la linea di flusso di maggior lunghezza oppure utilizzano il criterio della massima area contribuente. La classificazione avviene poi secondo le seguenti regole:

1. le aste del canale principale sono numerate con cifre dispari, partendo dalla sezione di chiusura e procedendo verso monte (1,3,5,...);
2. ogni confluenza laterale origina un sottobacino di ordine inferiore a cui viene assegnato un numero pari (2,4,6,...);
3. il codice dei rami appartenenti al sottobacino è composto dal codice del sottobacino seguito da un numero dispari secondo il criterio al punto 1 (2.1,2.3,2.5);
4. al progredire delle ramificazioni si originano sottobacini di ordine ancora inferiore, ed il codice si compone di quello del bacino superiore seguito da un numero pari come al punto 2 (2.2,2.4.);
5. il sistema si ripete iterativamente procedendo verso ordini via via inferiori.

L'esempio di classificazione in figura 14, risulta essere meglio esplicativo.

Le classificazioni di Strahler e Pfafstetter applicate al bacino oggetto di studio, sono riassunte in fig.15, indicando la prima in legenda ed applicando il codice in etichetta per la seconda.

Alcune statistiche

In tabella 2 si riportano alcune statistiche dei tratti di torrente, raggruppati per ordine di Strahler.

Tabella 2: Statistiche del reticolo idrografico.

Ordine Strahler	Numero aste	Pendenza media [%]
4°	26	4.5
3°	29	14.0
2°	36	25.5
1°	92	31.4

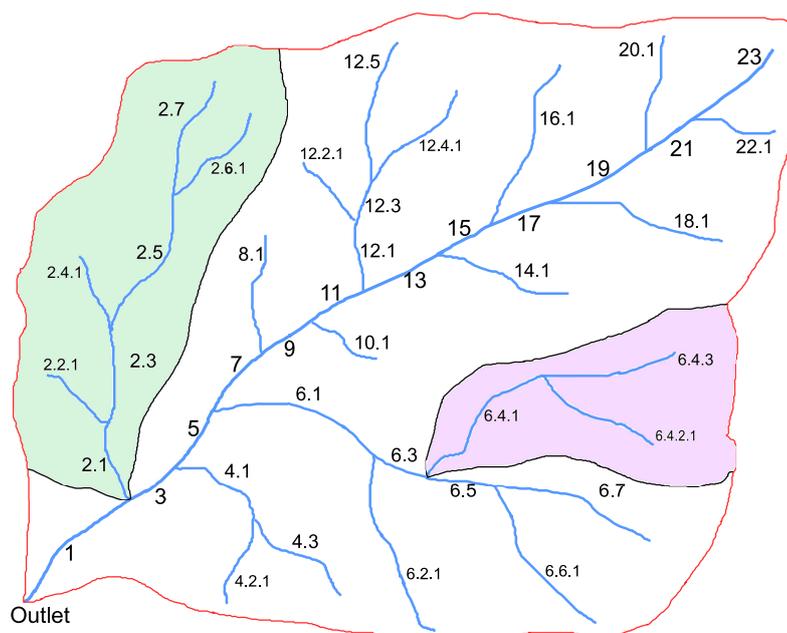


Figura 14: Esempio di classificazione secondo lo schema modificato di Pfafstetter [K. L. Verdin e J. P. Verdin 1999; De Jager e Vogt 2010]; il bacino evidenziato in rosso è di un ordine inferiore a quello verde.

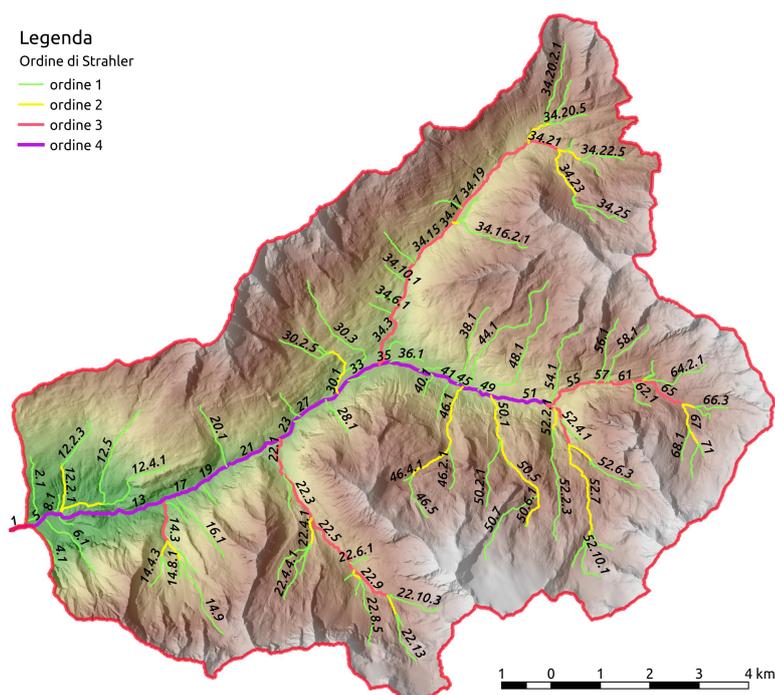


Figura 15: Le due classificazioni applicate al bacino della Val di Riva (Strahler riportato in legenda e Pfafstetter riportato nelle etichette).

I ghiacciai attuali

Con un semicerchio aperto verso nord i ghiacciai di maggiori dimensioni si spingono verso la Valle del Rio.



Figura 16: Vista sui ghiacciai della Val del Rio.

Il parco naturale prende in parte nome dal ghiacciaio maggiore, la Vedretta di Ries (454 ha). In tedesco le denominazioni di "Ferner" (vedretta) o "Kees" sono sinonimi di ghiacciaio. Il ghiacciaio della Vedretta di Ries occupa l'ampia superficie tra le propaggini del Monte Nevoso, che si spingono verso nord-est e la dorsale del Rieser Nock. Poiché il bacino collettore del ghiacciaio è adagiato in tre grandi conche, si distinguono la Vedretta di Ries orientale, centrale ed occidentale (fig.17). Quest'ultima, cento anni addietro, arrivava ancora ai piedi del versante orientale del Tristennöckl, poco sopra al Rifugio Roma (2276 m).



Figura 17: Vista sul Monte Nevoso e la Vedretta di Ries occidentale.

La Vedretta di Sasso Lungo (Vedretta orientale, centrale, occidentale, (249 ha)

si estende nella sua parte meridionale dalla cresta di Campaccio a Val Sor-giva (Valle del Rio). Con la sua parte settentrionale più piccola circonda lo stesso Sasso Lungo. La Vedretta di Collalto ricopre una superficie di 83 ha circa. La Vedretta del Monte Nevoso, a nord della cima omonima (85 ha), è divisa da un costone roccioso in una parte orientale ed una occidentale. La Vedretta Campaccio (31 ha) si trova alla testata della Val Campaccio, sotto il fianco est di ablazione, a circa 3200 m di altitudine ed è separata dal resto del ghiacciaio da un costone trasversale. Il ghiacciaio Fleischbach e la Vedretta di Val Fredda, presentano alcune caratteristiche formazioni a mo' di altipiano. Essi sono adagiati in depressioni su terrazzi e non presentano alcun crepaccio. Il ghiacciaio Fleischbach occupa tutto il gradone superiore del versante settentrionale della dorsale del Sasso Lungo. La perdita della massa di ghiaccio è notevole, poiché in tempi passati la parte nord-orientale si spingeva, attraverso la forcella situata tra il triangolo di Riva e il Monte Grigio, verso la Valle dei Dossi. La Vedretta di Val Fredda (138 ha) si estende dalla Forcella di Val Fredda alla Cima dell'Acqua e forma una superficie di firn attorno al versante settentrionale della Croda Nera. Una piccola parte si è conservata nell'angolo tra il Monte Nevoso, il Ferner Köpfl e la Cima Val Fredda. Un tempo il ghiacciaio occupava tutto il tratto superiore della Val Fredda. Nel ramo laterale sud-occidentale della stessa valle si trova, ai piedi della Cima Finestra e della Cima Fumo, la piccola Vedretta di Althaus, alimentata dalla caduta di slavine.



Figura 18: Ghiacciai della Val di Riva.

Come emerge dalle misurazioni ufficiali e dal confronto con i dati precedenti, diversi ghiacciai del Gruppo delle Vedrette di Ries si stanno ritirando [Provincia BZ, Parco delle Vedrette di Ries].

I laghi

Il Lago di Gola (2243 m) è adagiato in una conca a sud ovest del passo omonimo. L'immissario e l'emissario di questo lago, situato in un circo glaciale della profondità di 3-4 metri, sono rispettivamente il Rio Gola e il Rio dei Dossi. Sotto le pendici settentrionali del Monte Nevoso, ricoperte dai ghiacci, sono incastonati, in un circo glaciale circondato da magri pascoli, i tre laghi Maler (2477-2587 m). A sud-est della Cima di Riva si trovano, al di sopra della Valle del Rio, i laghi Kofler (2412-2463 m). La denominazione dei laghi deriva dal maso e dalla malga omonimi.

2.3 GESTIONE DELLA RISORSA IDRICA IN VAL DI RIVA

Il prelievo di acqua dai sistemi fluviali alpini avviene per finalità differenti. Accanto alle quantità utilizzate in alcune regioni per esigenze industriali, per l'agricoltura o per l'innevamento artificiale, è sicuramente la produzione di energia idroelettrica per la copertura del fabbisogno energetico a costituire il motivo principale del prelievo idrico. Tale circostanza implica che una porzione significativa dei tratti fluviali non versino in buone condizioni ecologiche poiché non viene rispettato il minimo deflusso vitale.

Attualmente sul Rio di Riva sussistono una derivazione di medie dimensioni e diverse piccole derivazioni per scopi idroelettrici. I primi progetti per la realizzazione di un impianto idroelettrico in quest'area risalgono agli anni ottanta. Nel 2006 è stata rilasciata la concessione all'impianto "Rio Riva" che produce annualmente circa 60.000.000 kWh.

In passato sono stati elaborati diversi studi e progetti per l'utilizzazione idroelettrica del Rio Riva. Alcuni progetti prevedevano anche la realizzazione di un serbatoio stagionale; con un dislivello di circa 600 m tra il fondovalle di Riva e il fondovalle a Campo Tures si sarebbero potute realizzare centrali idroelettriche di notevoli dimensioni, le quali però non furono realizzate a causa dell'opposizione della popolazione locale.

Nell'impostazione del progetto sono stati tenuti in considerazione i seguenti vincoli:

- posizione della centrale nelle vicinanze dell'esistente vecchia centrale Tobl con restituzione dell'acqua a monte delle omonime cascate;
- installazione di una potenza tale da non richiedere la costruzione di un nuovo elettrodotto ad alta tensione.

Il nuovo impianto idroelettrico rio Riva utilizza le disponibilità idrauliche nel tratto tra la piana di Riva di Tures (altitudine di 1.524 m) e la località "Tobl" (altitudine 1.089m). L'energia elettrica prodotta viene immessa nella rete di distribuzione del comune di Campo Tures. L'energia elettrica eccedente il fabbisogno viene trasportata ad una nuova stazione di trasformazione presso la centrale idroelettrica ENEL di Molini ed immessa nella rete ad alta tensione.

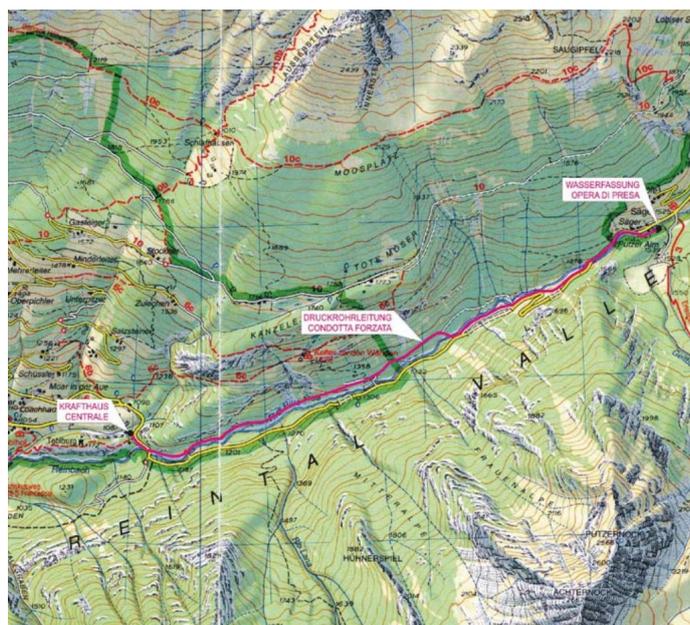


Figura 19: Localizzazione delle opere [Centrale idroelettrica Rio Riva - EUT, TEWAG].

La produzione annua della nuova centrale è di 64 milioni di chilowattora, la potenza efficiente è pari a 18 MW. I lavori sono iniziati nel mese di ottobre 2006. La prima energia è stata immessa in rete dopo circa 18 mesi dall'inizio dei lavori di costruzione [Dr. Ing. Roberto Carminati, Studio di Ingegneria EUT srl Bressanone].

2.3.1 Bilancio idrico presso l'opera di presa

Le misure di portata effettuate dall'ufficio idrografico nel periodo 1988-1998 in località "Säger" hanno fornito, in fase di progettazione, un'ottima base per il dimensionamento generale dell'impianto. La sezione di misura dell'ufficio idrografico presso il maso "Säger" è infatti praticamente identica alla sezione dell'opera di presa della nuova centrale. In questo modo si sono potuti utilizzare direttamente i dati rilevati dall'ufficio idrografico, senza necessità di un'ulteriore elaborazione. Le portate naturali medie mensili (colore blu), le portate utilizzate (rosso) e le portate residue (giallo) sono rappresentate graficamente nel diagramma di fig. 20.

L'andamento annuale delle portate naturali evidenzia una caratteristica marcatamente alpina, con notevoli differenze tra le portate di morbida estiva e di magra invernale. La portata media in giugno è ben venti volte la portata media del mese di febbraio. Per poter far fronte a queste notevoli oscillazioni ed ottenere risultati soddisfacenti, in fase di progettazione dovettero essere considerati vari aspetti, talvolta tra di loro anche in controtendenza, al fine di trovare il compromesso ottimale, ossia quello che rende minimi i costi di produzione dell'energia. Considerando il deflusso minimo vitale è stata effettuata un'ottimizzazione del dimensionamento generale del-

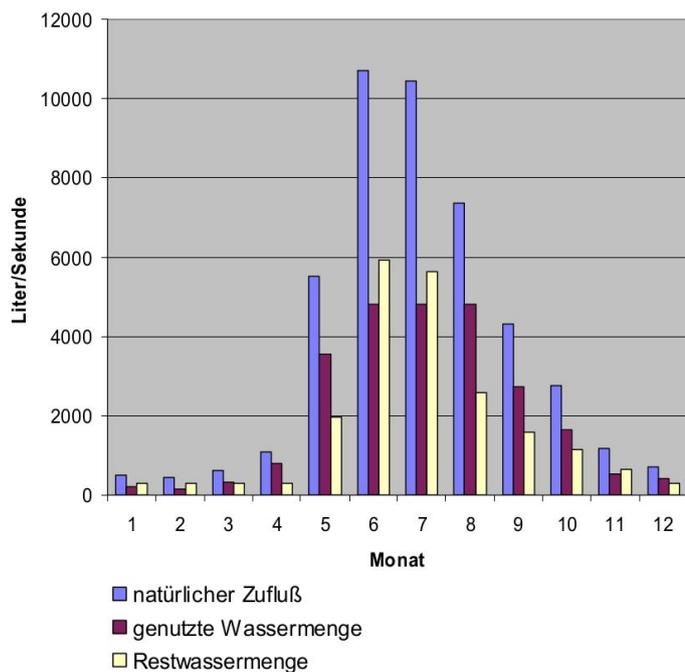


Figura 20: Distribuzione annuale delle portate [Centrale idroelettrica Rio Riva - EUT, TEWAG].

l'impianto, scegliendo i valori ottimali per la portata massima, il diametro della condotta, il tipo, il numero e la taglia delle turbine. La portata massima ottimale individuata è di $5.0 \text{ m}^3/\text{s}$ ed è disponibile mediamente per 90 giorni all'anno. Ciò significa che la potenza installata in centrale può essere utilizzata per circa 3 mesi all'anno, mentre nei periodi rimanenti funziona a carico parziale. I criteri di deflusso minimo fissati dall'ente concessionario (Provincia Autonoma di Bolzano) prevedono un rilascio continuo di 300 l/s per tutto l'anno, al quale nei mesi da maggio a novembre si aggiunge una quota variabile in ragione del 30% della portata naturale [Ing. Carminati].

Tabella 3: Dati tecnici dell'impianto idroelettrico "Rio Riva".

Superficie del bacino imbrifero sotteso	91.0 km ²
Quota livello normale invaso opera di presa	1523.50 m s.l.m
Quota centrale	1088.30 m s.l.m
Quota di restituzione	1184.70 m s.l.m.
Salto lordo	435.0 m
Portata massima derivabile	4.80 m ³ /s
Salto utile	416.5 m
Potenza efficiente	18000 kW
Potenza installata	2 x 12.000 kVA
Produzione media annua	64 · 10 ⁶ kWh
Portata media derivata	2.1 m ³ /s
Potenza nominale media	8841.95 kW

3 | STRUMENTI

In questo capitolo si presentano tutti gli strumenti utilizzati per svolgere il lavoro di tesi.

La stima delle portate idriche nei bacini alpini non può prescindere dallo studio della criosfera. A tal proposito si è scelto di utilizzare *NewAge*, un sistema modellistico che consente di scomporre i diversi processi fisici in sub-modelli, così da poter caratterizzare al meglio il ruolo svolto dalla neve.

L'approccio modellistico di tipo semi-distribuito perseguito da *NewAge* richiede di poter calibrare la neve. A questo scopo è stato scelto il modello idrologico di tipo distribuito *GEOtop* (R. Rigon et al. 2006; S. Endrizzi et al. 2014), impiegato da alcuni anni per la redazione di mappe di neve, con buoni risultati.

Per la calibrazione del modello di afflussi-deflussi si è invece utilizzato il dato misurato presso l'idrometro di Campo Tures, scelto come sezione di chiusura del bacino oggetto di studio.

Lo studio idrogeologico e topografico è stato realizzato con l'aiuto della libreria Java per l'idrologia *Jgrasstools* [A. Antonello e Franceschi 2012].

I dati meteorologici sono stati estratti dal database "NewAGE" realizzato in ambito del progetto "Nuovo Adige" in cui è nata la prima versione di "Jgrass-NewAGE" [G. Formetta, R. Mantilla et al. 2011].

3.1 JGRASS-NEWAGE

Il sistema *NewAge*, rappresenta uno strumento completo per la modellazione dei bacini idrografici.

NewAge è stato concepito come un sistema in grado di offrire un ambiente semplice e versatile per la realizzazione di modelli idrologici, alleggerendo molto la programmazione e permettendo quindi una maggiore attenzione alla fisica dei processi da modellare. Il sistema si basa sul framework "OMS₃" [Olaf David et al. 2010] che ben si presta agli scopi sopracitati.

Il sistema *Jgrass-NewAge* copre principalmente tre aspetti:

- meteorologico: organizza i dati meteorologici in modo da renderli facilmente fruibili, attraverso un database relazionale;
- GIS: tratta l'informazione geografica, ovvero la gestione dei dati georiferiti, la determinazione della topologia di bacino ed in generale la preparazione delle mappe in input ai modelli idrologici;

- modellistico: mette a disposizione un ambiente di scripting e svariate componenti modellistiche piuttosto elementari con cui poter realizzare il proprio modello idrologico.

Un modello idrologico è quindi rappresentato da una catena modellistica, ottenuta mediante l'utilizzo di componenti opportunamente concatenate che rappresentano i diversi fenomeni coinvolti nella generazione del deflusso. Ogni modello idrologico di tipo distribuito o semi-distribuito necessita però di una infrastruttura GIS che permetta la georeferenziazione dei dati meteorologici, la loro spazializzazione sul dominio di calcolo, la caratterizzazione della topologia del bacino e dei principali parametri idrologici che variano nello spazio. Jgrass-NewAge integra dunque un database per l'organizzazione dei dati meteo, realizzato mediante le librerie *SQLite* e *Spatialite* ed una suite completa di strumenti per l'analisi geomorfologica e per l'idrologia, costituita dalla libreria java *Jgrasstools*, anch'essa basata sul framework OMS3.

3.1.1 Il framework OMS3

Il modello NewAge è basato su OMS3 (Object Modeling System), un framework object-oriented, sviluppato interamente in java. Nato da un progetto collaborativo tra il Dipartimento Statunitense per l'Agricoltura e agenzie ed organizzazioni coinvolte nella modellazione agro-ambientale, OMS si presenta come una soluzione software multiplatforma, leggera e di semplice utilizzo per la modellazione ambientale.

Il framework fornisce un modo coerente ed efficace per creare le componenti dei processi fisici, costruire i modelli, calibrarli, testarli e quindi migliorarli.

Le componenti modellistiche

Ogni componente è un'unità autonoma implementata con uno standard ed uno scopo ben definiti. Le simulazioni connettono le componenti necessarie a comporre il modello e si realizzano attraverso un linguaggio di scripting OMS3 basato su **groovy**.

Le simulazioni

OMS3 mette a disposizione una console in cui poter realizzare lo script groovy di una simulazione. Una semplice simulazione si realizza connettendo tra loro le componenti di input/output modellistiche ed è possibile farlo grazie alle seguenti sezioni:

- COMPONENTS: dichiarazione delle componenti da utilizzare;
- PARAMETER: assegnazione dei parametri richiesti dalle componenti;
- CONNECT: connessione delle componenti.

Di seguito si mostra come impostare una semplice simulazione OMS3.

Listing 1: Script di una semplice simulazione.

```
import static oms3.SimBuilder.instance as OMS3
def home = oms_prj
OMS3.sim {
  model(while: "reader_data_SWRB_measured.doProcess" ) {
    components {
      "CI" "clearnessIndex.ClearnessIndexPointCase"
      ...
    }
    parameter{
      "reader_data_SWRB_measured.file" "${home}/data/RAD_1h.csv"
      ...
    }
    connect {
      "reader_data_SWRB_measured.outData" "CI.inSWRBMeasuredValues"
      ...
    }
  }
}
```

Una volta completato lo script, dalla console OMS3 è possibile lanciare l'esecuzione della simulazione. Un progetto OMS3 è costituito da una propria struttura di cartelle in cui sono contenuti i file di servizio e di scripting, le librerie software ed i dati in input e in output.

Calibratori

Nel caso si voglia calibrare il modello, OMS3 offre due calibratori integrati:

- LUCA (Let Us CALibrate): procedura automatizzata multi-obiettivo, graduale per la calibrazione di modelli idrologici;
- PARTICLE SWARM: ottimizza un problema utilizzando una popolazione di soluzioni candidate (particle) che si spostano nello spazio di ricerca sulla base di semplici formule, che tengono in considerazione la loro velocità di spostamento corrente, le loro conoscenze dello spazio di fitness (ovvero la migliore soluzione che hanno esplorato finora) e la conoscenza condivisa (cioè la miglior soluzione generale identificata).

La simulazione che contempla l'uso di un calibratore mantiene una struttura simile a quella già vista, ma inglobata in una funzione di calibrazione, come mostrato nell'esempio seguente.

Listing 2: Script di una semplice simulazione.

```
import static oms3.SimBuilder.instance as OMS3
import static oms3.SimBuilder.*
...
luca = OMS3.luca_run(name: "LucaSnow",
{outputstrategy(dir: "$oms_prj/output/model", scheme:SIMPLE)
```

```

model(while: "reader_data_rain.doProcess" ) {
  components {
    ...
  }
  parameter{
    ...
  }
  connect {
    ...
  }
}

rounds 2
run_start      "2012-10-14 00:00"
calibration_start "2012-10-14 00:00"
run_end        "2013-05-08 23:00"
// step definitions
step {
  parameter {
    "snow_radiationFactor" (lower:1E-5, upper:1E-4,calib_strategy:MEAN)
    "snow_alfa_l"          (lower:0.3, upper:0.9,calib_strategy:MEAN)
    "snow_meltingTemperature" (lower:-0.5, upper:2.5,calib_strategy:MEAN)
  }
  objfunc(method:NS, timestep:RAW,invalidDataValue:-9999) {
    sim(file:"$oms_prj/output/model/SWE_sim.csv", table:"table", column:"
      value_131")
    obs(file:"${home}/data/${dataPath}/${winter}/SWE_131_2012-2013.csv",
      table:"table", column:"value_131")
  }
  max_exec 100
}})

```

3.2 DATABASE NEWAGE

Il database è nato nell'ambito del progetto "Nuovo Adige" per l'autorità di Bacino dell'Adige. Gran parte dei dati è stata però raccolta grazie al progetto europeo "GLOBAQUA". Il database è stato infine riorganizzato da HydroloGIS secondo una struttura di tipo DBMS. Il database è realizzato grazie alla libreria in linguaggio C, SQLite ed alla sua estensione spaziale SpatiaLite che consente di trattare tabelle con informazioni di tipo geometrico. Il database è memorizzato in un unico file con estensione ".sqlite" autoesplicativo e facilmente trasferibile.

Il database può essere interrogato tramite una qualsiasi interfaccia grafica o da linea di comando che supporti SQLite e SpatiaLite; l'interfaccia adottata è *STAGE 1.0.1*, implementata da HydroloGIS, che propone un comodo database manager ed un ambiente in cui poter eseguire le proprie query, come illustrato in fig.21.

Il database NewAge copre tutto il bacino del Fiume Adige e dispone di

- rete e laghi;
- rete e sezioni trasversali (Fiume Adige);
- punti di monitoraggio e informazioni relative alle concessioni;
- serie dati (serie temporali grandezze meteo e idrologiche);
- caratteristiche del suolo.

3.2.1 Tabelle per gestire i dati meteorologici

I dati disponibili nel database vanno ben oltre gli scopi del presente studio. Le tabelle per la gestione dei dati meteo si riducono alle seguenti:

- *punti_monitoraggio*: tabella geometrica che localizza i punti di monitoraggio e fornisce altre informazioni;
- *metadati*: tabella che contiene le informazioni di ogni serie temporale di dati;
- *tipologia_serie_temporali*: tabella che associa un codice ad ogni tipo di sensore;
- *serie_temporali*: tabella contenente le serie temporali di dati.

Tramite queste tabelle è possibile selezionare i dati meteorologici ed idrologici d'interesse ma è anche possibile estrarre la mappa vettoriale in formato ESRI shape delle stazioni meteo relative ai soli dati estratti.

Per fare ciò occorre connettere le tabelle con dei cross-join secondo lo schema riportato nello schema 23. Il cross-join si realizza ponendo la condizione di uguaglianza tra chiave primaria e chiave esterna.

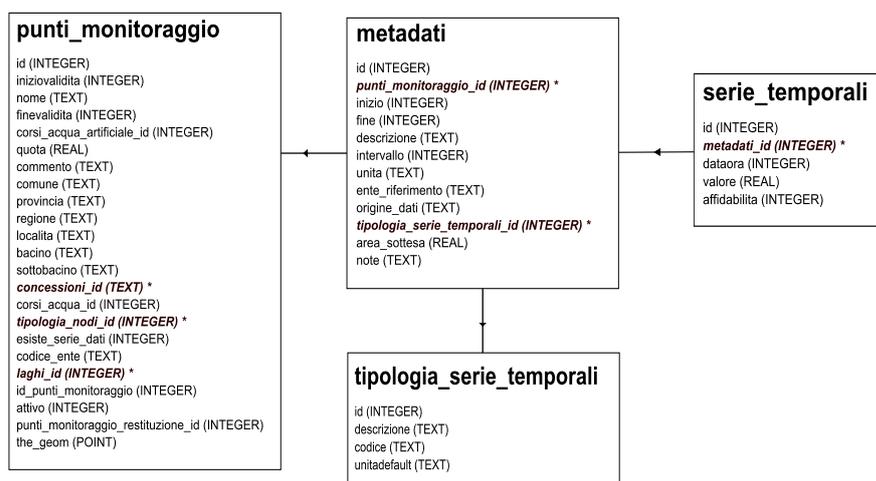


Figura 23: Schema delle tabelle utilizzate per l'estrazione dei dati meteorologici e idrologici. Le chiavi esterne sono in grassetto e contrassegnate da un asterisco.

3.3 JGRASSTOOLS

La libreria **Jgrasstools** [A. Antonello e Franceschi 2012] si compone di circa 60 moduli, e contiene:

- strumenti di lettura e scrittura, di accesso ai dati, di modifica, di rasterizzazione, di riproiezione, ecc.;
- strumenti di analisi geomorfologica e di bacino;
- modelli complessi per il calcolo del ciclo idrologico, dello scioglimento nivale e della radiazione;

I Jgrasstools possono essere utilizzati con diverse interfacce grafiche oppure in ambienti di geo-scripting, utilizzando il linguaggio di scripting *groovy*. In questo caso si è scelto di lavorare con *STAGE 1.0.1*, che propone una comoda console per lo scripting groovy.

3.3.1 Tools utilizzati

I principali tools utili per la preparazione dei dati in input al modello sono di seguito elencati:

- **PITFILLER**: consente di eliminare tutte le depressioni di un modello digitale del terreno (DTM);
- **FLOWDIRECTIONS**: ricava una mappa raster delle direzioni di drenaggio con il metodo "D8" a partire dal DTM;
- **DRAINDIR**: calcola le direzioni di drenaggio minimizzando la deviazione dal flusso reale e restituisce la mappa delle aree contribuenti totali TCA;
- **EXTRACTNETWORK**: estrae il reticolo idrografico come mappa raster dal DTM;
- **WATEROUTLET**: crea una maschera del bacino a partire dalle coordinate della sezione di chiusura;
- **CUTOUT**: tool per ritagliare le mappe raster sulla maschera del bacino;
- **NETWORKATTRIBUTESBUILDER**: estrae gli attributi del reticolo idrografico raster e ne crea il vettoriale;
- **VECTORRESHAPER**: permette di aggiungere colonne con informazioni geometriche ricavate dalla mappa vettoriale;
- **NETNUMBERING**: assegna un codice numerico ai rami del reticolo idrografico e restituisce la mappa raster dei sottobacini;
- **BASINSHAPE**: permette di vettorializzare la mappa dei sottobacini, con alcune operazioni di pulizia del vettoriale;

- VECTORRESHAPER: classico tool per vettorializzare un raster;
- RASTERCATTOFEATUREATTRIBUTE: estrae informazioni da raster e le aggiunge alla tabella attributi di una mappa vettoriale;
- SKYVIEW: calcola la mappa dello skyview factor.

3.4 COMPONENTI MODELLISTICHE OMS

Ogni componente NewAge-JGrass è stata sviluppata per simulare uno specifico processo idrologico.

Tutto il codice, i test e le risorse sono resi disponibili su github.com nel repository *geoframecomponents* e la documentazione su geoframe.blogspot.com.

Di seguito si riportano le componenti utilizzate per costruire il modello NewAge, spiegando brevemente il loro impianto teorico.

3.4.1 Krigings

Il Kriging è un metodo geostatistico per l'interpolazione spaziale, che sfrutta la funzione semivariogramma per caratterizzare la variabilità spaziale di una grandezza fisica.

Il semivariogramma sperimentale misura la correlazione statistica delle osservazioni in funzione della distanza:

$$2\gamma(h) = \frac{1}{N(h)} \sum_{j=1}^{N(h)} (P_j - P_{j+1})^2 \quad (1)$$

dove $2\gamma(h)$ è il semivariogramma sperimentale, $N(h)$ è il numero dei punti all'interno dell'intervallo di distanze "lag", definito dalla distanza h e P_j è la variabile meteorologica misurata nel punto j .

Al semivariogramma sperimentale è poi associato un semivariogramma teorico, in modo da poter stimare la semivarianza per ogni lag. La componente implementa i seguenti tipi di semivariogramma teorico:

- *bessel*;
- *circular*;
- *exponential*;
- *gaussian*;
- *hole*;
- *linear*;
- *logarithmic*;
- *pentaspherical*;

- periodic;
- power;
- spherical;
- spline.

La stima del semivariogramma teorico è utilizzata per la risoluzione del sistema dell'Ordinary Kriging, al fine di calcolare i pesi incogniti α_k :

$$\begin{cases} \sum_{i=1}^O \alpha_i \gamma_{i,j} - \mu = \gamma_{i,0} & i = 1, \dots, O \\ \sum_{i=1}^O \alpha_i = 1 \end{cases} \quad (2)$$

dove μ è il parametro di Lagrange usato per vincolare la somma dei pesi all'unità, $\gamma_{i,j}$ è la semivarianza della variabile meteorologica tra le posizioni i e j e $\gamma_{i,0}$ quella tra i ed il punto 0.

La componente implementa anche il Detrended Ordinary Kriging che tiene conto della dipendenza dalla quota di una variabile. La correlazione con la quota spesso non può essere trascurata, come nel caso della temperatura.

3.4.2 ShortWaveRadiationBalance

La radiazione incidente ad onda corta (S_{\downarrow}) su una superficie arbitraria inclinata in un punto, in presenza di cielo sereno è data da [Javier Gonzalez Corripio 2002](#):

$$S_{\downarrow} = C_1 \cdot I_{sc} \cdot E_0 \cdot \cos(\theta_s) \cdot (T_s + \beta_s) \cdot \psi \quad (3)$$

nella quale:

- $C_1 = 0.9751$ è la frazione di radiazione solare compresa tra le lunghezze d'onda 0.3 e 3.0 μm ;
- $E_0 [-]$ è un fattore correttivo dovuto all'eccentricità dell'orbita terrestre, calcolata in accordo con [Spencer \(1971\)](#);
- $T_s [-]$ è il prodotto della trasmittanza atmosferica:

$$T_s = \tau_r \cdot \tau_o \cdot \tau_g \cdot \tau_w \cdot \tau_a \quad (4)$$

dove i fattori τ sono le funzioni di trasmittanza rispettivamente dello scattering di Rayleigh, dell'ozono, della miscela di gas, del vapore acqueo e dell'aerosol.

- $\beta_s [m]$ è un fattore correttivo che tiene conto dell'aumento di trasmittanza con la quota $z [m]$, da [Corripio \(2002\)](#);
- $\theta_s [rad]$ è l'angolo tra il raggio solare e la superficie piana ([Javier G Corripio 2003](#));

- ψ è l'indice d'ombra che riconosce se il punto analizzato si trovi in ombra o meno, calcolato secondo [Javier G Corripio 2003](#).

La modellazione della componente radiativa diffusa, d_{\downarrow} , si rifà a [Javier Gonzalez Corripio 2002](#):

$$d_{\downarrow} = (d_{\downarrow r} + d_{\downarrow a} + d_{\downarrow m}) \cdot V_s \quad (5)$$

dove $d_{\downarrow r}$, $d_{\downarrow a}$ e $d_{\downarrow m}$ rappresentano rispettivamente l'irradianza diffusa, lo scattering dovuto all'aerosol e la riflessione multipla. Infine V_s indica la frazione di cielo visibile in un punto (skyview factor), calcolato utilizzando l'algoritmo proposto da Corripio (2002).

3.4.3 ClearnessIndex

L'indice di clearness del cielo è definito come il rapporto tra la radiazione solare misurata a terra e quella teorica calcolata in alta atmosfera. Questo indice serve per stimare la radiazione ad onda lunga nelle diverse condizioni di nuvolosità. E' un valore adimensionale che varia tra 0 e 1.

$$CI = \frac{S_{\downarrow meas}}{S_{\downarrow TopAtm}} \quad (6)$$

3.4.4 LongWaveRadiationBalance

Le formulazioni SMs per L_{\uparrow} [Wm^{-2}] e L_{\downarrow} [Wm^{-2}] sono basate sulla legge di Stefan-Boltzmann:

$$L_{\downarrow} = \epsilon_{all-sky} \sigma T_a^4 \quad (7)$$

$$L_{\uparrow} = \epsilon_s \sigma T_s^4 \quad (8)$$

dove $\sigma = 5.670 \cdot 10^{-8}$ è la costante di Stefan-Boltzmann, T_a [K] è la temperatura dell'aria vicino alla superficie del suolo, $\epsilon_{all-sky}$ [-] è l'emissività atmosferica effettiva, ϵ_s [-] è l'emissività del suolo e T_s è la temperatura superficiale del suolo. Per tener conto dell'aumento di L_{\downarrow} in condizioni di cielo nuvoloso la (9) è stata riformulata nel seguente modo:

$$\epsilon_{all-sky} = \epsilon_{clear} (1 + a c^b) \quad (9)$$

dove c [-] è il clearness index, mentre a e b sono due coefficienti di calibrazione. Per il calcolo di ϵ_{clear} sono state implementate dieci formulazioni, tra le più ricorrenti in letteratura. La lista completa dei modelli è presentata in tabella 4, dove viene specificato il numero della componente, l'autore e la relativa formula. I parametri X, Y e Z sono forniti in letteratura per ogni modello come mostrato in tabella 5.

La formulazione della L_{\uparrow} , eq.8, richiede l'emissività del suolo che solitamente dipende dalla natura della superficie e dalla sua temperatura. La tab. 6 mostra i valori dell'emissività del suolo per diversi tipi di superficie: ϵ_s varia da un minimo di 0.95 per i terreni nudi ad un massimo di 0.99 per la neve fresca.

Tabella 4: Formulazioni dell'emissività in presenza di cielo sereno: T_a è la temperatura dell'aria [K], w [kg/m²] è l'acqua precipitabile $w = 4650[e_0/T_a]$ e e [kPa] la pressione del vapore acqueo.

#	Autore	Formulazione
1	Ångström 1915	$\epsilon_{\text{clear}} = X - Y \cdot 10^{Z_e}$
2	Brunt 1932	$\epsilon_{\text{clear}} = X + Y \cdot e^{0.5}$
3	Swinbank 1963	$\epsilon_{\text{clear}} = X \cdot 10^{-13} \cdot T_a^6$
4	Idso e Jackson 1969	$\epsilon_{\text{clear}} = 1 - X \cdot \exp(-Y \cdot 10^{-4} \cdot (273 - T_a)^2)$
5	Wilfried Brutsaert 1975	$\epsilon_{\text{clear}} = X \cdot (e/T_a)^{1/7}$
6	Idso 1981	$\epsilon_{\text{clear}} = X + Y \cdot 10^{-4} \cdot e \cdot \exp(1500/T_a)$
7	Unsworth e Monteith 1975	$\epsilon_{\text{clear}} = X + Y \cdot \sigma \cdot T_a^4$
8	Konzelmann et al. 1994	$\epsilon_{\text{clear}} = X + Y \cdot (e/T_a)^{1/8}$
9	Prata 1996	$\epsilon_{\text{clear}} = [1 - (X + w) \cdot \exp(-(Y + Z \cdot w)^{1/2})]$
10	Dilley e O'Brien 1998	$\epsilon_{\text{clear}} = X + Y \cdot (T_a/273.16)^6 + Z \cdot (w/25)^{1/2}$

Tabella 5: Valori dei parametri dei modelli proposti in letteratura.

Component Name	X	Y	Z
Angstrom	0.83	0.18	-0.07
Brunt's	0.52	0.21	[-]
Swinbank	5.31	[-]	[-]
Idso and Jackson	0.26	-7.77	[-]
Brutsaert	1.72	7	[-]
Idso	0.70	5.95	[-]
Monteith and Unsworth	-119.00	1.06	[-]
Konzelmann et al	0.23	0.48	[-]
Prata	1.00	1.20	3.00
Dilley and O'Brien	59.38	113.70	96.96

Tabella 6: Emissività del suolo per tipologia di superficie (Brutsaert, 2005).

Natura superficie	Emissività
Terreno nudo (roccioso)	0.95 – 0.97
Terreno nudo (organico)	0.97 – 0.98
Prato	0.97 – 0.98
Bosco	0.96 – 0.97
Neve vecchia	0.97
Neve fresca	0.99

3.4.5 NetRadiation

La radiazione netta serve per stimare l'evapotraspirazione e lo scioglimento nivale. Essa deriva dalla differenza locale di radiazione incidente ed emessa ed è solitamente suddivisa tra radiazione ad onda corta e lunga. Quindi il bilancio radiativo può essere espresso per ogni punto del territorio come:

$$R_n = (1 - \alpha)(S_{\downarrow} + d_{\downarrow}) + L_{\downarrow} - L_{\uparrow} \quad (10)$$

dove R_n [W/m^2] è la radiazione netta, α [-] è l'albedo, S_\downarrow [W/m^2] è la radiazione diretta ad onda corta, d_\downarrow [W/m^2] la radiazione diffusa ad onda corta, L_\downarrow [W/m^2] è la radiazione incidente ad onda lunga e L_\uparrow (W/m^2 la radiazione emessa ad onda lunga.

3.4.6 ETP

Questa componente offre due formulazioni per il calcolo dell'evapotraspirazione: il modello FAO Penman-Monteith, [Allen et al. 1998](#), eq. (11) ed il modello di PriestleyTaylor, [Priestley 1959](#), eq. (12):

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma u_2 (e_s - e) \frac{C_p}{T+273}}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad (11)$$

$$ET = \alpha \frac{\Delta (R_n - G)}{\Delta + \gamma} \quad (12)$$

con

$$G = \begin{cases} G_{\text{morn}} R_n & \text{per il dì} \\ G_{\text{night}} R_n & \text{per la notte} \end{cases} \quad (13)$$

dove ET_0 o ET sono espresse in $mm \text{ giorni}^{-1}$ o $mm \text{ ore}^{-1}$; R_n è la radiazione netta espressa in $MJ m^2 \text{ day}^{-1}$ o $MJ m^2 h^{-1}$; G è il flusso di calore del suolo in superficie in $MJ m^2 \text{ day}^{-1}$ o $MJ m^2 h^{-1}$; T è la temperatura media dell'aria giornaliera od oraria espressa in $^\circ C$; u_2 è la velocità del vento in ms^{-1} ; e_s è la pressione media di vapore saturo espressa in kPa ; e è la pressione di vapore; Δ è la pendenza della curva di saturazione espressa in $kPa \text{ }^\circ C^{-1}$; γ è la costante psicometrica espressa in $kPa \text{ }^\circ C^{-1}$; C_d è un coefficiente pari a 0.34 e C_p un coefficiente pari a 900 con time-step giornaliero e pari a 37 con time-step orario.

3.4.7 RainSnowSep

Molto spesso presso le stazioni meteorologiche sono disponibili i dati di precipitazione totale e di temperatura. Secondo un approccio comune, da questi è possibile separare la precipitazione liquida e solida, imponendo una soglia sulla temperatura dell'aria T_s : tutta la precipitazione è considerata nevosa se la temperatura dell'aria per quell'istante temporale è minore o uguale a T_s mentre è considerata pioggia se la temperatura è al di sopra. Come proposto da [Kavetski et al. 2006](#), per evitare problemi nella calibrazione dei parametri, è stato proposto un filtro basato su una funzione liscia al posto di imporre una soglia netta. L'algoritmo che discrimina tra pioggia e precipitazione nevosa è dunque descritto come segue:

$$P_r = \alpha_r \left[\frac{P}{\pi} \arctan \left(\frac{T - T_s}{m_1} \right) + \frac{P}{2} \right] \quad (14)$$

$$P_s = \alpha_s (P - P_r) \quad (15)$$

dove P [mm] è la precipitazione misurata, P_r [mm] è la pioggia, P_s [mm] è la precipitazione nevosa, T_s (°C) è la soglia di temperatura, e m_1 [-] è il parametro che controlla il grado di smoothing (se $m_1 = 0$ si cade nel caso di soglia netta). I due coefficienti α_r e α_s aggiustano gli errori di misura per pioggia e neve, in quanto alcuni studi hanno evidenziato delle differenze per diverse regioni climatiche. Questi parametri di modello sono quindi calibrati.

3.4.8 SnowMelting

La componente che modella lo snow water equivalent è basata sul bilancio di massa del manto nevoso, secondo le seguenti equazioni:

$$\frac{dM_i}{dt} = P_s + F - M \quad (16)$$

$$\frac{dM_w}{dt} = P_r - F + M \quad (17)$$

L'equazione (16) rappresenta la variazione nel tempo del contenuto d'acqua solido nel manto nevoso come somma di precipitazione nevosa P_s e acqua congelatasi F , meno lo scioglimento M (tutto espresso in termini di SWE). L'equazione (17) rappresenta la variazione nel tempo del contenuto d'acqua liquido nel manto nevoso come somma di pioggia P_r e scioglimento M meno l'acqua congelatasi F . Se l'acqua liquida M_w eccede la capacità di ritenzione idrica del manto nevoso M_{max} [mm], il surplus va ad alimentare una portata di scioglimento q_m [mm t⁻¹], dove t indica l'unità di tempo (oraria o giornaliera). La capacità di ritenzione idrica nel manto nevoso è legata al contenuto di ghiaccio da una relazione lineare dipendente dal coefficiente α_l [-]:

$$M_{max} = \alpha_l M_i \quad (18)$$

La componente include tre formulazioni per lo scioglimento nivale che possono essere scelte in base alle caratteristiche del luogo e alle grandezze meteorologiche disponibili.

- C_1 , indice di temperatura;
- C_2 , [Cazorzi e Dalla Fontana 1996](#);
- C_3 , [Hock 1999](#).

Nel modello C_1 (eq. 19) il tasso di fusione dipende solo dalla temperatura dell'aria:

$$M = \begin{cases} \alpha_{m1} (T - T_m) & T > T_m \\ 0 & T < T_m \end{cases} \quad (19)$$

dove M [mmt⁻¹] è il tasso di fusione, α_{m1} [mm C⁻¹t⁻¹] è il fattore di fusione, T_m [°C] è la temperatura di fusione della neve e T [°C] è la temperatura dell'aria.

Nel modello C_2 (eq. 20) il tasso di fusione è funzione della temperatura e della radiazione ad onda corta:

$$M = \begin{cases} \alpha_{m2} EI \cdot (T - T_m) V_S & T > T_m \\ 0 & T < T_m \end{cases} \quad (20)$$

dove α_{m2} [$\text{mm C}^{-1} \text{t}^{-1} \text{E}^{-1}$] è il fattore combinato di fusione ed E sta per Wm^{-2} , EI [E] è l'energia media della radiazione ad onda corta in un determinato istante in un punto e V_S [–] è il fattore di vista del cielo.

Nel modello C_3 (eq. 21) la formula per la fusione è data da:

$$M = \begin{cases} (\alpha_{m3} + \alpha_e R_s(t)) (T - T_m) V_S & T > T_m \\ 0 & T < T_m \end{cases} \quad (21)$$

dove α_e [$\text{mm}^{-1} \text{E}^{-1} \text{t}^{-1}$] è il fattore radiativo e α_{m3} [$\text{mm C}^{-1} \text{t}^{-1}$] è il fattore di fusione.

3.4.9 Adige-Hymod

La componente *Adige-Hymod* [G. Formetta, R. Mantilla et al. 2011] costituisce il vero e proprio modello idrologico, deputato al calcolo delle portate, obiettivo di questa trattazione. Esso è in grado di modellare sia la generazione di deflusso (runoff) che il flow routing.

Deriva dal modello concettuale "*Hymod*" inizialmente introdotto da Boyle 2001, che per la sua semplicità, viene spesso adottato in numerose analisi.

Il modello Hymod presenta solo 5 parametri concentrati ed è possibile calibrarli automaticamente. Il concetto alla base del modello viene preso in prestito dagli studi di Moore (1985), il quale si convinse della necessità di sviluppare modelli idrologici di complessità inferiore rispetto a quella propria dei modelli fisicamente basati, ma che rappresentassero in qualche modo la variabilità spaziale delle quantità idrologiche sul bacino. Per questo il suo approccio si basa sul principio della distribuzione di probabilità dei processi responsabili della formazione di deflusso. Moore sostiene che mentre i modelli fisicamente basati cercano di considerare l'effettiva distribuzione spaziale delle variabili idrologiche sul bacino, quelli che si basano sul principio di distribuzione probabilistica considerano unicamente la frequenza con la quale le variabili idrologiche assumono una certa grandezza.

Per rendere però possibile l'applicazione di questo concetto è necessario che la rappresentazione della generazione di deflusso sia trattata con semplicità riferendosi, nel caso particolare, al concetto di "capacità di immagazzinamento".

Si considera dunque che in ogni punto appartenente al bacino sia possibile imitare la variazione di umidità presente nel suolo adottando un serbatoio di data capacità C , il cui contenuto viene incrementato dalla pioggia P e diminuito dall'evapotraspirazione ET . Quando il contenuto di umidità supera la capacità del serbatoio si ha la generazione di deflusso. Un bacino dunque

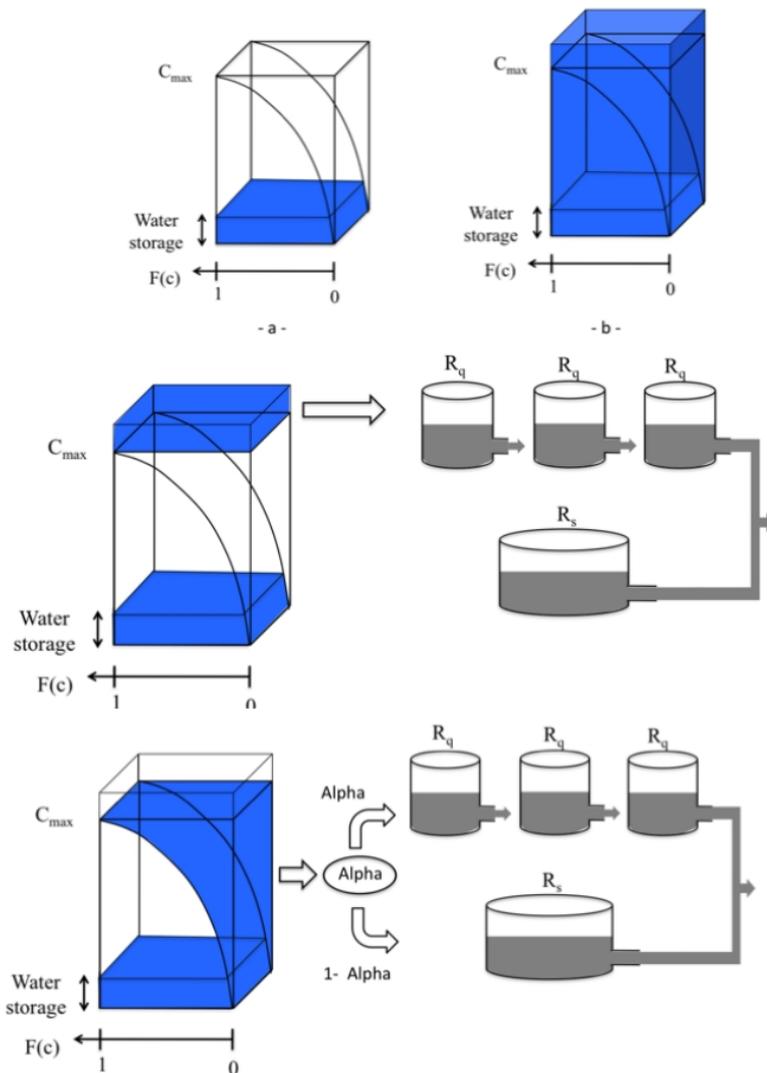


Figura 24: Schema di Hymod [G Formetta, R Mantilla et al. 2011].

può essere considerato come la somma di numerosi serbatoi, ciascuno caratterizzato dalla propria capacità C , che interagiscono l'uno con l'altro. La variabilità nello spazio della capacità C di immagazzinamento di umidità è rappresentata dalla seguente funzione di distribuzione:

$$F(C) = 1 - \left(1 - \frac{C}{C_{\max}}\right)^{B_{\exp}} \quad 0 \leq C \leq C_{\max} \quad (22)$$

nella quale: $F(C)$ è la probabilità cumulata della capacità di immagazzinamento di acqua, C_{\max} [mm] è la massima capacità di immagazzinamento di acqua nel terreno. Il parametro B_{\exp} [-] controlla il grado di variabilità spaziale della capacità di immagazzinamento del bacino. Nel caso particolare in cui $B_{\exp} = 0$, il bacino sarebbe caratterizzato da capacità di immagazzinamento costante, mentre $B_{\exp} = 1$ implicherebbe che tale capacità possa variare uniformemente tra 0 e C_{\max} .

La precipitazione P [mm] che cade sul bacino può essere immagazzinata solo fino ad un certo limite, definito attraverso la funzione, oltrepassato il quale il terreno risulta completamente saturo, non può ricevere ulteriori apporti che vengono quindi destinati alla generazione di deflusso superficiale. La pioggia netta viene propagata mediante due serie di serbatoi lineari (tre, esattamente identici, che rappresentano la risposta veloce del bacino ed uno che simula la risposta lenta) posti in parallelo.

Il modello "Adige-Hymod" riprende gli stessi concetti del modello originale ma non lo applica a scala di bacino, bensì a scala di versante e di canale, per timestep orari o giornalieri. Utilizzando Hymod in questo modo, si preserva la struttura geometrica e topologica della rete fluviale e si consente la fornitura di dati in input distribuiti spazialmente, così da poter caratterizzare al meglio la forma dell'idrogramma di scarico.

Flow routing

Il modello di generazione di deflusso lungo versanti fornisce una portata idrica alla rete dei canali, che nel modello è concepito come un grafo ad albero orientato. Il flusso è propagato cinematicamente a valle attraverso un modello semplificato, derivato da quello di CUENCAS [Ricardo Mantilla et al. 2006], essenzialmente una variante non lineare dell'equazione di de San Venant (Bras e Rodriguez-Iturbe, 1994), integrata in ogni ramo del canale.

Il sistema di equazioni risultante permette una stima della variazione di portata in ogni ramo della rete fluviale, al variare della velocità del flusso, dello stadio e della posizione. Per ogni nodo l'equazione di continuità, come presentato da Mantilla è infatti:

$$\frac{dS_i(t)}{dt} = \left[Q_{gen}(t) + \sum_{trib} Q_{trib}(t) - Q_i(t) \right] \quad i = 1, 2, \dots, H \quad (23)$$

dove dS_i è la capacità di immagazzinamento del canale i -esimo al tempo t , H è il numero totale di canali, $Q_i(t)$ [L^3T^{-1}] è la portata in output del canale i -esimo, Q_{trib} [L^3T^{-1}] è il deflusso del canale a monte e $Q_{gen}(t)$ [L^3T^{-1}] è la portata generata dai versanti del canale in questione. Assumendo rettangolare la sezione trasversale dei canali, ovvero che la larghezza w non cambia nel tempo, l'immagazzinamento del canale e la portata possono essere espresse come:

$$dS_i(t) = l_i w_i d_i(t) \quad (24)$$

e

$$Q_i(t) = v_i(t) w_i(t) d_i(t) \quad (25)$$

dove l_i [L] è la lunghezza del canale, w_i [L] è la larghezza media del canale, $d_i(t)$ [L] è il tirante medio del canale e $v_i(t)$ [LT^{-1}] è la velocità del flusso. Combinando le equazioni 24 e 25 si ottiene $S_i(t)$ in funzione di $Q_i(t)$ e infine, usando l'equazione di Chezy:

$$v = C R^{0.5} i_b^{0.5} \quad (26)$$

dove v [LT^{-1}] è la velocità media, C [$L^{0.5}T^{-1}$] è il coefficiente di Chezy, R [L] rappresenta il raggio idraulico e i_b [-] è la pendenza del fondo, S_i può essere definito come:

$$S(t) = Q(t)^{2/3} C^{-3} w^3 l i_b^{-1/3} \quad (27)$$

Il membro sinistro della eq. 23 è espresso dalla derivata della eq. 27. Dopo qualche passaggio algebrico, la 28 porge l'equazione differenziale lineare ordinaria nell'incognita $Q_i(t)$:

$$\frac{dQ_i(t)}{dt} = K(Q_i(t)) \left[Q_{gen}(t) + \sum_{trib} Q_{trib}(t) - Q_i(t) \right] \quad i = 1, 2, \dots, H \quad (28)$$

Il coefficiente $K(Q_i(t))$ è pari a:

$$K_Q = \frac{2}{3} Q^{1/3} C^{2/3} b^{-1/3} l^{-1} i_b^{1/3} \quad (29)$$

dove C [$L^{1/3}$] è il coefficiente di Chezy, b [L] e l [L] rappresentano rispettivamente larghezza e lunghezza medie del canale, i_b [-] è la pendenza media del canale mentre Q [L^3T^{-1}] è la portata del canale.

3.5 GEOTOP

GEOTop [R. Rigon et al. 2006] è un modello distribuito che rappresenta i bilanci energetici e di massa dell'acqua superficiale e sub superficiale. Esso descrive il flusso tridimensionale dell'acqua nel terreno e lo scambio di energia con l'atmosfera, considerando i flussi radiativi e turbolenti. Inoltre, riproduce le interazioni fortemente non lineari tra l'acqua e l'equilibrio energetico durante il congelamento e lo scongelamento del suolo, e simula l'evoluzione temporale dei bilanci di acqua ed energia nel manto nevoso e il loro effetto sulla temperatura del suolo.



Figura 25: Logo del modello GEOTop.

GEOTop, attualmente alla sua versione 2.0 [S Endrizzi et al. 2013], ben si presta a modellare zone topograficamente molto complesse. Infatti è basato

sui modelli digitali di elevazione (DEM) ed è quindi possibile considerare gli effetti della topografia sulla radiazione, sia ad onde corte (tra cui l'ombreggiamento) che ad onde lunghe (rappresentate dallo skyview factor). GEOtop integra tutti i termini dell'equazione del bilancio energetico di superficie [S. Endrizzi et al. 2014].

Per i deflussi subsuperficiali saturi e insaturi, GEOtop fa uso di una soluzione numerica dell'equazione di Richards 3D per modellare correttamente, oltre al flusso laterale, la struttura verticale del contenuto di acqua e la dinamica della suzione. Queste caratteristiche sono ritenute necessarie per modellare i processi di versante, l'innescò di frane, i processi di scioglimento della neve e altri fenomeni legati alla eco-idrologia.

I dati in ingresso possono derivare da misure ottenute da stazioni meteorologiche, da sistemi satellitari o radar e da modelli meteorologici a piccola scala. Le variabili richieste sono la precipitazione, la temperatura dell'aria, l'umidità, la velocità del vento e la pressione. Ove disponibili, la radiazione ad onda corta, la radiazione ad onda lunga ed il fattore di copertura nuvolosa.

GEOtop, come ogni modello afflussi-deflussi, calcola la portata in uscita dal bacino, stima i flussi delle acque superficiali e sotterranee, la profondità della falda ed il valore del potenziale idrico per terreno saturo o insaturo. Inoltre stima i valori locali e la distribuzione spaziale di numerose grandezze idro-meteorologiche, come l'umidità del terreno, la temperatura superficiale, i flussi radiativi e i flussi di calore nel terreno. L'aspetto più interessante per il presente studio riguarda la possibilità di simulare l'evoluzione della distribuzione della neve al suolo. Di seguito ci si sofferma sul modulo per la neve di GEOtop.

3.5.1 Il modulo neve in GEOtop

In GEOtop la neve è calcolata risolvendo in sequenza le equazioni del calore, il metamorfismo della neve, la percolazione dell'acqua e l'accumulo [Zanotti et al. 2004; S Endrizzi et al. 2013].

Gli effetti del trasporto di massa nevosa dovuto al vento o alle valanghe è considerato in modo semplificato secondo l'approccio proposto da Gruber e Bartelt 2007 e Pomeroy et al. 1993.

Sistema volumetrico per la neve

Assunto il volume di controllo per la neve V_s , la somma del contenuto liquido, solido e gassoso all'interno del volume deve essere pari a 1.

$$\theta_{ws} + \theta_{is} + \theta_{as} = 1 \quad (30)$$

dove θ_{ws} è la frazione volumetrica liquida, θ_{is} quella solida mentre θ_{as} quella gassosa. Considerando che la rigidità strutturale del manto nevoso è data dai grani di ghiaccio, la porosità della neve può essere calcolata come il volume totale meno quello occupato dalla frazione solida:

$$\phi_s = \theta_{ws} + \theta_{as} = 1 - \theta_{is}. \quad (31)$$

La porosità non è costante ma funzione del metamorfismo della neve.

Equazione del calore

L'energia interna per la neve risulta essere:

$$U_s = (\rho_i c_i \theta_{is} + \rho_w c_w \theta_{ws})(T_s - T_{ref}) + L_f \rho_w \theta_{ws} \quad (32)$$

dove T_s gC è la temperatura della neve. L'equazione del calore viene risolta trascurando i gradienti di temperatura laterali con lo stesso metodo numerico utilizzato per risolvere l'equazione del calore nel terreno. La condizione al contorno dell'interfaccia con l'atmosfera è data dal flusso termico superficiale, come descritto nella sezione precedente. All'interfaccia con la superficie del terreno lo scambio termico è dato dal flusso di calore di conduzione, che dipende dal gradiente di temperatura in prossimità dell'interfaccia. Quest'ultimo flusso di scambio effettivamente accoppia le equazioni di calore nel terreno e nella neve, che devono essere quindi risolte insieme.

Per derivare un'espressione per la capacità termica apparente è stata definita una curva caratteristica di congelamento. Tuttavia, il cambiamento di fase nella neve avviene praticamente a 0°C , poiché i pori hanno mediamente una dimensione tale per cui la depressione della temperatura per capillarità non risulta essere significativa [R. Jordan 1991]. La definizione di una curva caratteristica di congelamento è giustificata principalmente da esigenze di calcolo numerico. Essa deve avvicinarsi il più possibile alla funzione a gradino di Heaviside, che ha valore zero quando la temperatura è negativa e valore uno quando la temperatura è positiva, preservando però la continuità. Viene utilizzata una semplice relazione che lega la temperatura della neve T_s al rapporto tra contenuto di acqua liquida θ_{ws} e contenuto totale di acqua nella neve [R. Jordan 1991]:

$$\frac{\theta_{ws}}{\theta_{ws} + \frac{\rho_i}{\rho_w} \theta_{is}} = \frac{1}{1 + (aT_s)^2} \quad (33)$$

dove a $^\circ\text{C}^{-1}$ è costante. Per valori molto alti di a la curva tende alla funzione a gradino, ma allo stesso tempo risulta più difficile la risoluzione numerica. R. E. Jordan et al. 1999 suggerisce di impostare la costante a 10^2 ma può arrivare a 10^5 [S Endrizzi et al. 2013].

Il flusso di calore tra suolo-neve è calcolata definendo una conducibilità termica efficace all'interfaccia ed un gradiente di temperatura calcolato tra lo strato di neve più basso e lo strato superiore del terreno.

La conducibilità termica efficace è trattata in un modo simile alle conduttività termiche efficaci alle interfacce tra strati di terreno proposta da Cosenza et al. 2003. Analogamente, la conducibilità termica della neve λ_T è calcolata come:

$$\lambda_T = \left(\theta_{sp} \sqrt{\lambda_{sp}} + \theta_w \sqrt{\lambda_w} + \theta_a \sqrt{\lambda_a} \right)^2 \quad (34)$$

dove θ_{sp} è la porosità della neve, θ_i è il contenuto in ghiaccio e θ_a il contenuto gassoso, mentre $\lambda_{ps}, \lambda_i, \lambda_a$ rappresentano le rispettive conducibilità termiche.

Metamorfismo della neve

GEOtop descrive l'assestamento rapido che subisce la neve appena caduta (metamorfismo distruttivo) così come quello lento a causa del peso della neve degli strati superiori del manto nevoso, utilizzando le formule empiriche di [Anderson 1976](#), migliorate da [R. Jordan 1991](#) e [R. E. Jordan et al. 1999](#). Il metamorfismo costruttivo che porta a nuove forme dei cristalli di neve, come strati di brina, non è rappresentato. L'equazione che descrive l'assestamento è applicata separatamente per ciascuno strato di neve ed è scritta come [[Anderson 1976](#)]:

$$\frac{1}{D} \frac{\partial D}{\partial t} = C_1 + C_2 \quad (35)$$

dove D è lo spessore dello strato di neve, C_1 e C_2 sono rispettivamente il tasso totale di compattazione (s^{-1}) a seguito del metamorfismo distruttivo e del sovraccarico. L'eq. 35 è integrata con lo stesso passo temporale utilizzato per la risoluzione dell'equazione del calore, assumendo che lo strato di neve abbia uno spessore noto D_0 all'istante temporale iniziale e uno spessore finale D_1 . L'integrazione viene eseguita come segue:

$$\int_{D_0}^{D_1} \frac{dD}{D} = \int_0^{\Delta t} (C_1 + C_2) dt \quad (36)$$

che restituisce:

$$D_1 = D_0 \exp(C_1 + C_2)\Delta t \quad (37)$$

Percolazione

L'equazione che regola il bilancio idrico in ogni strato della neve considerando una discretizzazione 1-D ed integrando lungo la direzione verticale, risulta

$$\frac{\partial(D\theta_{ws}^{fl})}{\partial t} + J_{ws}^{up} - J_{ws}^{dw} + S_{ws} \quad (38)$$

dove J_{ws}^{up} (ms^{-1}) è il flusso in entrata dall'alto, J_{ws}^{dw} (ms^{-1}) il flusso verso il basso in uscita e S_{ws} (ms^{-1}) il termine sorgente dell'acqua liquida integrato nello strato di neve. Secondo la teoria di [Colbeck 1972](#), il flusso J_{ws} avviene quando θ_{ws} raggiunge un certo valore di soglia dovuto alla ritenzione idrica capillare. Tale soglia è impostata come frazione della porosità della neve, cioè $S_r \phi_s$, dove S_r indica la minima saturazione possibile, normalmente compresa tra 4 e 7 [[Colbeck 1972](#)]. Il flusso J_{ws} è calcolato secondo la legge di Darcy, ma trascurando gli effetti di capillarità e utilizzando solo il gradiente gravimetrico:

$$\begin{cases} J_{ws} = -K_s \cos \delta & \theta_{ws} \geq S_r \phi_s \\ J_{ws} = 0 & \theta_{ws} < S_r \phi_s \end{cases} \quad (39)$$

dove δ ($^\circ$) è l'angolo di inclinazione locale e K_s (ms^{-1}) è la conducibilità idraulica della neve. K_s è calcolato secondo il modello di [Brooks e Corey 1964](#), come in [R. Jordan 1991](#):

$$K_s = K_{s,max} S_e^3 \quad (40)$$

dove $K_{s,max}$ (ms^{-1}) è la massima conduttività idraulica della neve e S_e (–) è la saturazione efficace, che è data da

$$S_e = \frac{\theta_{ws} - S_r \phi_s}{\theta_s - S_r \phi_s}. \quad (41)$$

La massima conducibilità idraulica può variare significativamente con le proprietà della neve ed il suo invecchiamento; tuttavia, in accordo con Shimizu (1970), viene utilizzato un valore costante di $5 \cdot 10^{-3} ms^{-1}$, tipico di un manto nevoso isotermico. Il flusso d'acqua in un manto nevoso che raggiunge l'isotermia è generalmente molto veloce a causa dell'elevata porosità della neve mentre in un manto nevoso non isotermico, l'acqua che percola in uno strato di neve fredda può ricongelare, con l'effetto di rallentare il processo di percolazione. Il flusso d'acqua percolante viene calcolato in modo disaccoppiato nelle seguenti fasi: (i) l'equazione del calore per il manto nevoso viene risolta assumendo che l'acqua liquida non si muova, ottenendo una soluzione "statica"; (ii) si aggiunge il flusso d'acqua in ingresso dall'alto (la pioggia per lo strato superiore); (iii) il contenuto energetico interno del flusso in arrivo (in termini di calore latente) viene aggiunto alla energia interna della neve, assumendo che esiste un'energia istantanea di miscelazione che può portare al parziale o completo rigelo dell'acqua liquida; (iv) infine il flusso d'acqua in uscita verso il basso viene calcolato con le nuove variabili di stato.

Accumulo

Molto spesso i dati di precipitazione sono forniti come precipitazione totale. Il metodo più comune per distinguere la pioggia dalla neve [US Army Corps of Engineers 1956; Auer Jr 1974] è quello di definire due soglie di temperatura dell'aria, dove il valore più alto indica la soglia al di sopra della quale la precipitazione è tutta liquida mentre il valore più basso quella al di sotto della quale tutta la precipitazione è solida [Kienzle 2008]. Garen e Marks 2005 hanno proposto di utilizzare invece la temperatura di rugiada, così da poter ridurre l'intervallo di coesistenza di neve e pioggia e poter definire un unico valore di soglia. In GEOTop sono disponibili entrambi i metodi. Le soglie di temperatura sono impostate come parametri e la divisione tra pioggia e neve all'interno dell'intervallo viene calcolata con un'interpolazione lineare.

La densità della neve fresca dipende dalle dimensioni del grano e del tipo di cristallo, in quanto influenzano il modo in cui la neve fresca è depositata al suolo. Grani più piccoli e arrotondati lasciano meno spazi vuoti e determinano una neve densa. Tuttavia è possibile tener conto di questi effetti con una parametrizzazione della densità in funzione della temperatura dell'aria e del vento, più facili da misurare e correlabili alla densità di neve fresca [Judson e Doesken 2000]. La formula proposta da R. E. Jordan et al. 1999 incorpora gli effetti della temperatura e del vento:

$$\rho_{ns} = \begin{cases} 500 - 475.5 \exp \left[-1.4(5.0 - T_a)^{-1.15} - 8 \frac{w_s^{1.7}}{1000} \right] & T_a > -13 \text{ } ^\circ\text{C} \\ 500 - 452.0 \exp \left[-8 \frac{w_s^{1.7}}{1000} \right] & T_a \leq -13 \text{ } ^\circ\text{C} \end{cases} \quad (42)$$

dove ρ_{ns} (kgm^{-3}) è la densità della neve fresca.

4 | APPLICAZIONE

Per consentire la massima trasparenza e ripetibilità, in questo capitolo si illustrano le procedure utilizzate per l'estrazione dei dati meteorologici e la preparazione della base geospaziale ed infine si riportano gli script realizzati per condurre le simulazioni NewAge.

4.1 SCHEMA OPERATIVO

Lo schema operativo individuato per modellare le portate è raffigurato in fig. 26.

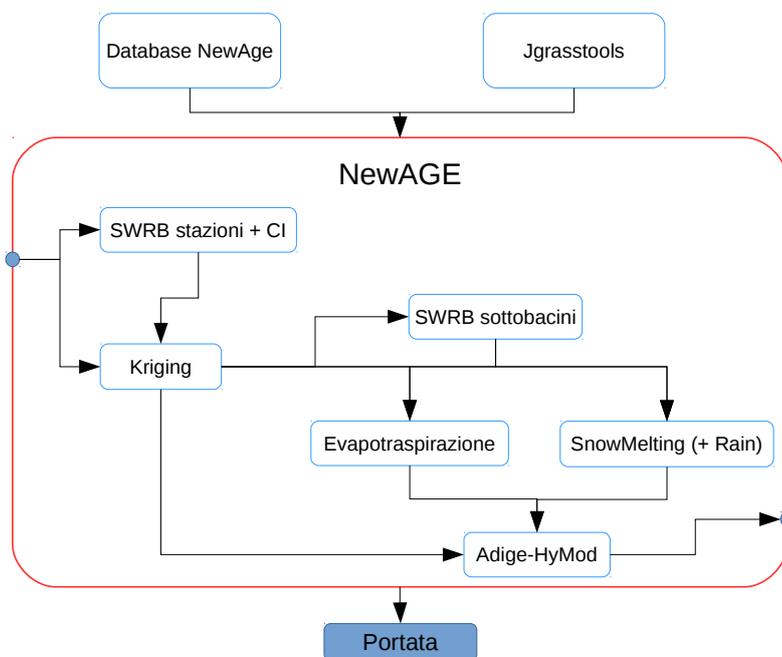


Figura 26: Schema operativo per l'applicazione del modello idrologico.

L'informazione meteorologica deriva dal database "NewAGE" mentre quella idro-geologica dallo studio idrogeologico condotto con l'ausilio dei "Jgrasools".

Il modello idrologico è poi costituito da un'insieme di soluzioni modellistiche studiate in modo tale da ridurre al minimo il numero di moduli necessari, evitando ridondanze ma permettendo al contempo di seguire i passaggi intermedi.

I dati meteo delle stazioni di misura sono spazializzati sui centroidi dei 183 sottobacini estratti dalla procedura GIS. Il clearness index è prima cal-

colato sulle stazioni, ove si dispone della radiazione misurata a terra, e poi anch'esso spazializzato sui centroidi.

Il bilancio radiativo ad onda corta è stato calcolato separatamente, in quanto richiesto come dato d'ingresso per il calcolo dell'evapotraspirazione e della neve.

4.2 ESTRAZIONE DEI DATI METEO DAL DATABASE NEWA-GE

L'estrazione dei dati meteo si realizza annidando due queries, lavorando così a tre livelli. Vengono selezionati dapprima gli id dei punti di monitoraggio nel raggio di 10 km dalla maschera del bacino; successivamente vengono selezionati gli id delle serie temporali della grandezza fisica d'interesse che dispongono di dati nel periodo desiderato; infine si selezionano i dati meteo nel periodo desiderato, aggregandoli sull'ora attraverso l'operatore di media aritmetica o di somma in caso di precipitazione.

Listing 3: Query utilizzata per estrarre i dati meteorologici.

```
-- selezione dati temperatura, umidita, radiazione, neve
SELECT m.punti_monitoraggio_id, s.metadati_id, strftime('%Y-%m-%d %H', s.
  dataora / 1000, 'unixepoch') || ":00" as dataora, round(avg(s.valore
),1) as valore,s.affidabilita
FROM serie_temporali s, metadati m
WHERE s.metadati_id IN (
  SELECT m.id
  FROM metadati m, punti_monitoraggio p
  WHERE m.tipologia_serie_temporali_id=8
  AND m.punti_monitoraggio_id IN (
    SELECT p.id
    FROM a_raintal a, punti_monitoraggio p
    WHERE ST_Intersects(a.the_geom, ST_Buffer(p.the_geom,
      10000))
  )
  AND p.id=m.punti_monitoraggio_id
  AND m.fine>=strftime('%s','2010-01-01 00:00:00')*1000
  AND m.inizio<strftime('%s','2015-01-01 00:00:00')*1000
)
AND s.dataora>=strftime('%s','2010-01-01 00:00:00')*1000
AND s.dataora<strftime('%s','2015-01-01 00:00:00')*1000
AND s.metadati_id=m.id
GROUP BY m.punti_monitoraggio_id, strftime('%Y-%m-%d %H', s.dataora /
  1000, 'unixepoch')
```

In modo analogo si selezionano le stazioni meteo di cui si dispongono dati. L'unica accortezza riguarda la formattazione della colonna geometrica, che deve garantire una corretta esportazione della mappa vettoriale in formato ESRI shape.

Listing 4: Query utilizzata per creare la mappa vettoriale delle stazioni meteo.

```

-- stazioni con serie disponibili e relativa geometria
SELECT p.id, p.nome, group_concat(m.id) serie_id, group_concat(m.
    tipologia_serie_temporali_id) tst_id, AsBinary(the_geom) the_geom
FROM metadati m, punti_monitoraggio p
WHERE m.tipologia_serie_temporali_id IN (2,6,8,10,13,15)
AND m.punti_monitoraggio_id IN (
    SELECT p.id
    FROM a_rainfal a, punti_monitoraggio p
    WHERE ST_Intersects(a.the_geom, ST_Buffer(p.the_geom, 10000))
)
AND p.id=m.punti_monitoraggio_id
AND m.fine>=strftime('%s', '2010-01-01 00:00:00')*1000
AND m.inizio<strftime('%s', '2015-01-01 00:00:00')*1000
GROUP BY m.punti_monitoraggio_id

```

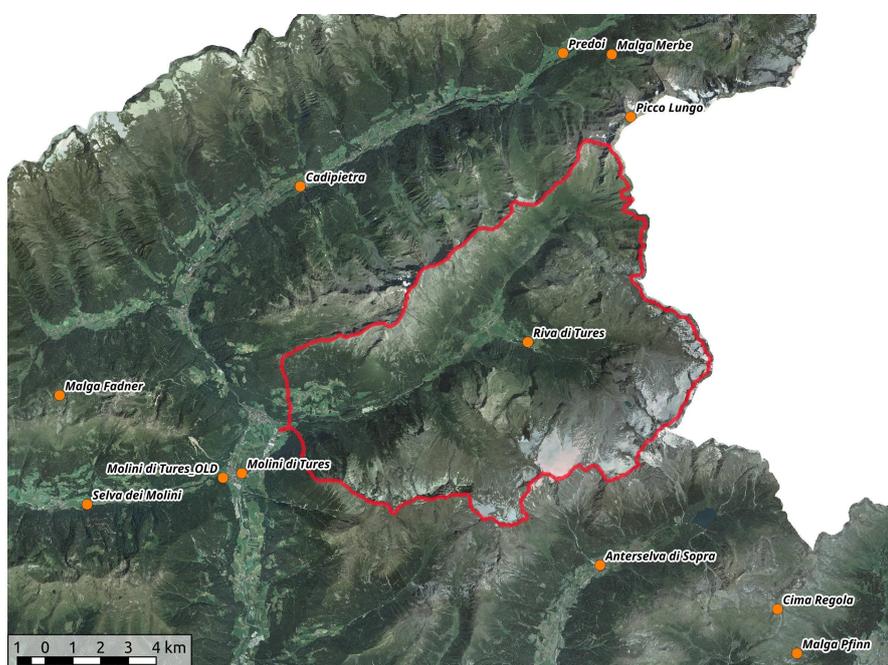


Figura 27: Stazioni meteorologiche selezionate dal database "NewAGE".

Le due query possono produrre in output la mappa vettoriale contenente le stazioni meteo ed i file ".csv" per le variabili meteorologiche d'interesse. I file contenenti i dati meteo devono però essere formattati secondo lo standard OMS3, il quale prevede un header così impostato:

```

@T,table
@H,data_ora,value_1,value_2,value_3,value_4,value_5,value_6
ID, ,45100,45200,47400,50360,50400,50500

```

dove con la keyword @T si indica il nome della tabella, mentre con @H il nome delle colonne. Nella riga successiva si specificano i codici id delle stazioni meteo, in modo da poterli connettere a quelli specificati nella mappa georeferenziata. Qualsiasi linguaggio di scripting può prestarsi a tale scopo.

4.3 PROCEDURA GIS

Per ottenere tutte le informazioni spaziali, è stata creata una procedura *groovy* che sfrutta la già citata libreria Java per l'idrologia, **Jgrasstools**. Tale procedura è reperibile al link DOI del lavoro di tesi.

4.3.1 Dati richiesti dal modello

Le componenti che costituiscono il modello idrologico, oltre alla mappa delle stazioni meteo già prodotta grazie al database NewAge, richiedono in ingresso le seguenti mappe:

- mappa raster DTM;
- mappa vettoriale dei centroidi dei sottobacini;
- mappa vettoriale del reticolo idrografico;
- mappa raster dello skyview factor.

Il modello digitale del terreno costituisce l'unico vero input geospaziale di questa procedura, in quanto tutte le altre mappe derivano dal DTM stesso.

La cartella di lavoro avrà come unica risorsa il file del DTM ed eventuali file contenenti i metadati della proiezione. Lo script viene lanciato grazie all'interfaccia di STAGE, avendo cura di settare la cartella di lavoro.

La procedura GIS nelle fasi preliminari può essere convenientemente scomposta in due parti. Nella prima lo scopo è quello di individuare il reticolo idrografico, calcolato sull'intero DTM. Ciò permette di verificare che le coordinate della sezione di chiusura del bacino, ricadano su una cella del reticolo estratto.

La seconda parte del codice estrae la maschera di bacino e ritaglia su di essa le mappe precedentemente prodotte. Poi ricava la mappa vettoriale del reticolo idrografico e la mappa dei centroidi dei sottobacini.

4.3.2 Delineazione del reticolo idrografico preliminare

Il primo passo consiste nell'eliminazione delle depressioni dal DTM grazie al modulo "Pitfiller". Ciò consente al successivo modulo "FlowDirections", di poter sempre determinare una direzione di drenaggio per ogni cella raster. Il tool "DrainDir" ricalcola le direzioni di drenaggio minimizzando la deviazione dal flusso reale. Infine il calcolo del reticolo preliminare, con il comando "ExtractNetwork" facilita la scelta del punto di chiusura del bacino (fig. 28).

4.3.3 Delineazione del reticolo definitivo e dei sottobacini

Una volta determinate le coordinate di chiusura del bacino è possibile procedere con la seconda parte dello script. In questa fase si ricava la maschera

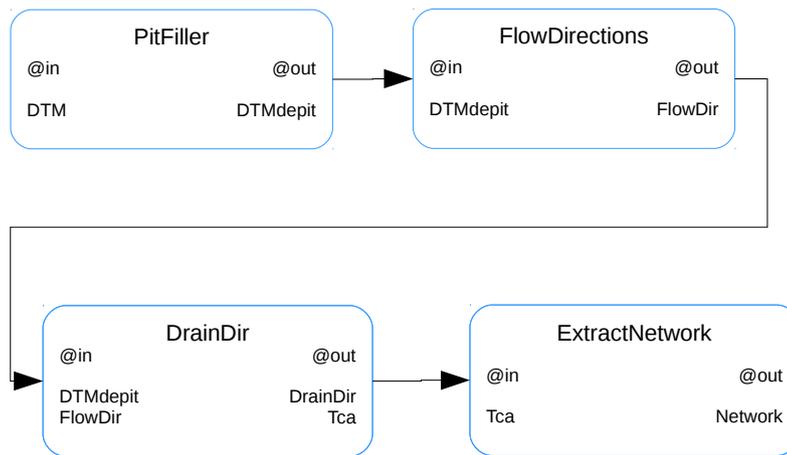


Figura 28: Schema per l'estrazione del reticolo idrografico raster.

del bacino con il comando "Wateroutlet" e si ritagliano quindi le altre mappe su di essa (fig. 29).

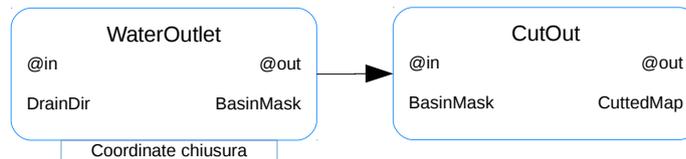


Figura 29: Schema per l'estrazione della maschera di bacino e per il ritaglio delle mappe.

Con i moduli "ExtractNetwork" e "NetNumbering", imponendo diverse soglie sull'area contributiva, è possibile estrarre il reticolo raster definitivo e la relativa mappa dei sottobacini. Il codice cicla sugli elementi del vettore "pThres" che contiene diverse soglie di tentativo, in modo da consentire all'utente una più facile determinazione di tale parametro. Il reticolo è poi vettorializzato con il tool "NetworkAttributesBuilder", che produce una tabella attributi con utili informazioni idrologiche, come l'ordine di Strahler, la numerazione di Pfafstetter modificata. Altre utili informazioni possono essere aggiunte con il comando "VectorReshaper" o "RasterCatToFeatureAttribute", a seconda che le informazioni vengano ottenute rispettivamente dal vettoriale stesso oppure da una mappa raster. La tabella attributi del reticolo idrografico viene quindi completata con il numero del sottobacino, la lunghezza dei canali, la quota minima e quella massima (fig. 30).

La mappa dei sottobacini è realizzata con il comando "BasinShape" da cui viene infine ricavata quella dei centroidi con il già noto "VectorReshaper" (fig. 31).

Altre mappe utili sono la maschera vettoriale del bacino, la mappa dello sky view factor e l'ombreggiamento (fig. 32).

La procedura GIS fornisce tutte le informazioni spaziali, topologiche e idrologiche, già predisposte per essere date in input al modello idrologico.

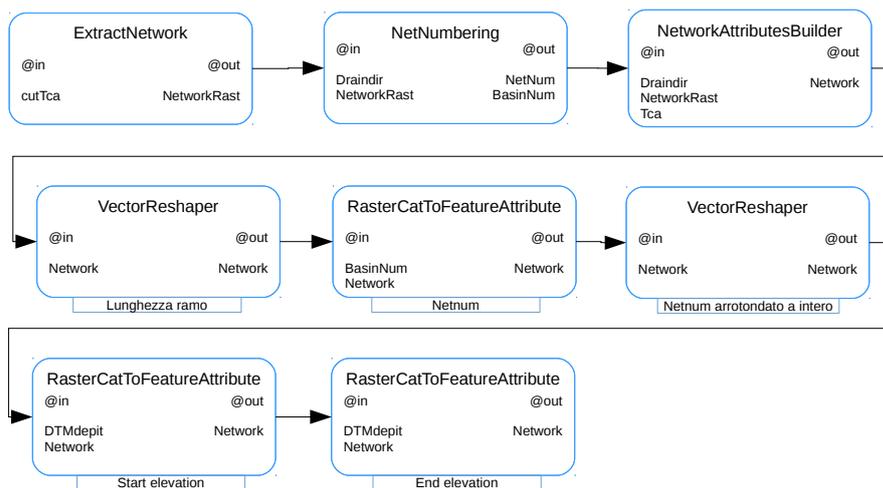


Figura 30: Schema per la realizzazione della mappa vettoriale del reticolo idrografico, completa delle informazioni idrologiche necessarie per NewAGE.

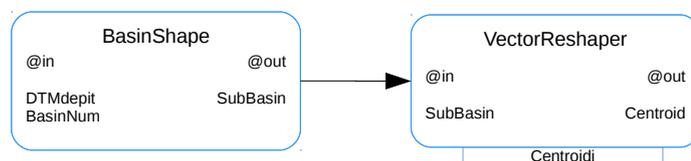


Figura 31: Tools per la creazione della mappa vettoriale dei sottobacini e quella dei relativi centroidi.



Figura 32: Tools utilizzati per produrre la maschera di bacino vettoriale, la mappa raster dello sky-view factor e la mappa del rilievo ombreggiato.

4.4 SIMULAZIONI OMS3

Al fine di modellare le portate idriche nel bacino in esame è possibile studiare un'unica soluzione modellistica che connette tutte le componenti OMS necessarie. Tuttavia per consentire un maggior controllo dei risultati intermedi e agevolare le calibrazioni dei parametri delle componenti intermedie, conviene suddividere la modellazione in più soluzioni modellistiche.

Dunque in questo lavoro di tesi si propongono le seguenti soluzioni modellistiche:

- spazializzazione dei dati meteo;
- calcolo Radiazione ad onda corta e Clearness Index per le stazioni;
- calcolo Radiazione per i sottobacini;
- calcolo dell'evapotraspirazione;

- calcolo dello snow melting (con calibrazione);
- calcolo delle portate (con calibrazione).

4.4.1 Spazializzazione dati meteorologici

La spazializzazione dei dati meteorologici richiede uno studio attento della parametrizzazione del semivariogramma teorico.

Benché la componente "Kriging" disponga di un calibratore che calcola i parametri del semivariogramma ad ogni timestep, si è preferito calcolarli su un intervallo temporale caratteristico per la grandezza meteo da spazializzare, mantenendoli costanti per tutta la durata della simulazione.

I semivariogrammi sperimentali e teorici per ogni grandezza meteo sono stati ottenuti tramite il software "R" e poi utilizzati nella simulazione d'interpolazione con kriging.

L'interpolazione spaziale per il clearness index naturalmente avviene in seguito al calcolo della shortwave e del clearness index stesso presso le stazioni meteorologiche (presentato in 4.4.3).

Modelling Solution: Kriging

@Components

- jgrasstools;
- Krigings;

@Inputs

- grandezza meteo misurata presso le stazioni meteorologiche;
- vector: stazioni meteorologiche;
- vector: centroidi sottobacini.

@Outputs

- grandezza meteo interpolata sui centroidi dei sottobacini.

Schema

In figura 33 si riporta lo schema della soluzione modellistica per la spazializzazione dei dati meteorologici e per il clearness index.

Parametri

La tabella 7 riporta la parametrizzazione utilizzata per la simulazione.

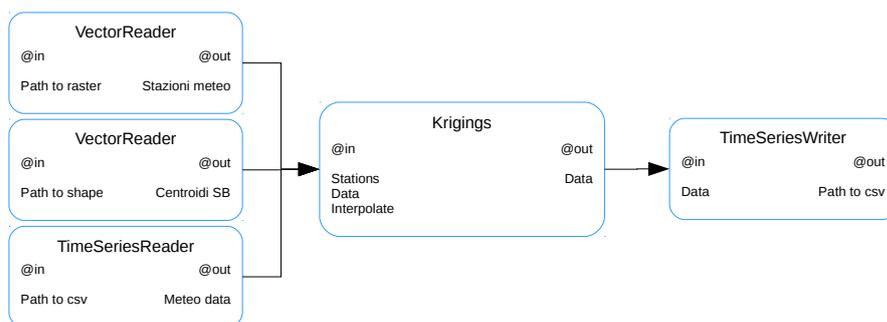


Figura 33: Schema della soluzione modellistica per il kriging.

Tabella 7: Valori dei parametri utilizzati per la spazializzazione dei dati meteorologici.

Variabile meteo	detrended	range	sill	nugget
precipitazione	false	5000	0.54	0.05
temperatura	true	8000	58	0.3
umidità relativa	true	8000	0.07	1.5
clearness index	false	12000	0.11	0.08

4.4.2 Radiazione ad onda corta per i sottobacini

Il calcolo della radiazione ad onda corta è richiesto per modellare sia l’evapotraspirazione che la fusione della neve. Per questo motivo si è scelto di calcolarlo a parte, a monte delle altre simulazioni. Oltretutto il costo computazionale della componente SWRB impone di non poter essere utilizzata in un calibratore.

Modelling Solution: Short wave sottobacini

@Components

- jgrasstools;
- ShortWaveRadiationBalance.

@Inputs

- temperatura aria (°C);
- umidità aria (%);
- raster: DTM ritagliato sul bacino;
- raster: Sky view factor;
- vector: centroidi sottobacini.

@Outputs

- radiazione diretta;

- radiazione diffusa;
- radiazione sommità atmosfera.

Schema

In figura 34 si riporta lo schema della soluzione modellistica per la modellazione della radiazione ad onda corta.

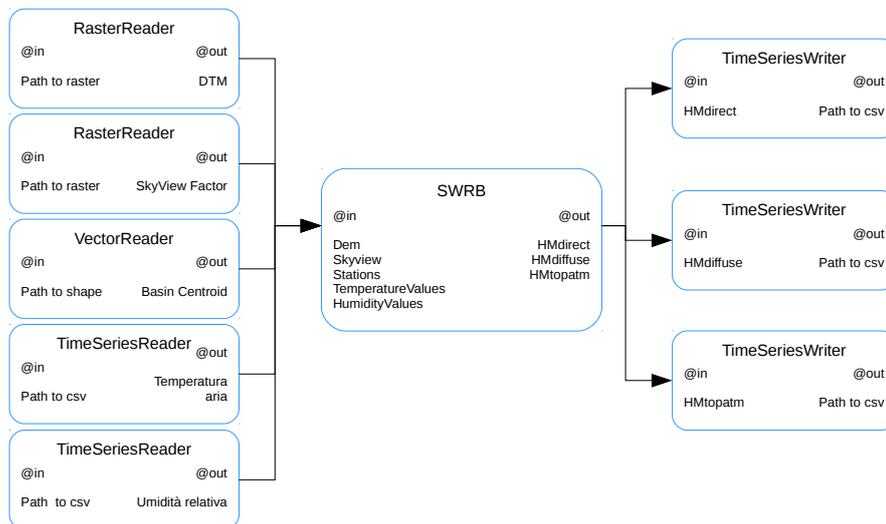


Figura 34: Schema della soluzione modellistica per la radiazione ad onda corta.

Parametri

La tabella 8 riporta la parametrizzazione utilizzata per la simulazione

Tabella 8: Valori dei parametri utilizzati per la modellazione della radiazione ad onda corta.

Componente	Parametro	Valore
ShortWaveRadiationBalance	pCmO3	0.6 [cm]
ShortWaveRadiationBalance	pAlphag	0.9 [—]
ShortWaveRadiationBalance	pVisibility	80 [km]

4.4.3 Clearness Index presso le stazioni

La stima del clearness index richiede in input la radiazione misurata al suolo e quindi può essere svolta solo presso le stazioni meteo. In seguito è possibile spazializzare il clearness index calcolato sulle stazioni, su tutti i sottobacini.

Si sarebbe potuto anche spazializzare la radiazione ad onda corta misurata presso le stazioni sui centroidi e poi ricavare il clearness index. In questo modo però la radiazione, non tenendo conto della topografia del terreno, falserebbe il valore del clearness index.

Modelling Solution: Clearness index

@Components

- jgrasstools;
- ShortWaveRadiationBalance;
- ClearnessIndex.

@Inputs

- temperatura aria (°C);
- umidità aria (%);
- radiazione ad onda corta misurata (W/m^2);
- raster: DTM ritagliato sulle stazioni meteo;
- raster: Sky view factor
- vector: centroidi sottobacini.

@Outputs

- radiazione diretta;
- radiazione diffusa;
- radiazione sommità atmosfera;
- clearness index.

Schema

In figura 35 si riporta lo schema della soluzione modellistica per il calcolo del clearness index presso le stazioni meteorologiche.

Parametri

La tabella 9 riporta la parametrizzazione utilizzata per la simulazione.

Tabella 9: Valori dei parametri utilizzati per la modellazione della radiazione ad onda corta.

Componente	Parametro	Valore
ShortWaveRadiationBalance	pCmO3	0.6 [cm]
ShortWaveRadiationBalance	pAlphag	0.9 [-]
ShortWaveRadiationBalance	pVisibility	80 [km]

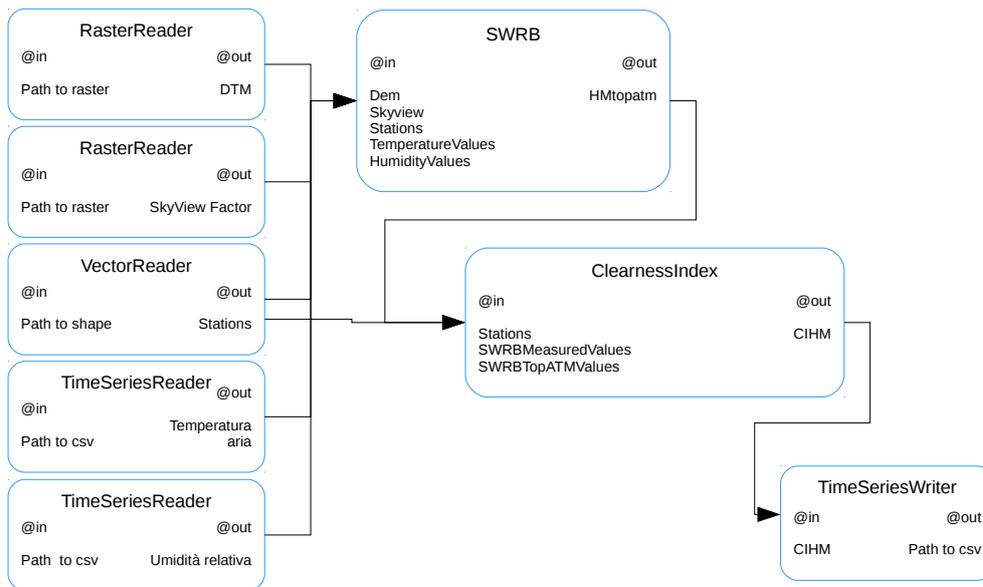


Figura 35: Schema della soluzione modellistica per il clearness index.

4.4.4 Evapotraspirazione

Una volta calcolate la radiazione ad onda corta ed il clearness index è possibile stimare la radiazione ad onda lunga e quindi quella netta. Con la radiazione netta e la temperatura dell'aria è poi possibile risalire all'evapotraspirazione, calcolata secondo Priestley-Taylor. Questa soluzione modellistica non propone la calibrazione. I parametri utilizzati sono quelli proposti dagli autori della componente ETP ed in seguito modificati in base a considerazioni sul bilancio idrologico del bacino.

Modelling Solution: Evapotraspirazione

@Components

- jgrasstools;
- LongWaveRadiationBalance;
- NetRadiation;
- ETP;

@Inputs

- Temperatura aria ($^{\circ}\text{C}$);
- Clearness Index;
- Radiazione ad onda corta diretta (W/m^2);

@Outputs

- Evapotraspirazione (mm).

Schema

In figura 36 si riporta lo schema della soluzione modellistica per il calcolo dell'evapotraspirazione.

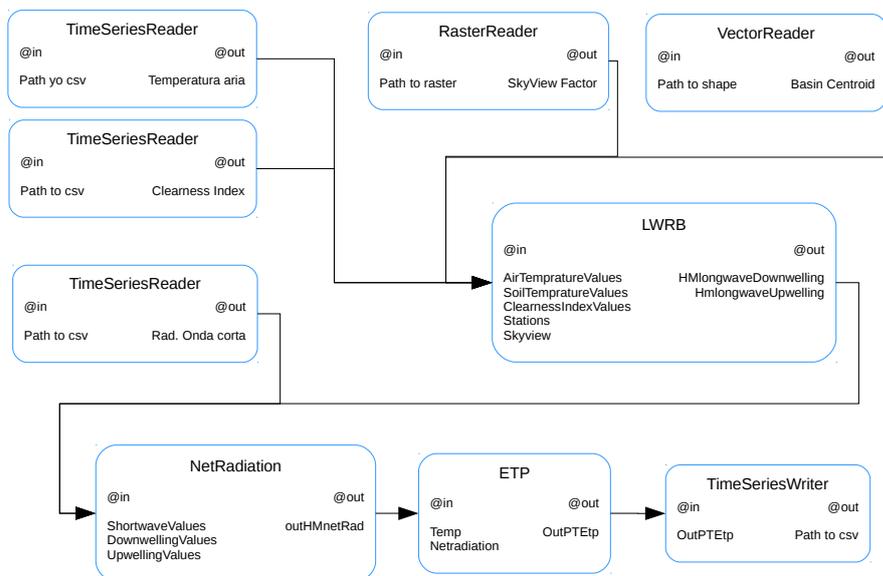


Figura 36: Schema della soluzione modellistica per l'evapotraspirazione.

Parametri

La tabella 10 riporta la parametrizzazione utilizzata per la simulazione.

Tabella 10: Valori dei parametri utilizzati per la modellazione dell'evapotraspirazione.

Componente	Parametro	Valore
LongWaveRadiationBalance	X	0.70 [-]
LongWaveRadiationBalance	Y	5.95 [-]
LongWaveRadiationBalance	model	"6"
LongWaveRadiationBalance	epsilon_S	0.98 [-]
LongWaveRadiationBalance	A_Cloud	0.5 [-]
LongWaveRadiationBalance	B_Cloud	0.1 [-]
NetRadiation	alpha	0 [-]
ETP	defaultPressure	101.3 [Pa]
ETP	pAlpha	0.8 [-]
ETP	pGmorn	0.35 [MJm ² day ⁻¹]
ETP	pGnight	0.75 [MJm ² day ⁻¹]

4.4.5 Modellazione della neve

La modellazione della neve dal punto di vista idrologico prevede essenzialmente due fasi: quella di accumulo e quella di fusione. L'accumulo si verifica nel periodo invernale ed ha l'effetto di stoccare acqua allo stato solido che verrà poi rilasciata nel periodo primaverile ed estivo. Nella soluzione modellistica qui proposta, la neve è modellata secondo il metodo proposto da R. Hock.

Sono state implementate due soluzioni modellistiche, una con calibrazione ed una senza. La calibrazione avviene mediante l'algoritmo "LUCA" (Let Us CALibrate) con 3 round da 200 step l'uno, con funzione obiettivo "KGE" e strategia "Mean". Entrambi i codici delle due simulazioni sono disponibili al link DOI [10.0.20.161/zenodo.437571](https://doi.org/10.0.20.161/zenodo.437571).

La calibrazione è stata possibile grazie alle mappe di snow water equivalent (SWE) fornite dal modello deterministico GEOtop, utilizzato per la produzione di mappe di neve "MySnowMaps" da MobyGIS S.r.l. La scelta di utilizzare la neve così modellata deriva principalmente da due aspetti:

- la possibilità di avere un buon numero di punti in cui poter calibrare il modello e soprattutto a diverse quote e su diversi versanti;
- la difficoltà nel convertire un'altezza di neve in contenuto d'acqua equivalente, ovvero nello stimare la densità della neve.

Le mappe sono fornite per i periodi dal 14/10/2012 al 08/05/2013 e dal 16/10/2013 al 29/06/2014, con una risoluzione di 250 m. Dunque è stato possibile calibrare la neve su due stagioni invernali.

Modelling Solution: Neve

@Components

- jgrasstools;
- RainSnowSep;
- SnowMelting.

@Inputs

- Precipitazione totale (mm);
- Temperatura aria (°C);
- Radiazione diretta ad onda corta (W/m^2);
- raster: DTM;
- raster: sky view factor;
- vector: centroidi sottobacini.

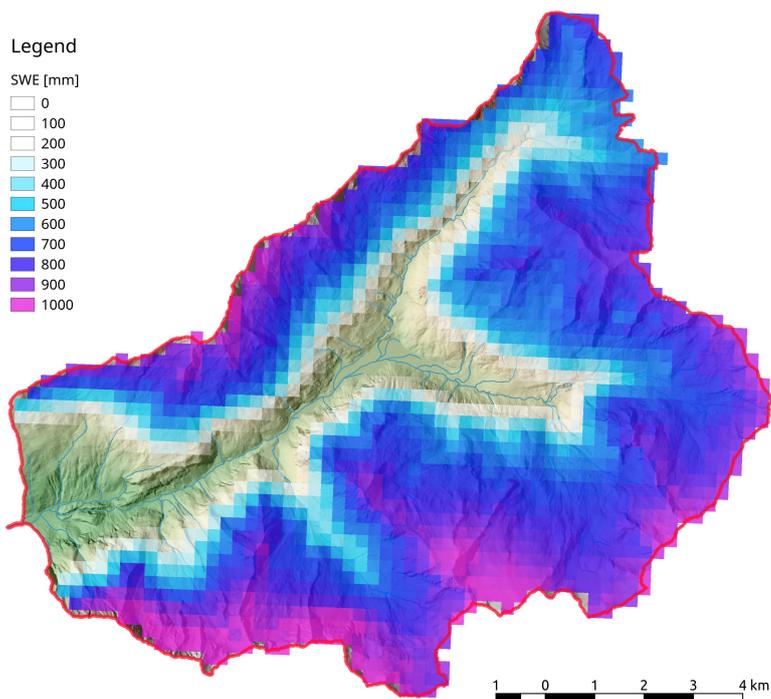


Figura 37: Esempio di una mappa di neve fornita dal modello GEOTop per il 13 aprile 2014 [MySnowMaps, MobyGIS].

@Outputs

- Snowmelting (mm);
- Snow water equivalent (mm).

Schema

In figura 38 si riporta lo schema della soluzione modellistica per l'accumulo e la fusione della neve.

Parametri

La tabella 11 riporta la parametrizzazione utilizzata per la simulazione.

4.4.6 Modellazione delle portate

Le portate sono modellate con la componente Adige-Hymod [G.Formetta]. Gli input sono costituiti dal melting della neve che comprende anche la precipitazione liquida e dall'evapotraspirazione. Viste le ridotte dimensioni del bacino e le forti pendenze del reticolo idrografico, in questa soluzione modellistica non è stato considerato il channel routing.

Sono state implementate due soluzioni modellistiche, una con calibrazione ed una senza. La calibrazione avviene mediante l'algoritmo "LUCA" (Let Us

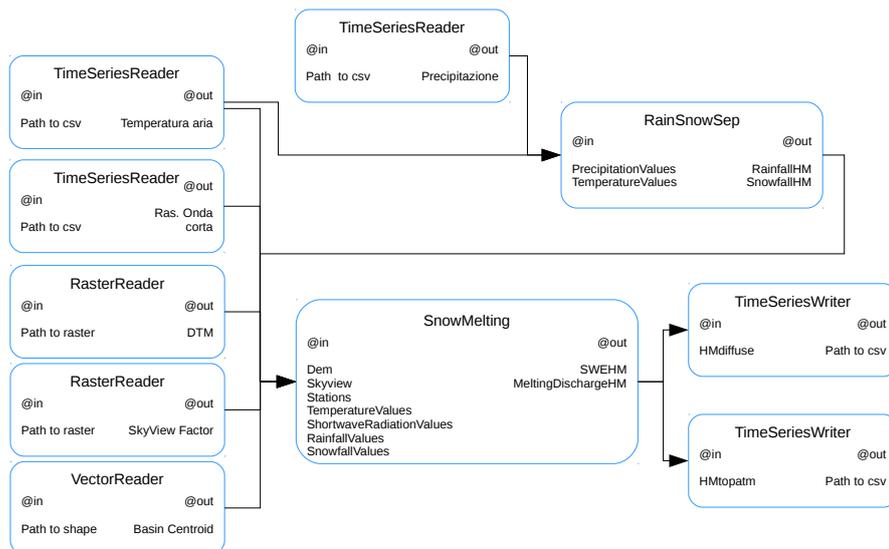


Figura 38: Schema della soluzione modellistica per la neve.

Tabella 11: Valori dei parametri utilizzati per la modellazione della neve.

Componente	Parametro	Valore
RainSnowSep	alfa_r	0.98 [—]
RainSnowSep	alfa_s	1.35 [—]
RainSnowSep	meltingTemperature	1.94 [°C]
SnowMelting	model	"Hock"
SnowMelting	combinedMeltingFactor	0.021347 [—]
SnowMelting	freezingFactor	0.002 [—]
SnowMelting	radiationFactor	8.562E - 4 [—]
SnowMelting	alfa_l	0.378899 [—]
SnowMelting	meltingTemperature	1.94 [°C]

CAlibrate) con 2 round da 200 step l'uno, con strategia "Mean". Entrambi i codici delle due simulazioni sono disponibili al link DOI.

La calibrazione avviene presso la sezione di chiusura corrispondente al sottobacino con netnumber "146" (nei pressi di Campo Tures), dove è presente un idrometro. Al fine di garantire una corretta condizione iniziale per quanto riguarda l'accumulo della neve e per assicurarsi condizioni di portata stabili, si è scelto un periodo di calibrazione compreso tra marzo 2013 e gennaio 2014.

I parametri calibrati sono stati poi utilizzati per stimare la portata presso l'opera di presa, più a monte.

Modelling Solution: Portate idriche

@Components

- jgrasstools.gears;

- Adige-Hymod;

@Inputs

- snow melting + precipitazione liquida (mm);
- evapotraspirazione (mm);
- Radiazione diretta ad onda corta (W/m^2);
- vector: reticolo idrografico;
- vector: poligoni sottobacini.

@Outputs

- Portata (m^3/s).

Schema

In figura 33 si riporta lo schema della soluzione modellistica per il calcolo delle portate idriche presso l'idrometro.

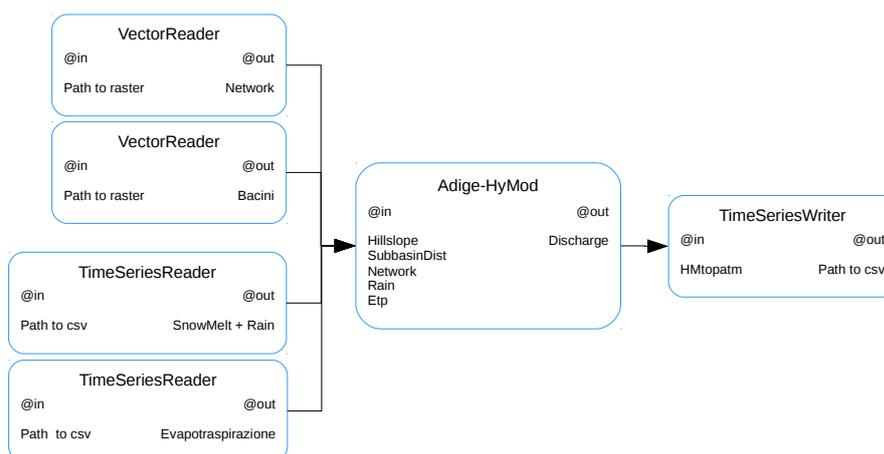


Figura 39: Schema della soluzione modellistica per le portate.

Parametri

La tabella 12 riporta la parametrizzazione utilizzata per la simulazione.

Tabella 12: Valori dei parametri utilizzati per la modellazione delle portate idriche.

Componente	Parametro	Valore
Adige-Hymod	pCmax	942.38
Adige-Hymod	pB	0.8969
Adige-Hymod	pAlpha	0.40884
Adige-Hymod	pRs	0.03064
Adige-Hymod	pRq	0.004366
Adige-Hymod	pMetp	1.1
Adige-Hymod	pMrain	1.0065
Adige-Hymod	pQo	0.1

5

RISULTATI

Nel presente capitolo si presentano i risultati delle soluzioni modellistiche mostrate nel capitolo 4.

5.1 DATI IN INGRESSO A NEWAGE

5.1.1 Precipitazione cumulata

La precipitazione interpolata con ordinary kriging e poi cumulata è rappresentata in fig. 40 per tre sottobacini ai limiti del dominio di calcolo.

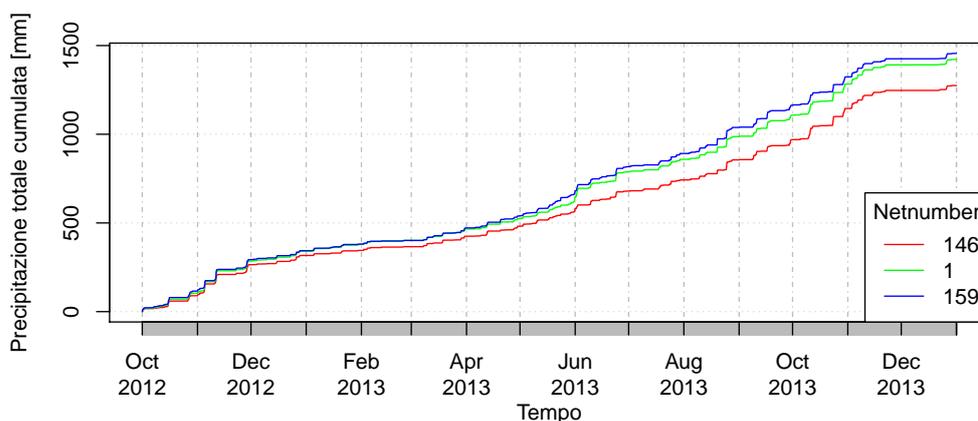


Figura 40: Precipitazione cumulata ottenuta da interpolazione con ordinary kriging per bacini alle estremità del dominio: "146" (Ovest), "1" (Nord) e "159" (Sud).

Nel periodo da ottobre 2012 a ottobre 2013 si registrano dei valori cumulati di circa 1000 – 1200 mm. La precipitazione minima si trova nella parte più a ovest del bacino della Val di Riva. Considerando un valore medio di 1130 mm e l'estensione del bacino pari a 117 km², il volume precipitato in un anno risulta essere di $130 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

5.1.2 Temperatura dell'aria

La temperatura dell'aria a 2 metri interpolata con il detrended kriging rispetta la topografia del terreno, riportando tendenzialmente valori di temperatura più bassi con l'aumentare della quota altimetrica, come mostrato in figura 41. Si possono altresì notare delle inversioni termiche nel periodo invernale: la più evidente si registra a fine ottobre 2012.

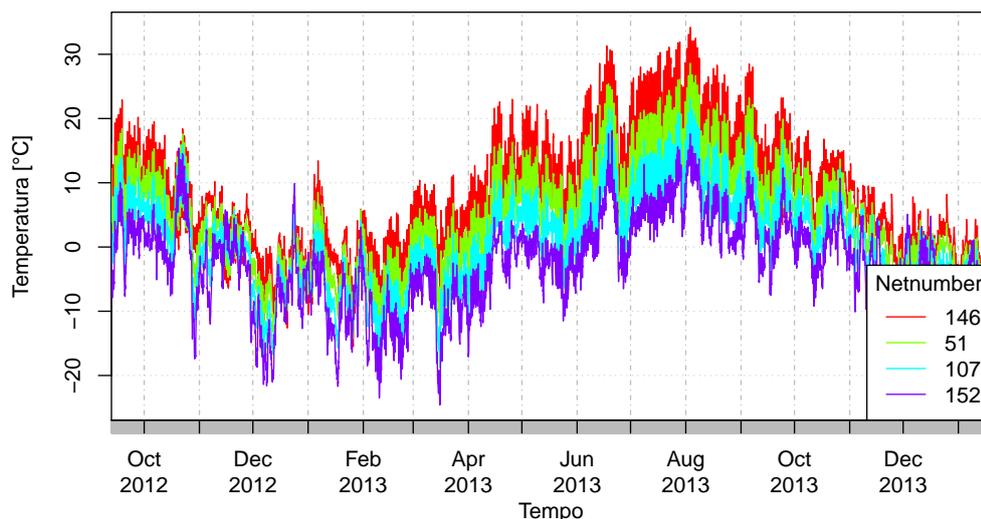


Figura 41: Temperatura dell'aria interpolata con detrended kriging per bacini a diversa quota: "146" (863 m), "51" (1538 m), "107" (2231 m) e "152" (2938 m).

L'interpretazione corretta della temperatura a livello di quota risulta di fondamentale importanza per la modellazione delle portate in presenza di bacini innevati. La differenza di temperatura dovuta ai versanti non è qui considerata, ma il deficit è sopperito in parte dalla radiazione ad onda corta.

5.1.3 Umidità

L'umidità relativa dell'aria a 2 metri interpolata con il detrended kriging ha una minore correlazione con la quota altimetrica (fig. 42).

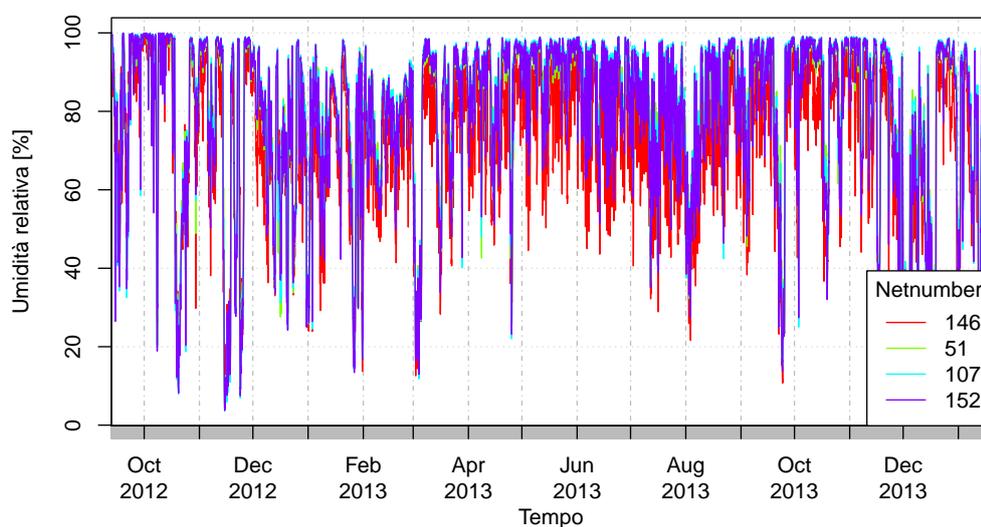


Figura 42: Umidità relativa dell'aria interpolata con detrended kriging per bacini a diversa quota: "146" (863 m), "51" (1538 m), "107" (2231 m) e "152" (2938 m).

5.1.4 Radiazione ad onda corta

La radiazione ad onda corta calcolata con la componente di *NewAGE* "ShortWaveRadiationBalance" interpreta correttamente la topografia.

In figura 43 è rappresentata la radiazione diretta incidente su due sottobacini posti su due versanti opposti, Sud e Nord. Dal grafico si nota chiaramente una minore potenza radiativa per il versante Nord nel periodo estivo, mentre del tutto assente in quello invernale. Infatti il bacino posto a Nord risulta essere in ombra per buona parte dell'anno.

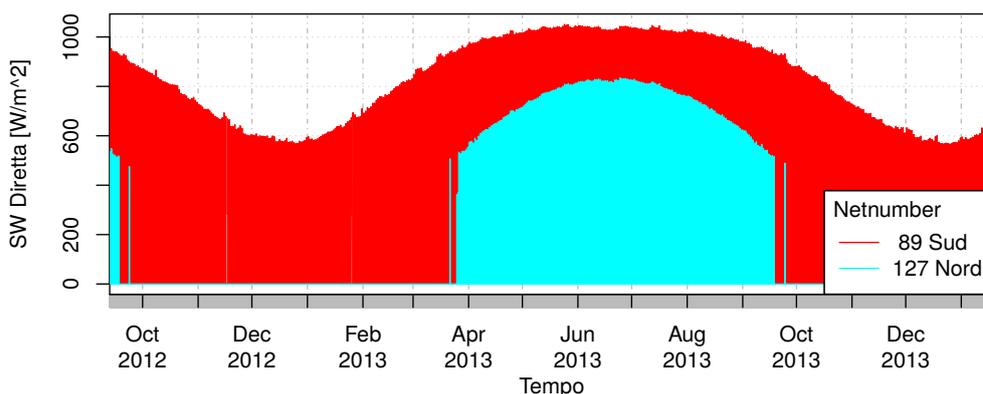


Figura 43: Confronto della radiazione ad onda corta diretta per due versanti esposti diversamente.

La radiazione diffusa (fig. 44) risulta allineata a quella diretta per quanto riguarda la diversa potenza radiativa. Nel periodo invernale, pur essendo il sottobacino a Nord in ombra, riceve comunque la radiazione diffusa.

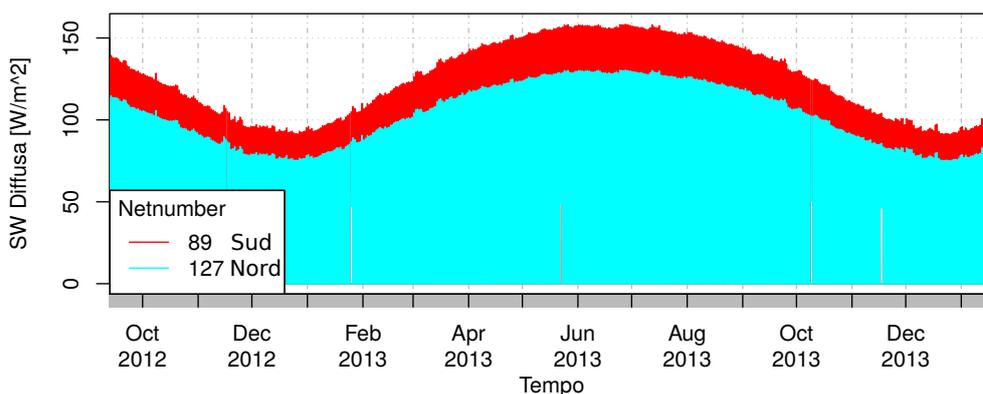


Figura 44: Confronto della radiazione ad onda corta diffusa per due versanti esposti diversamente.

La radiazione calcolata alla sommità dell'atmosfera non presenta una variabilità spaziale significativa, pertanto non viene riportato il grafico di confronto.

5.1.5 Evapotraspirazione

L'evapotraspirazione calcolata con la componente di *NewAGE* "ETP" mostra una marcata relazione con la quota (fig. 45). I sottobacini posti a bassa quota mostrano valori sempre maggiori rispetto a quelli in quota.

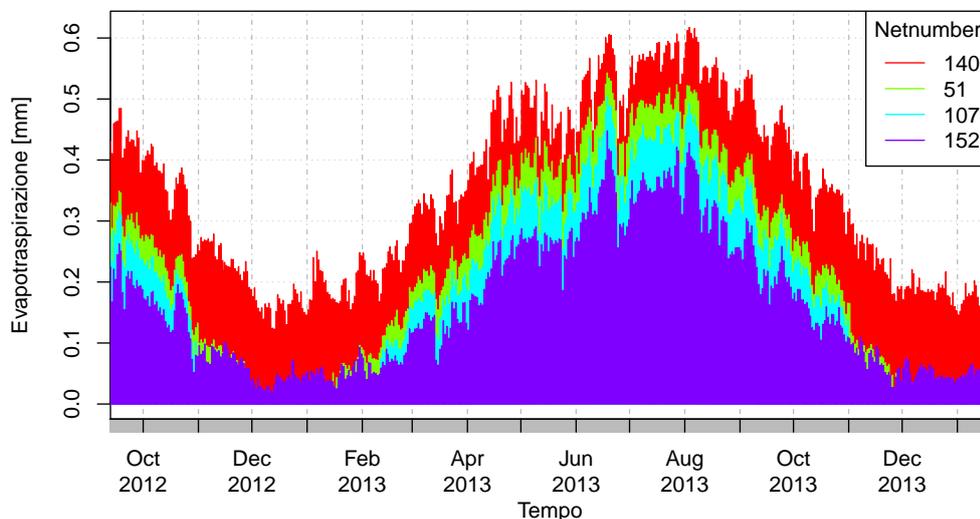


Figura 45: Evapotraspirazione per bacini a diversa quota: "146" (863 m), "51" (1538 m), "107" (2231 m) e "152" (2938 m).

L'andamento stagionale dell'evapotraspirazione è caratterizzato da un minimo nei mesi di dicembre e gennaio ed un massimo nei mesi di luglio e agosto.

5.1.6 Snow melting

I prodotti della componente *NewAGE* "SnowMelting", sono il dato di neve accumulata al suolo in termini di SWE e quello di portata generata dalla fusione della neve.

Il risultato della calibrazione dello SWE per le due stagioni invernali con le mappe di GEOTop, hanno fornito i parametri riportati in tabella 13.

Tabella 13: Valori dei parametri ottenuti dalla calibrazione della neve in termini di SWE.

Parametro	inverno '12-'14	inverno '13-'14
combinedMeltingFactor	0.24	0.145
freezingFactor	0.00725	0.00928
radiationFactor	6.76E - 5	9.386E - 4
alfa_l	0.48	0.49
meltingTemperature	1.82	1.94
OF KGE	0.950	0.967

Il grafico in figura 46 mostra il confronto tra la SWE di *NewAGE* calibrata con quella di GEOTop, per tre bacini posti a quote differenti. I parametri

utilizzati sono quelli stimati calibrando assieme le due stagioni sul bacino con netnumber "71". La fase di accumulo risulta discretamente in sintonia, sia per quota che per stagione invernale. Anche la fase di fusione rispetta il timing e l'entità.

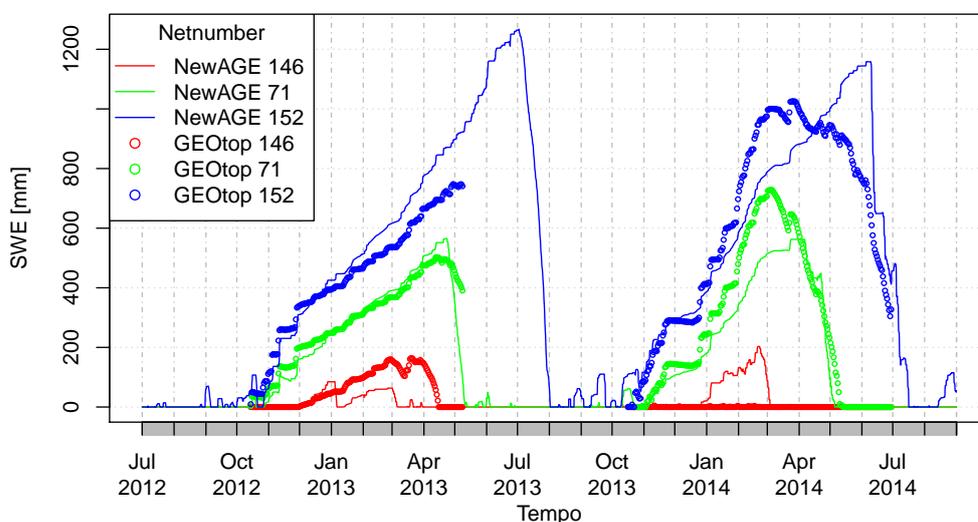


Figura 46: SWE calibrato sui dati di GEOtop per le stagioni invernali '12-'13 e '13-'14, per bacini a diversa quota: "146" (850m), "71" (2012 m) e "152" (2963 m).

Osservando i grafici in fig. 47 e 48 si può constatare come il modello della neve, seppur a parametri concentrati, molto spesso caratterizza bene la distribuzione della neve per quota e per versante. L'accumulo di neve al suolo varia con la quota ma in misura minore con l'esposizione del versante. La fase di fusione è fortemente influenzata da entrambi.

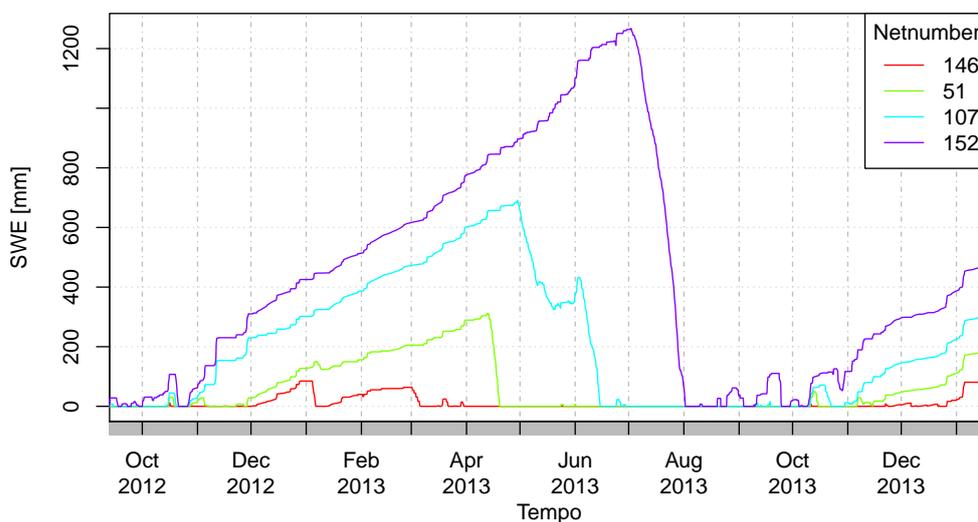


Figura 47: SWE per bacini a diversa quota: "146" (863 m), "51" (1538 m), "107" (2231 m) e "152" (2938 m).

Allo stesso modo anche il melting prodotto presenta un andamento coerente con la fisica. In figura 49 è facilmente riconoscibile la progressiva

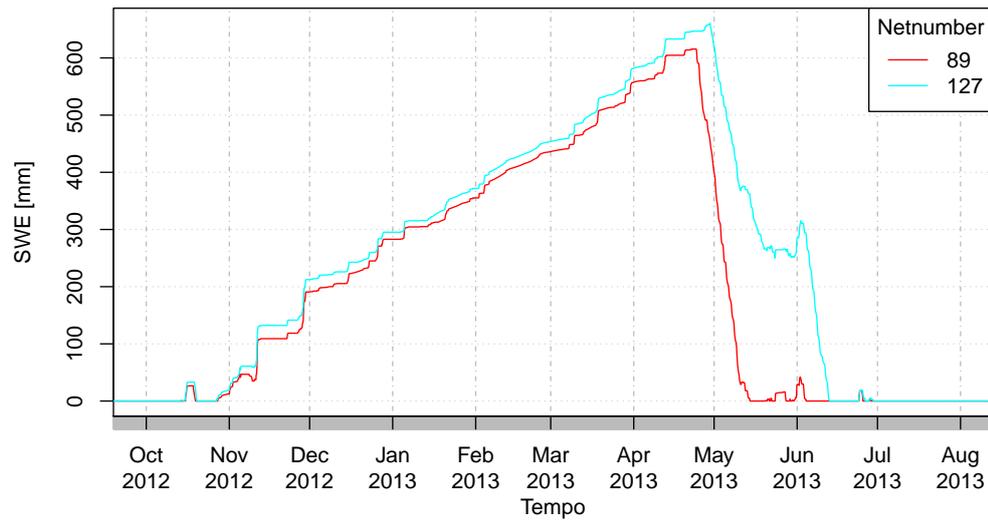


Figura 48: SWE per 2 bacini a quota simile ma su versanti opposti: "89" (Sud) e "127" (Nord).

fusione della neve con la quota. Questo comporta uno sfasamento temporale, infatti i bacini nel fondovalle o ben esposti a Sud (fig. 50) cominciano a produrre un deflusso da fusione già da marzo, ma con quantitativi poco rilevanti. Procedendo con la stagione il melting si sposta su fasce altimetriche via via maggiori e con quantitativi sempre più ingenti.

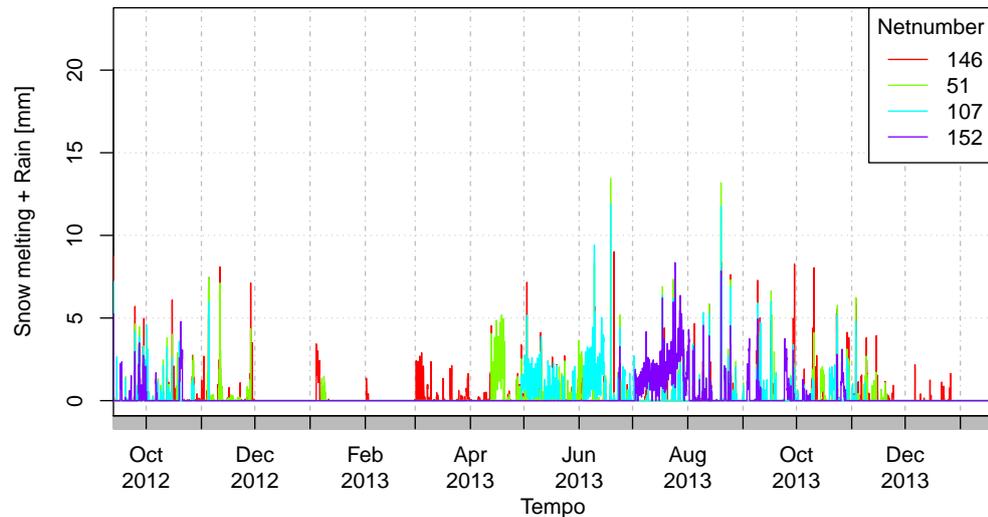


Figura 49: Snow melting per bacini a diversa quota: "146" (863 m), "51" (1538 m), "107" (2231 m) e "152" (2938 m).

5.2 PORTATE IDRICHE

Le calibrazione delle portate idriche è stata ottimizzata per l'uso idroelettrico, quindi cercando una buona stima delle portate prevalenti. Tuttavia è

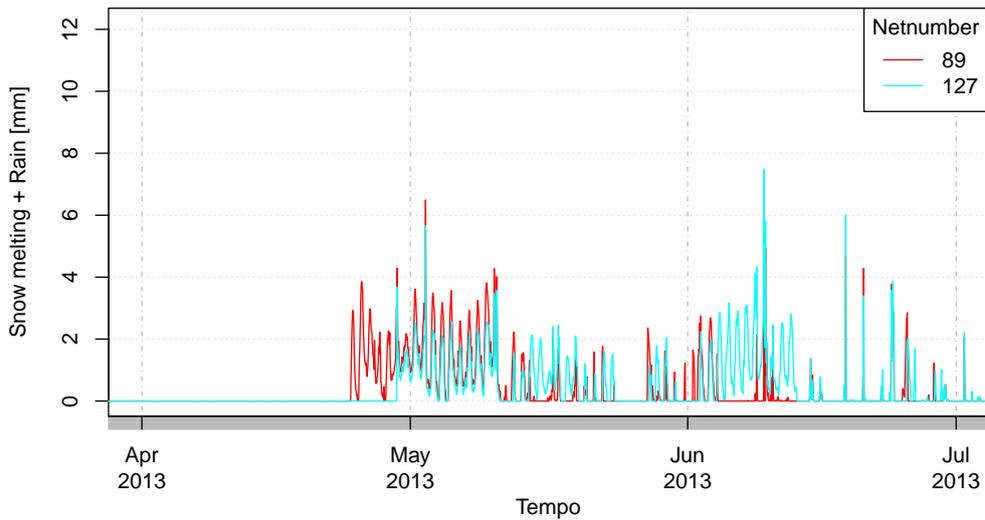


Figura 50: Snow melting per 2 bacini a quota simile ma su versanti opposti: "89" (Sud) e "127" (Nord).

possibile trovare una configurazione tarata in modo da cogliere meglio i picchi di piena. Non è però ancora possibile trovare un unico set di parametri per soddisfare entrambi gli scopi. La tabella 14 mostra i parametri idrologici stimati.

Tabella 14: Valori dei parametri ottenuti dalla calibrazione delle portate idriche.

Parametro	Valori
pCmax	942.3
pB	0.8969
pAlpha	0.4088
pRs	0.03064
pRq	0.004366
OF KGE	0.948

Il confronto tra portate osservate e simulate è visibile in figura 51. La componente Adige-HyMod modella piuttosto bene sia lo snow melting che la precipitazione liquida. Il deflusso di base simulato risulta spesso sottostimato in quanto tende allo zero troppo velocemente. I picchi più ampi dovuti principalmente alla fusione nivale, sono ben rappresentati. Il modello riesce a cogliere bene anche l'oscillazione di portata giornaliera che contraddistingue i mesi primaverili ed estivi, dovuta alle variazioni di temperatura e radiazione. L'effetto è meglio osservabile in figura 52.

Vale la pena soffermarsi sulla brusca diminuzione di portata che presenta il suo minimo tra giugno e luglio. Tale picco negativo si registra in pieno periodo di fusione ed è meglio interpretabile osservando il grafico delle temperature 41. Nella prima metà di giugno la temperatura dell'aria subisce un brusco innalzamento: nel giro di un mese la temperatura media dell'aria a 3000 m passa da -10°C a 11°C . Il manto nevoso raggiunge così l'isoterma anche a quote piuttosto elevate, determinando la fusione della neve e la pro-

duzione di portate. A questo periodo, ne segue un altro caratterizzato da un altrettanto brusco abbassamento di temperatura (circa 14°C) che riporta buona parte del manto a temperature al di sotto dello zero, limitando la produzione di deflusso da fusione.

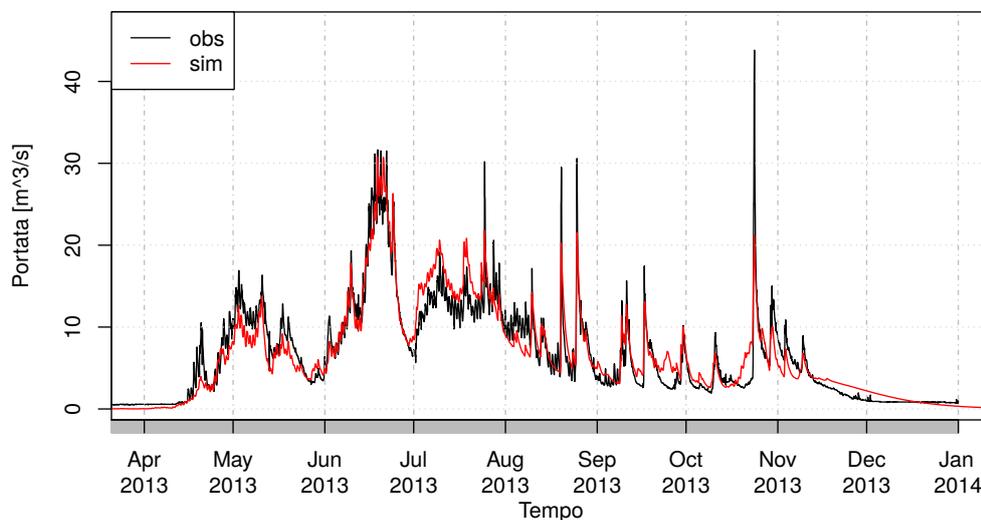


Figura 51: Confronto tra portate osservate e simulate presso l'idrometro di Campo Tures.

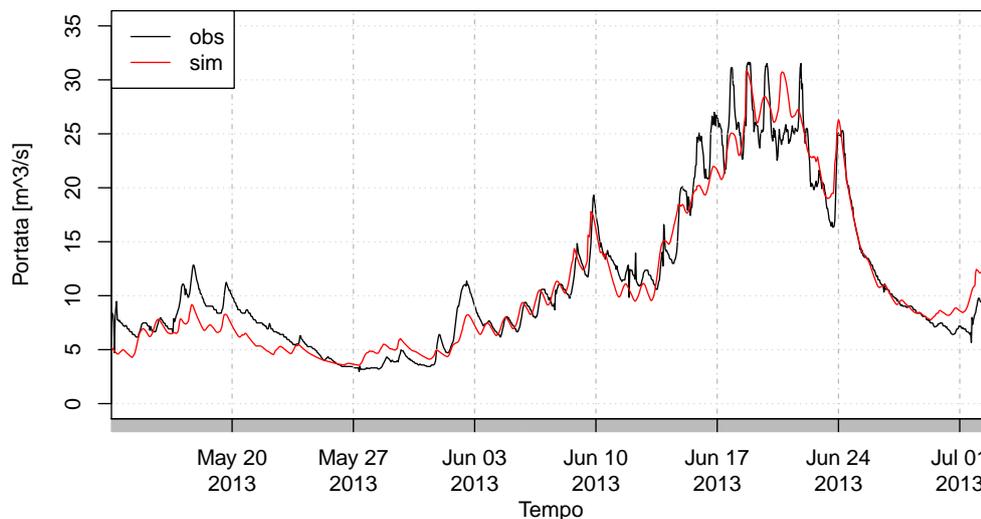


Figura 52: Confronto tra portate osservate e simulate presso l'idrometro di Campo Tures da fine maggio a inizio luglio.

Il grafico in figura 53 evidenzia chiaramente l'importanza del contributo della neve nel generare il deflusso. Da aprile a fine giugno quasi tutta la portata deriva dalla fusione del manto nevoso, ma anche per il resto dell'anno essa risulta essere una frazione importante. Riferendosi anche alle portate osservate (51) si può dire che il secondo maggior picco di portata è quasi completamente dovuto alla fusione della neve.

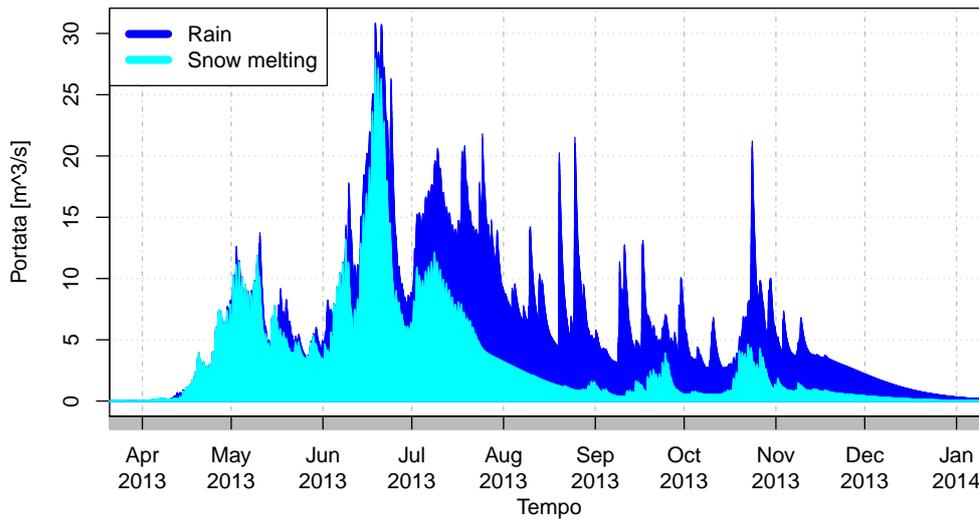


Figura 53: Frazioni di portata dovute alla fusione della neve e alla precipitazione liquida.

5.2.1 Curve di durata delle portate

La figura 54 mostra il confronto tra le curve di durata delle portate simulate ed osservate presso l'idrometro in cui è stato chiuso il bacino. Come auspicato, le portate intermedie sono ben stimate, mentre quelle agli estremi risultano sottostimate

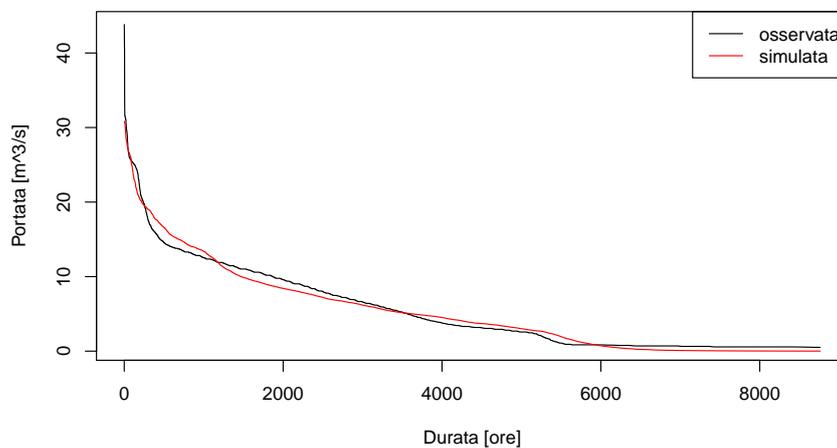


Figura 54: Confronto delle curve di durata delle portate tra misurato e simulato presso la sezione di chiusura.

La curva di durata delle portate presso l'opera di derivazione in località Säger è mostrata in figura 55. Le linee tratteggiate indicano i valori di riferimento, ovvero in rosso la massima portata derivabile e in verde la portata mediamente derivata.

Per avere un confronto con i dati di progetto della centrale idroelettrica "Rio Riva" si rimanda alla tabella 3 nel capitolo 2. Per l'anno 2013 risultano 123 i giorni in cui la portata supera quella massima derivabile. Sono invece 115 i giorni in cui la portata risulta minore o uguale al deflusso minimo vitale. La portata mediamente derivata dall'impianto è superata per 212 giorni all'anno.

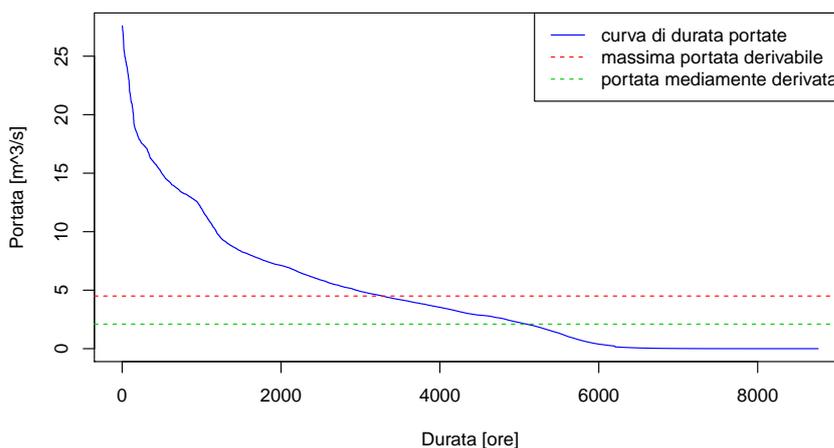


Figura 55: Curva di durata delle portate simulato presso l'opera di derivazione in località Säger.

5.2.2 Distribuzione delle portate nei rami del bacino

Per avere una visione generale della distribuzione delle portate nei diversi rami del reticolo idrografico, sono state prodotte alcune mappe in differenti periodi dell'anno. Le mappe che seguono presentano la stessa legenda al fine di consentire un confronto tra le diverse casistiche.

1 aprile 2013

La situazione è ancora di tipo invernale (fig. 56). Le portate risultano scarse su tutto il bacino, a causa delle temperature rigide che non consentono il disgelo o il verificarsi di precipitazioni liquide. La portata è originata dal contributo delle falde acquifere.

20 giugno 2013

La situazione è di tipo primaverile (fig. 57), contraddistinta dal deflusso generato principalmente dalla fusione della neve alle quote medie. I maggiori afflussi provengono dalla fascia compresa tra 1600 e i 2400 m, mentre a quote superiori il manto nevoso non raggiunge ancora la condizione di isoterma, necessaria per la fusione. In questa situazione sono comunque

possibili delle precipitazioni liquide intense su gran parte del bacino, che sommate all'ingente contributo da fusione possono determinare ondate di piena considerevoli.

28 luglio 2013

La situazione è di tipo estivo (fig. 58). Il contributo della fusione della neve è ormai meno significativo e contraddistingue solo pochi bacini posti molto in quota. Diversi ghiacciai possono essere scoperti e quindi contribuire al deflusso assieme alla neve, ma questi non sono contemplati nella soluzione modellistica qui trattata.

29 settembre 2013

La situazione è di tipo autunnale (fig. 59) ed è valutata in corrispondenza di un evento piovoso. Le portate nei diversi rami sono determinate principalmente dalla distribuzione della pioggia. Una piccola frazione di precipitazione potrebbe essere caduta in forma solida al di sopra dei 3000 m senza però determinare effetti significativi sui deflussi nel reticolo idrografico.

1 dicembre 2013

La situazione si riporta verso quella invernale (fig. 60). Molti rami in quota sono già in magra, mentre quello principale viene alimentato da falde acquifere ancora cariche di acqua nei fondovalle.

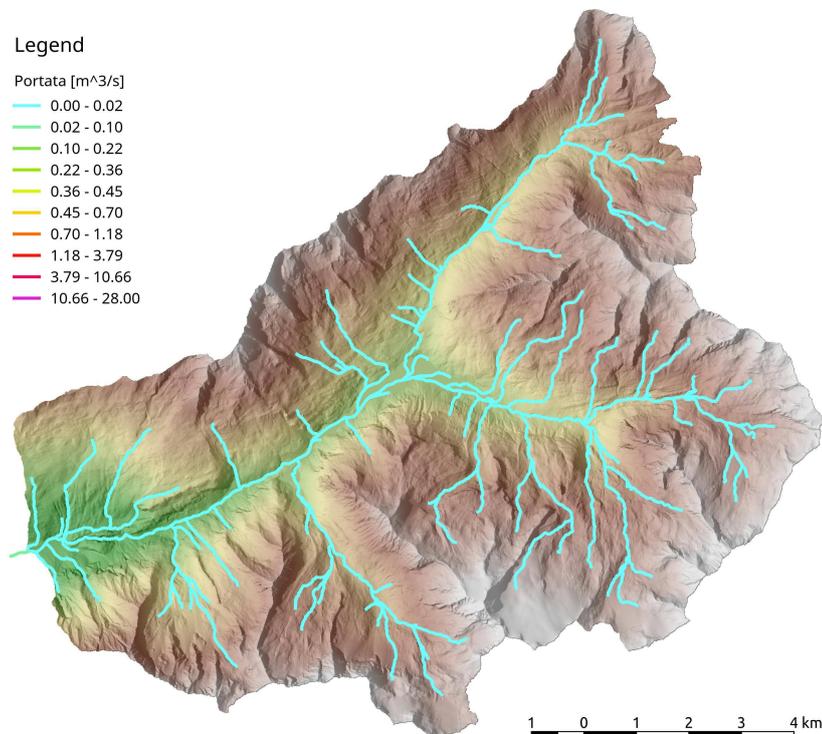


Figura 56: Distribuzione delle portate al 1 aprile 2013 (situazione invernale).

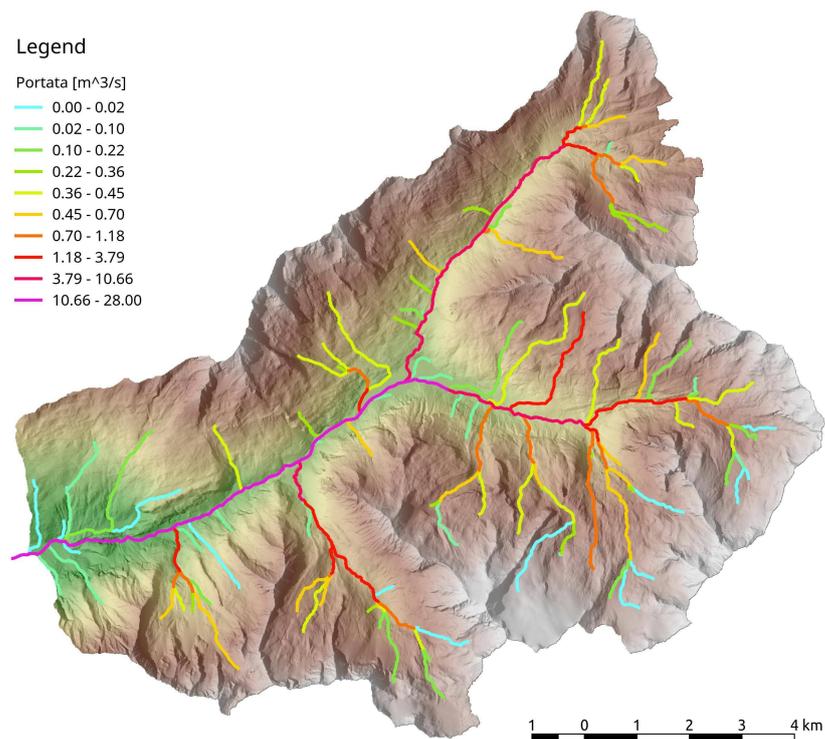


Figura 57: Distribuzione delle portate al 20 giugno 2013 (situazione primaverile).

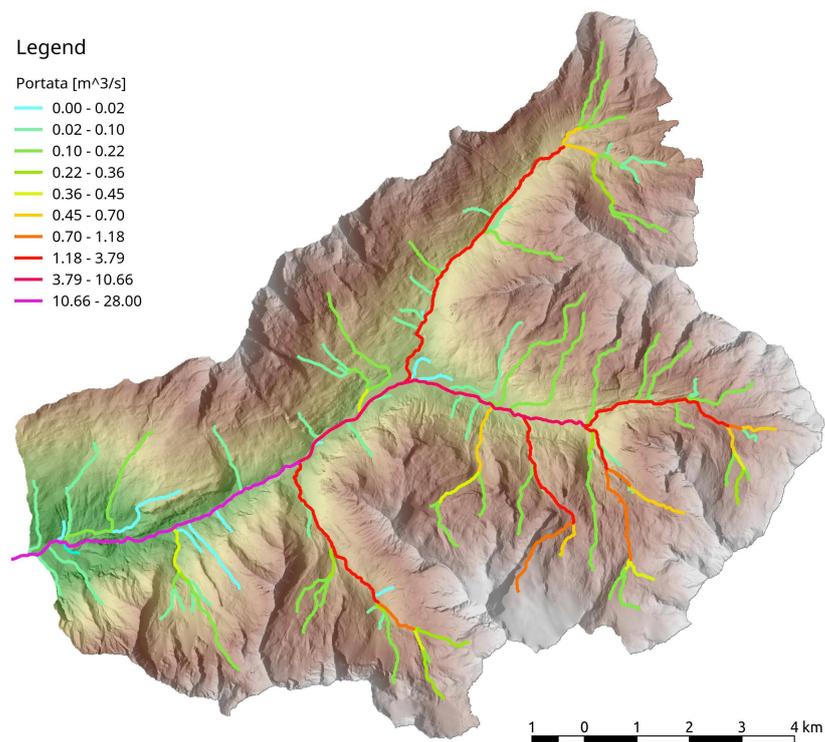


Figura 58: Distribuzione delle portate al 28 luglio 2013 (situazione estiva, fusione in quota).

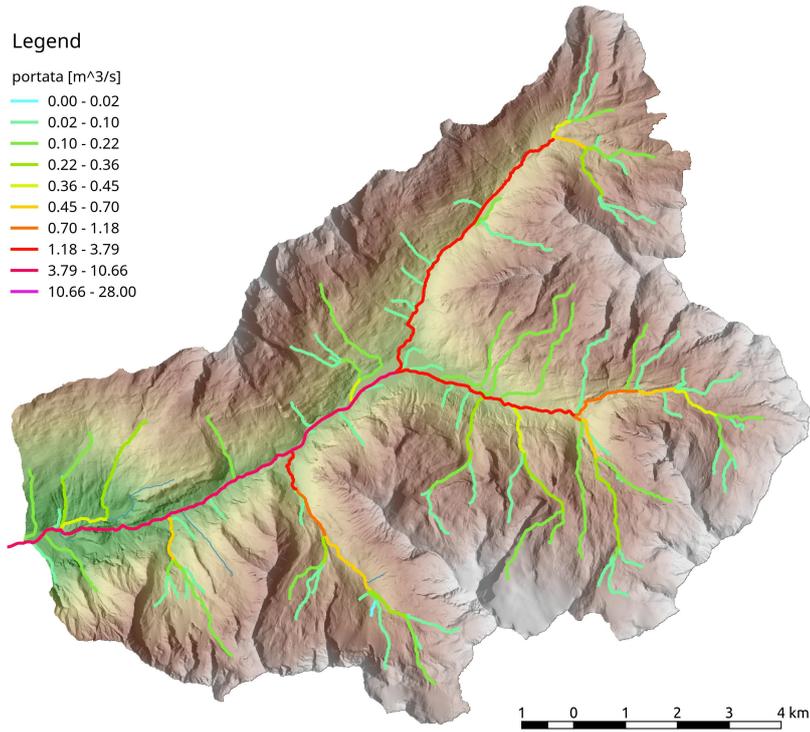


Figura 59: Distribuzione delle portate al 29 settembre 2013 (situazione autunnale, precipitazione liquida intensa)

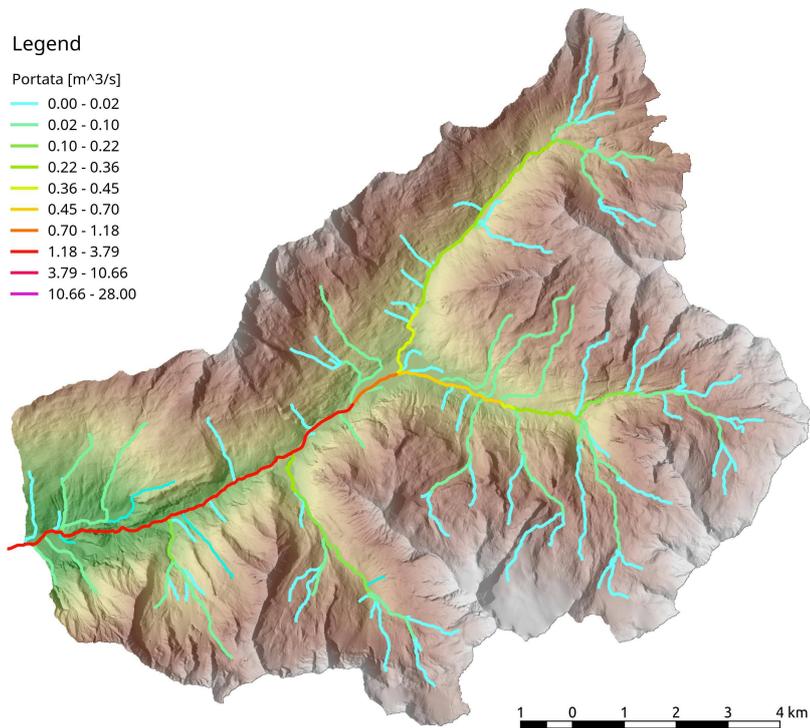


Figura 60: Distribuzione delle portate al 1 dicembre 2013 (verso situazione invernale).

Per la prima volta è stato utilizzato NewAGE come uno strumento operativo. Sono state quindi definite le procedure e le modalità operative standard per i “linker”. Inoltre, e sulla stessa linea, si è cominciato ad usare in modo coerente il database NewAGE che rappresenta senz’altro un patrimonio importante di dati a disposizione per la comunità scientifica e tecnica trentina. Tutto il codice prodotto in Groovy, in SQL o nel DSL di OMS₃ è reso disponibile in un repository (DOI [10.0.20.161/zenodo.437571](https://doi.org/10.0.20.161/zenodo.437571)), dove potrà essere riutilizzato per riprodurre tale lavoro di tesi o qualsiasi altra simulazione.

La modellazione idrologica di un bacino alpino non può prescindere dallo studio dell’evoluzione della criosfera. Nell’idrologia classica il ruolo della temperatura, ove contemplata, gioca un ruolo marginale. Nel bacino della Val di Riva e in generale nell’arco alpino, l’effetto della temperatura nel controllare lo stoccaggio ed il rilascio di acqua riveste invece un ruolo primario. Ne consegue che la stima delle portate giornaliere richiede un’attenta valutazione dello stato della copertura nevosa.

6.1 MODELLAZIONE DELLA NEVE

La neve modellata in NewAGE, secondo un approccio semidistribuito, ha già mostrato dei buoni risultati. Tutti i parametri utilizzati per la stima della neve sono però calcolati sui soli centroidi dei sottobacini. Occorre quindi un’accorta delineazione delle HRU per poter ritenere significativo un parametro su tutta la loro estensione.

La neve è molto legata alla topografia del terreno e risulta molto variegata all’interno dei sottobacini delineati secondo l’approccio classico. Generalmente ad ogni ramo del reticolo idrografico affluiscono le acque di versanti contrapposti. Una valle trasversale presenterà un versante Nord ed uno Sud, i quali risponderanno diversamente in termini di fusione della neve.

Il periodo dell’accumulo è governato soprattutto dalla precipitazione e dalla temperatura dell’aria, che determina la quota della nevicata. La quantità di neve stoccata in termini di SWE aumenta considerevolmente con la quota. I sottobacini alle quote superiori accumulano quasi tutta la precipitazione che cade durante l’anno. Il periodo della fusione è governato soprattutto dalla temperatura dell’aria e dal bilancio radiativo. La fusione della neve in NewAGE interpreta bene gli effetti dovuti alla quota e alla morfologia del bacino. Il modello di Hock calibrato ha mostrato buoni risultati sia in fase di accumulo che nella fase di fusione della neve ($OF_{KGE} = 0.95 \div 0.97$)

6.2 MODELLAZIONE DELLE PORTATE IDRICHE

Il modello Adige-HyMod ha mostrato una buona performance nel periodo di calibrazione ($OF_{KGE} = 0.95$). Le portate che si verificano con maggior frequenza sono sempre stimate con un buon grado di approssimazione.

Tuttavia, nei bacini caratterizzati da un'abbondante copertura nevosa, è indispensabile utilizzare una corretta condizione iniziale dello SWE, al fine di riprodurre correttamente il deflusso derivante dal melting. Per garantire questo requisito, il periodo di calibrazione è stato posto subito la fase di accumulo della stagione invernale ('12-'13).

Al momento non è possibile trovare un set di parametri che dia una buona stima delle portate intermedie e al contempo dei picchi di piena dovuti alla precipitazione liquida. È però possibile utilizzare il modello con diverse parametrizzazioni a seconda degli scopi preposti.

Attraverso una accurata calibrazione del modello idrologico è stato possibile ricostruire le curve di durata, anche in punti in cui non si hanno idrometri e quindi, si dimostra un ottimo strumento per la pianificazione di bacino.

In campo idroelettrico è però richiesta una buona previsione delle portate di magra. Allo stato attuale Hymod non fornisce ancora una buona stima del deflusso di base, in quanto esso suddivide la precipitazione in due soli canali, deflusso superficiale e sub-superficiale, e non permette la taratura del deflusso profondo.

6.3 CONSIDERAZIONI SULL'INGEGNERIZZAZIONE

Il sistema NewAge allo stato attuale non ha ancora raggiunto la maturità per consentire la gestione e la preparazione di tutti gli input del modello idrologico.

Delegando tale compito a STAGE, grazie all'ambiente di scripting GIS e all'interfaccia per gestire il database NewAGE, è stato possibile proceduralizzare quasi del tutto le operazioni. L'input richiesto dalla procedura GIS è un modello digitale del terreno comprendente il bacino d'interesse. All'operatore è delegata unicamente la scelta dei parametri per la delineazione dei bacini.

Il database NewAGE dispone di moltissime serie dati per il bacino del Fiume Adige. Esso è facilmente interrogabile con opportune query per restituire tutta l'informazione idro-meteorologica. Richiede altresì un certo sforzo per mantenere aggiornate le serie temporali con i dati meteo recenti ed una minima manutenzione. In tal modo può costituire una base comune per il testing comparato di diversi modelli idrologici o di altro tipo.

Le soluzioni modellistiche OMS3 proposte per la modellazione delle portate, definiscono uno standard operativo per poter condurre simulazioni di portata in tutti i bacini di tipo montano.

6.4 FUTURI SVILUPPI

Gestione di database e jgrasstools in OMS3

La gestione del database meteorologico dovrebbe poter essere gestita direttamente grazie al framework OMS3. L'utente dovrebbe poter connettere direttamente il database come una qualsiasi altra componente. I Jgrasstools sono già ben integrati in OMS, ma la mancanza di alcuni moduli utili, li rendono ancora non pienamente operativi.

Nuova gestione di albero e serbatoi

Seppur già utilizzabile con buoni risultati per la modellazione delle portate, Jgrass-NewAGE richiede alcune migliorie. È in fase di sviluppo la scomposizione di Adige-HyMod nelle sue sotto-unità, ovvero la gestione del grafo ad albero [Serafin et al. 2016] e dei serbatoi [Bancheri M. 2017] che simulano il deflusso dell'acqua potranno essere gestiti in maniera più versatile. Sarà dunque possibile riprodurre lo schema di Hymod concatenando tre serbatoi per il deflusso superficiale ed uno per quello sub-superficiale. L'aggiunta di un serbatoio per simulare il deflusso profondo a questo punto non richiederà alcun sforzo di programmazione se non al livello di scripting OMS. Potrà comunque essere utilizzata qualsiasi configurazione di serbatoi al fine di simulare al meglio le portate idriche nel bacino preso in esame.

Pattern della neve

Volendo modellare la neve, risulta di estrema importanza la delimitazione delle HRU. La neve, fortemente influenzata dalla topografia, dovrebbe essere aggregata non in base al sottobacino (secondo la logica hillslope-link), ma almeno per quota e versante. Ad ogni ramo affluiscono contributi diversificati a seconda del versante, simulabili con serbatoi in parallelo. Ogni versante che presenta grandi variazioni di quota, dovrebbe essere suddiviso in fasce altimetriche, probabilmente anch'esse simulabili con dei serbatoi in parallelo o al più in serie tra loro. Così facendo è possibile ottenere comunque una modellazione della neve semplificata, ma più vicina alla fisica del problema, migliorando la stima del deflusso da fusione soprattutto a piccola scala.

Modulo ghiacciai

Per bacini contenenti al loro interno ghiacciai, potrebbe giovare una componente che simuli la fusione del ghiaccio. In estate e in autunno, molti ghiacciai risultano scoperti e contribuiscono in buona parte alla formazione di deflusso, anche in virtù della variazione di albedo in seguito alla scomparsa della copertura nevosa stagionale.

Moduli per la gestione della componente artificiale

Il sistema Jgrass-NewAGE consente di modellare bacini naturali, ovvero dove non esistono opere idrauliche come invasi, condotte, canali, ecc. In futuro dovrà dotarsi di una serie di tools o componenti per la gestione di tali aspetti.

BIBLIOGRAFIA

- Abbott, M.B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O'Connell e J. Rasmussen
1986 «An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system», *Journal of Hydrology*, 87, 1, p. 45-59, ISSN: 0022-1694, DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90114-9](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(86)90114-9), <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169486901149>.
- Alados-Arboledas, L, J Vida e FJ Olmo
1995 «The estimation of thermal atmospheric radiation under cloudy conditions», *International journal of climatology*, 15, 1, p. 107-116.
- Allen, Richard G, Luis S Pereira, Dirk Raes, Martin Smith et al.
1998 «Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56», *FAO, Rome*, 300, 9, p. D05109.
- Anderson, Eric A
1976 «A point of energy and mass balance model of snow cover», *NOAA Tech. Rep. NWS*, 19, p. 1-150.
- Ångström, Anders Knutsson
1915 *A study of the radiation of the atmosphere: based upon observations of the nocturnal radiation during expeditions to Algeria and to California*, Smithsonian Institution, vol. 65.
- Antonello, A. e S. Franceschi
2012 «JGrassTools: strumenti tecnico-scientifici per l'analisi dei dati ambientali», *GEOmedia*, 15, 2.
- Auer Jr, August H
1974 «The rain versus snow threshold temperatures», *Weatherwise*, 27, 2, p. 67-67.
- Augustine, John A, John J DeLuisi e Charles N Long
2000 «SURFRAD-A national surface radiation budget network for atmospheric research», *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 10, p. 2341-2357.
- Augustine, John A, Gary B Hodges, Christopher R Cornwall, Joseph J Michalsky e Carlos I Medina
2005 «An update on SURFRAD-The GCOS Surface Radiation budget network for the continental United States», *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 10, p. 1460-1472.

- Baldocchi, Dennis, Eva Falge, Lianhong Gu, Richard Olson, David Hollinger, Steve Running, Peter Anthoni, Ch Bernhofer, Kenneth Davis, Robert Evans et al.
 2001 «FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities», *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, 11, p. 2415-2434.
- Barr, Jordan G, Vic Engel, Thomas J Smith e José D Fuentes
 2012 «Hurricane disturbance and recovery of energy balance, CO₂ fluxes and canopy structure in a mangrove forest of the Florida Everglades», *Agricultural and Forest Meteorology*, 153, p. 54-66.
- Boyle, Douglas Patrick
 2001 «Multicriteria calibration of hydrologic models».
- Brooks, Royal Harvard e Arthur Thomas Corey
 1964 «Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design», *Trans. ASAE*, 7, 1, p. 26-0028.
- Brubaker, KAYE, ALBERT Rango e WILLIAM Kustas
 1996 «Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model», *Hydrological processes*, 10, 10, p. 1329-1343.
- Brun, E, P David, M Sudul e G Brunot
 1992 «A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting», *Journal of Glaciology*, 38, 128, p. 13-22.
- Brunt, David
 1932 «Notes on radiation in the atmosphere. I», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 58, 247, p. 389-420.
- Brutsaert, Wilfried
 1975 «On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies», *Water Resources Research*, 11, 5, p. 742-744.
 2005 *Hydrology: an introduction*, 8, Wiley Online Library, vol. 61.
 2013 *Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications*, Springer Science & Business Media, vol. 1.
- Campbell, Gaylon S
 1985 *Soil physics with BASIC: transport models for soil-plant systems*, Elsevier, vol. 14.
- Carmona, Facundo, Raúl Rivas e Vicente Caselles
 2014 «Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region», *Theoretical and applied climatology*, 115, 1-2, p. 281-295.

Cazorzi, F e G Dalla Fontana

- 1996 «Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index», *Journal of Hydrology*, 181, 1, p. 169-187.

Clarke, R.T.

- 1973 «A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use», *Journal of Hydrology*, 19, 1, p. 1-20, ISSN: 0022-1694, DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(73\)90089-9](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(73)90089-9), <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022169473900899>.

Cline, Donald W

- 1997 «Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, midlatitude Alpine site», *Water Resources Research*, 33, 4, p. 689-701.

Colbeck, S. C.

- 1972 «A Theory of Water Percolation in Snow», *Journal of Glaciology*, 11, 63, p. 369-385.

Corripio, Javier G

- 2003 «Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and solar radiation modelling in mountainous terrain», *International Journal of Geographical Information Science*, 17, 1, p. 1-23.

Corripio, Javier Gonzalez

- 2002 *Modelling the energy balance of high altitude glacierised basins in the Central Andes*, tesi di dott., University of Edinburgh.

Cosenza, Ph, R Guerin e A Tabbagh

- 2003 «Relationship between thermal conductivity and water content of soils using numerical modelling», *European Journal of Soil Science*, 54, 3, p. 581-588.

Crawford, Todd M e Claude E Duchon

- 1999 «An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation», *Journal of Applied Meteorology*, 38, 4, p. 474-480.

Dall'Amico, Matteo, Stefano Endrizzi e Riccardo Rigon

- 2011 «Snow mapping of an alpine catchment through the hydrological model GEOtop», in *Proceedings Conference Eaux en montagne, Lyon*, p. 16-17.

David, O, JC Ascough, W Lloyd, TR Green, KW Rojas, GH Leavesley e LR Ahuja

- 2013 «A software engineering perspective on environmental modeling framework design: The Object Modeling System», *Environmental Modelling & Software*, 39, p. 201-213.

- David, Olaf, James Ascough, George Leavesley e Lajpat Ahuja
 2010 «Rethinking modeling framework design: object modeling system 3.0», in *Environmental Modeling International Conference Proceedings*, p. 5-8.
- De Jager, AL e JV Vogt
 2010 «Development and demonstration of a structured hydrological feature coding system for Europe», *Hydrological Sciences Journal*, 55, 5, p. 661-675.
- Devia, Gayathri K., B.P. Ganasri e G.S. Dwarakish
 2015 «A Review on Hydrological Models», *Aquatic Procedia*, 4, p. 1001-1007, ISSN: 2214-241X, DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214241X15001273>.
- Dilley, AC e DM O'brien
 1998 «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, p. 1391-1401.
- D'Odorico, Paolo e Ignacio Rodríguez-Iturbe
 2000 «Space-time self-organization of mesoscale rainfall and soil moisture», *Advances in water resources*, 23, 4, p. 349-357.
- Duan, QY, Vijai K Gupta e Soroosh Sorooshian
 1993 «Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization», *Journal of optimization theory and applications*, 76, 3, p. 501-521.
- Efron, Bradley e B Efron
 1982 *The jackknife, the bootstrap and other resampling plans*, SIAM, vol. 38.
- Endrizzi, S, S Gruber, M Dall'Amico e R Rigon
 2013 «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», *Geosci. Model Dev. Discuss*, 6, 4, p. 6279-6341.
- Endrizzi, S., S. Gruber, M. Dall'Amico e R. Rigon
 2014 «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, p. 2831-2857, DOI: [10.5194/gmd-7-2831-2014](https://doi.org/10.5194/gmd-7-2831-2014), <http://www.geosci-model-dev.net/7/2831/2014/>.
- Flerchinger, GN
 2000 *The Simultaneous Heat and Water (SHAW) Model: Technical Documentation*, Northwest Watershed Research Center, USDA Agricultural Research Service, Boise, rapp. tecn., Idaho, Technical Report NWRC 2000-09, 37 pp.

- Flerchinger, GN, Wei Xaio, Danny Marks, TJ Sauer e Qiang Yu
2009 «Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation», *Water resources research*, 45, 3.
- Formetta, G, A Antonello, S Franceschi, O David e R Rigon
2014 «Hydrological modelling with components: A GIS-based open-source framework», *Environmental Modelling & Software*, 55, p. 190-200.
- Formetta, G, M Bancheri, R Rigon e O David
2015 «On site specific parameterizations of longwave radiation», *Geoscientific Model Development*.
- Formetta, G., S. K. Kampf, O. David e R. Rigon
2014 «Snow water equivalent modeling components in NewAge-JGrass», *Geoscientific Model Development*, 7, 3, p. 725-736, DOI: [10.5194/gmd-7-725-2014](https://doi.org/10.5194/gmd-7-725-2014), <http://www.geosci-model-dev.net/7/725/2014/>.
- Formetta, G., R. Mantilla, S. Franceschi, A. Antonello e R. Rigon
2011 «The JGrass-NewAge system for forecasting and managing the hydrological budgets at the basin scale: models of flow generation and propagation/routing», *Geoscientific Model Development*, 4, 4, p. 943-955, DOI: [10.5194/gmd-4-943-2011](https://doi.org/10.5194/gmd-4-943-2011), <http://www.geosci-model-dev.net/4/943/2011/>.
- Formetta, G, R Mantilla, S Franceschi, A Antonello e R Rigon
2011 «The JGrass-NewAge system for forecasting and managing the hydrological budgets at the basin scale: models of flow generation and propagation/routing», *Geoscientific Model Development*, 4, 4, p. 943-955.
- Formetta, G., R. Rigon, J. L. Chávez e O. David
2013 «Modeling shortwave solar radiation using the JGrass-NewAge system», *Geoscientific Model Development*, 6, 4, p. 915-928, DOI: [10.5194/gmd-6-915-2013](https://doi.org/10.5194/gmd-6-915-2013), <http://www.geosci-model-dev.net/6/915/2013/>.
- Formetta, G, R Rigon, JL Chávez e O David
2013 «Modeling shortwave solar radiation using the JGrass-NewAge system», *Geoscientific Model Development*, 6, 4, p. 915-928.
- Formetta, Giuseppe, Stephanie K Kampf, Olaf David e Riccardo Rigon
2014 «Snow water equivalent modeling components in NewAge-JGrass», *Geoscientific Model Development*, 7, 3, p. 725-736.
- Garen, David C e Danny Marks
2005 «Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results», *Journal of Hydrology*, 315, 1, p. 126-153.

Gruber, U e P Bartelt

- 2007 «Snow avalanche hazard modelling of large areas using shallow water numerical methods and GIS», *Environmental Modelling & Software*, 22, 10, p. 1472-1481.

Gupta, Hoshin V, Harald Kling, Koray K Yilmaz e Guillermo F Martinez

- 2009 «Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling», *Journal of Hydrology*, 377, 1, p. 80-91.

Hatfield, JL, R JI Reginato e SB Idso

- 1983 «Comparison of long-wave radiation calculation methods over the United States», *Water Resources Research*, 19, 1, p. 285-288.

Hay, Lauren E, George H Leavesley, Martyn P Clark, Steve L Markstrom, Roland J Viger e Makiko Umemoto

- 2006 *Step wise, multiple objective calibration of a hydrologic model for a snow-melt dominated basin*.

Hock, Regine

- 1999 «A distributed temperature-index ice-and snowmelt model including potential direct solar radiation», *Journal of Glaciology*, 45, 149, p. 101-111.

Horton, Robert E

- 1932 «Drainage-basin characteristics», *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 13, 1, p. 350-361.
- 1945 «Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology», *Geological society of America bulletin*, 56, 3, p. 275-370.

Idso, Sherwood B

- 1981 «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, p. 295-304.

Idso, Sherwood B e Ray D Jackson

- 1969 «Thermal radiation from the atmosphere», *Journal of Geophysical Research*, 74, 23, p. 5397-5403.

Iziomon, MOSES G, HELMUT Mayer e ANDREAS Matzarakis

- 2003a «Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization», *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65, 10, p. 1107-1116.
- 2003b «Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization», *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65, 10, p. 1107-1116.

Jordan, Rachel

- 1991 *A one-dimensional temperature model for a snow cover: Technical documentation for SNTHERM*. 89. Rapp. tecn., DTIC Document.

Jordan, Rachel E, Janet P Hardy, Frank E Perron e David J Fisk

- 1999 «Air permeability and capillary rise as measures of the pore structure of snow: an experimental and theoretical study», *Hydrological Processes*, 13, 12-13, p. 1733-1753.

Judson, Arthur e Nolan Doesken

- 2000 «Density of freshly fallen snow in the central Rocky Mountains», *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 7, p. 1577-1587.

Juszak, I e F Pellicciotti

- 2013 «A comparison of parameterizations of incoming longwave radiation over melting glaciers: model robustness and seasonal variability», *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 8, p. 3066-3084.

Kavetski, Dmitri, George Kuczera e Stewart W Franks

- 2006 «Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 2. Application», *Water Resources Research*, 42, 3.

Keding, I

- 1989 *Klimatologische Untersuchung ueber die atmosphaerische Gegenstrahlung und Vergleich vom Berechnungsverfahren anhand langjaehriger Messungen im Oberrheintal*, Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.

Kelliher, FM, DJ Ross, BE Law, DD Baldocchi e NJ Rodda

- 2004 «Limitations to carbon mineralization in litter and mineral soil of young and old ponderosa pine forests», *Forest Ecology and Management*, 191, 1, p. 201-213.

Key, Jeffrey R e Axel J Schweiger

- 1998 «Tools for atmospheric radiative transfer: Streamer and FluxNet», *Computers & Geosciences*, 24, 5, p. 443-451.

Kienzle, Stefan W

- 2008 «A new temperature based method to separate rain and snow», *Hydrological Processes*, 22, 26, p. 5067-5085.

Kneizys, Francis X, EP Shettle, LW Abreu, JH Chetwynd e GP Anderson

- 1988 *Users guide to LOWTRAN 7*, rapp. tecn., DTIC Document.

Konzelmann, Thomas, Roderik SW van de Wal, Wouter Greuell, Richard Bintanja, Edwin AC Henneken e Ayako Abe-Ouchi

- 1994 «Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland Ice Sheet», *Global and Planetary change*, 9, 1, p. 143-164.

- Kustas, William P, Albert Rango e Remko Uijlenhoet
 1994 «A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model», *Water Resources Research*, 30, 5, p. 1515-1527.
- Lehning, Michael, Ingo Völksch, David Gustafsson, Tuan Anh Nguyen, Manfred Stähli e Massimiliano Zappa
 2006 «ALPINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology», *Hydrological processes*, 20, 10, p. 2111-2128.
- Leigh Jr, Egbert Giles
 1999 *Tropical Forest Ecology: A View from Barro Colorado Island: A View from Barro Colorado Island*, Oxford University Press.
- Link, Timothy e Danny Marks
 1999 «Distributed simulation of snowcover mass- and energy-balance in the boreal forest», *Hydrological Processes*, 13, 14, p. 2439-2452.
- MacDonell, Shelley, Lindsey Nicholson e Christophe Kinnard
 2013 «Parameterisation of incoming longwave radiation over glacier surfaces in the semiarid Andes of Chile», *Theoretical and applied climatology*, 111, 3-4, p. 513-528.
- Mantilla, Ricardo, Vijay K Gupta e Oscar J Mesa
 2006 «Role of coupled flow dynamics and real network structures on Hortonian scaling of peak flows», *Journal of Hydrology*, 322, 1, p. 155-167.
- Martinec, J
 1975 «Snowmelt-runoff model for stream flow forecasts», *Hydrology Research*, 6, 3, p. 145-154.
- Martinec, J. e A. Rango
 1986 «Parameter values for snowmelt runoff modelling», *Journal of Hydrology*, 84, 3, p. 197-219, ISSN: 0022-1694, DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90123-X](http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(86)90123-X), <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216948690123X>.
- Moradkhani, Hamid e Soroosh Sorooshian
 2008 «General Review of Rainfall-Runoff Modeling: Model Calibration, Data Assimilation, and Uncertainty Analysis», in *Hydrological Modelling and the Water Cycle: Coupling the Atmospheric and Hydrological Models*, a cura di Soroosh Sorooshian, Kuo-Lin Hsu, Erika Coppola, Barbara Tomassetti, Marco Verdecchia e Guido Visconti, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, p. 1-24, ISBN: 978-3-540-77843-1, DOI: [10.1007/978-3-540-77843-1_1](http://dx.doi.org/10.1007/978-3-540-77843-1_1), http://dx.doi.org/10.1007/978-3-540-77843-1_1.
- Niemelä, Sami, Petri Räisänen e Hannu Savijärvi
 2001 «Comparison of surface radiative flux parameterizations: Part I: Longwave radiation», *Atmospheric Research*, 58, 1, p. 1-18.

- Park, Gi-Hyeon, Xiaogang Gao e Soroosh Sorooshian
 2008 «Estimation of surface longwave radiation components from ground-based historical net radiation and weather data», *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 113, D4.
- Perin, R.
 2013 *Modellazione numerica a scala di bacino del fiume Ledra*, Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Udine.
- Pfafstetter, Otto
 1989 «Classification of hydrographic basins: coding methodology», *unpublished manuscript, Departamento Nacional de Obras de Saneamento, August, 18, 1989*, p. 1-2.
- Plüss, Christian e Atsumu Ohmura
 1997 «Longwave radiation on snow-covered mountainous surfaces», *Journal of Applied Meteorology*, 36, 6, p. 818-824.
- Pomeroy, JW, DM Gray e PG Landine
 1993 «The prairie blowing snow model: characteristics, validation, operation», *Journal of Hydrology*, 144, 1-4, p. 165-192.
- Prata, AJ
 1996 «A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122, 533, p. 1127-1151.
- Priestley, Charles Henry Brian
 1959 *Turbulent transfer in the lower atmosphere*, University of Chicago Press Chicago.
- Rango, A.
 1994 «Application of remote sensing methods to hydrology and water resources», *Hydrological Sciences Journal*, 39, 4, p. 309-320, DOI: [10.1080/02626669409492752](https://doi.org/10.1080/02626669409492752), <http://dx.doi.org/10.1080/02626669409492752>.
- Rigon, R., G. Bertoldi e Thomas M Over
 2006 «GEOtop: A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets», *Journal of Hydrometeorology*, 7, 3, p. 371-388.
- Rotenberg, E, Y Mamane e JH Joseph
 1998 «Long wave radiation regime in vegetation-parameterisations for climate research», *Environmental modelling & software*, 13, 3, p. 361-371.
- Schmid Jr, John
 1947 «The relationship between the coefficient of correlation and the angle included between regression lines», *The Journal of Educational Research*, 41, 4, p. 311-313.

- Segretariato permanente della Convenzione delle Alpi
2011 *L'acqua e la gestione delle risorse idriche. Relazione sullo Stato delle Alpi*, www.alpconv.org.
- Serafin, Francesco, Marialaura Bancheri, Riccardo Rigon e Olaf David
2016 «A Java binary tree data structure for environmental modelling».
- Strahler, Arthur N
1952 «Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography», *Geological Society of America Bulletin*, 63, 11, p. 1117-1142.
1957 «Quantitative analysis of watershed geomorphology», *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38, 6, p. 913-920.
- Sugita, M e W Brutsaert
1993 «Comparison of land surface temperatures derived from satellite observations with ground truth during FIFE», *International Journal of Remote Sensing*, 14, 9, p. 1659-1676.
- Swinbank, W CQJR
1963 «Long-wave radiation from clear skies», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 89, 381, p. 339-348.
- Tarboton, David G, Charles H Luce et al.
1996 *Utah energy balance snow accumulation and melt model (UEB)*, Citeseer.
- Tobin, Cara, Bettina Schaefli, Ludovico Nicótina, Silvia Simoni, Guillermo Barrenetxea, Russell Smith, Marc Parlange e Andrea Rinaldo
2013 «Improving the degree-day method for sub-daily melt simulations with physically-based diurnal variations», *Advances in Water Resources*, 55, p. 149-164.
- Unsworth, Michael H e JL Monteith
1975 «Long-wave radiation at the ground I. Angular distribution of incoming radiation», *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101, 427, p. 13-24.
- Verdin, Kristine L e James P Verdin
1999 «A topological system for delineation and codification of the Earth's river basins», *Journal of Hydrology*, 218, 1, p. 1-12.
- Xiao, Jingfeng, Qianlai Zhuang, Beverly E Law, Jiquan Chen, Dennis D Baldocchi, David R Cook, Ram Oren, Andrew D Richardson, Sonia Wharton, Siyan Ma et al.
2010 «A continuous measure of gross primary production for the conterminous United States derived from MODIS and AmeriFlux data», *Remote sensing of environment*, 114, 3, p. 576-591.
- Zanotti, F, S. Endrizzi, G. Bertoldi e R. Rigon
2004 «The GEOTOP snow module», *Hydrological processes*, 18, 18, p. 3667-3679.